

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

**Geología del sector norte de la sierra de  
Valle Fértil, entre la localidad de Baldes  
del Rosario y el Parque Provincial  
Ischigualasto, departamento Valle Fértil,  
San Juan**

Tesis de Licenciatura

**GISELA ANDREA GAIDO**

**Directora: Alina M. Tibaldi  
Co-director: Juan E. Otamendi**

**Año 2014**

**ÍNDICE**

<b>RESUMEN</b>	<b>I</b>
----------------	----------

**CAPÍTULO I: GENERALIDADES**

<b>1.a. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>1.b. OBJETIVOS</b>	<b>2</b>
1.b.1. <i>Generales</i>	2
1.b.2. <i>Específicos</i>	2
<b>1.c. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO</b>	<b>3</b>
<b>1.d. MATERIALES Y METODOLOGÍA</b>	<b>4</b>
1.d.1. <i>Etapas de gabinete inicial</i>	4
1.d.2. <i>Etapas de campo</i>	5
1.d.3. <i>Etapas de laboratorio</i>	5
1.d.4. <i>Etapas de gabinete final</i>	6

**CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL**

<b>2.a. GEOLOGÍA REGIONAL</b>	<b>9</b>
<b>2.b. GEOLOGÍA LOCAL</b>	<b>15</b>

**CAPÍTULO III: GEOMORFOLOGÍA**

<b>3.a. INTRODUCCIÓN</b>	<b>22</b>
<b>3.b. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS</b>	<b>23</b>

**CAPÍTULO IV: PETROLOGÍA Y PETROGRAFÍA DEL BASAMENTO CRISTALINO**

<b>4.a. INTRODUCCIÓN</b>	<b>32</b>
<b>4.b. UNIDAD TONALÍTICA</b>	<b>32</b>
4.b.1. <i>Tonalitas</i>	33
4.b.2. <i>Granodioritas</i>	37
4.b.3. <i>Granitos</i>	40
4.b.4. <i>Gabros</i>	40
4.b.5. <i>Dioritas</i>	42

---

<b>4.c. UNIDAD MIGMÁTICA</b>	<b>42</b>
4.c.1. <i>Migmatitas metasedimentarias</i>	43
4.c.1.a. Metatexitas	45
4.c.1.b. Diatexitas	49
4.c.2. <i>Granitoides anatéticos</i>	52
4.c.3. <i>Migmatitas máficas</i>	53
4.c.4. <i>Cuarcitas</i>	55
<b>4.d. UNIDAD MÁFICA</b>	<b>56</b>
4.d.1. <i>Asociación gábrica</i>	57
4.d.2. <i>Asociación diorítica</i>	59
<b>4.e. UNIDAD MILONÍTICA</b>	<b>60</b>

## CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO CRISTALINO

---

<b>5.a. INTRODUCCIÓN</b>	<b>63</b>
<b>5.b. FOLIACIÓN MAGMÁTICA</b>	<b>63</b>
<b>5.c. FOLIACIÓN PRE-MIGMÁTICA Y MIGMÁTICA</b>	<b>65</b>
<b>5.d. FOLIACIÓN TECTÓNICA</b>	<b>67</b>
5.d.1. <i>Foliación submagmática a subsólida de alta temperatura</i>	67
5.d.2. <i>Foliación milonítica</i>	69
5.d.3. <i>Foliación frágil</i>	73

## CAPÍTULO VI: TERMOBAROMETRÍA

---

<b>6.a. INTRODUCCIÓN</b>	<b>75</b>
<b>6.b. QUÍMICA MINERAL</b>	<b>75</b>
<b>6.c. DETERMINACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA</b>	<b>77</b>
<b>6.d. ESTIMACIONES DE PROFUNDIDAD Y GRADIENTE TÉRMICO</b>	<b>80</b>

## CAPÍTULO VII: DISCUSIONES

---

<b>7.a. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA</b>	<b>82</b>
<b>7.b. SINTESIS PETROLÓGICA E IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS</b>	<b>83</b>
<b>7.c. EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL</b>	<b>88</b>
<b>7.d. VARIACIONES LATERALES EN EL ARCO MAGMÁTICO FAMATINIANO</b>	<b>89</b>

---

**CAPÍTULO VIII: CONCLUSIONES**

---

<b>CONCLUSIONES</b>	<b>90</b>
---------------------	-----------

<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>94</b>
---------------------	-----------

---

**ANEXOS**

---

<b>ANEXO I</b>	<b>110</b>
----------------	------------

**I. a. MAPAS**

<b>Figura 1:</b> MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN Y MUESTREO	111
---	-----

<b>Figura 2:</b> MAPA GEOMORFOLÓGICO	112
--------------------------------------	-----

<b>Figura 3:</b> MAPA GEOLÓGICO	113
---------------------------------	-----

<b>ANEXO II</b>	<b>114</b>
-----------------	------------

<b>II. a. ANÁLISIS MODAL</b>	<b>115</b>
------------------------------	------------

<b>Tabla 1:</b> Análisis modal de la composición de las distintas litologías	115
--	-----

<b>II. b. FICHAS PETROGRÁFICAS</b>	<b>116</b>
------------------------------------	------------

<b>ANEXO III</b>	<b>160</b>
------------------	------------

**III. a. CÁLCULO DE LAS FÓRMULAS ESTRUCTURALES**

<b>CORRESPONDIENTES A LA MIGMATITA METASEDIMENTARIA</b>	<b>161</b>
---	------------

<b>Tabla 1:</b> Composición química representativa de granates	161
--	-----

<b>Tabla 2:</b> Composición química representativa de biotitas	163
--	-----

<b>Tabla 3:</b> Composición química representativa de plagioclasas y feldespato potásico	164
--	-----

<b>Tabla 4:</b> Composición química representativa de cordieritas	165
---	-----

## RESUMEN

En este trabajo se realiza un estudio geomorfológico, petrológico y estructural detallado, presentando así la cartografía geológica de las distintas unidades litoestratigráficas que constituyen el sector norte de la sierra de Valle Fértil, localizada en el segmento oriental de la provincia de San Juan. El área de estudio se encuentra comprendida entre la localidad de Baldes del Rosario y el Parque Provincial Ischigualasto.

La sierra de Valle Fértil se localiza en las Sierras Pampeanas Occidentales y constituye junto con la sierra de La Huerta un cordón de orientación meridional de 140 km de largo por 30 km de ancho (Jordan y Allmendinger, 1986). El mismo corresponde a la sección inferior a media de un arco magmático formado durante el Ordovícico inferior en el margen occidental de Gondwana.

La zona de estudio se divide, en base a criterios morfoestructurales y a los procesos generadores dominantes, en dos unidades geomorfológicas mayores: A- Relieves denudativos y B- Depresión intermontada oriental.

Aquí se reconocen cuatro unidades principales, las cuales corresponden a las unidades máfica, tonalítica, migmática y milonítica. La unidad máfica predomina en el sector occidental y en ella se reconocen dos asociaciones litológicas en contacto transicional. La asociación gábrica se desarrolla principalmente en la porción occidental de la unidad máfica y se caracteriza por la presencia de gabros hornbléndicos, gabros hornbléndicos piroxénicos y, de modo subordinado, dioritas que se interdigitan de manera heterogénea estando en íntima relación de yacencia. La asociación diorítica predomina en el sector oriental de dicha unidad y está compuesta esencialmente por dioritas con intercalaciones de cuerpos lenticulares y diques de gabros hornbléndicos de grano fino. La unidad tonalítica aflora hacia la sección oriental del cordón serrano. Si bien el tipo litológico dominante es el que le imparte el nombre a la misma, también se identifican en menor proporción, gabros, granodioritas, granitos y dioritas. Una característica a destacar en esta unidad es la presencia de una gradación continua de oeste a este desde tonalitas dominadas por anfíbol a tonalitas biotíticas y por último a tonalitas con inyecciones de fundidos graníticos, resultando la interacción de ambas litologías en la generación de cuerpos menores de granodioritas en la porción oriental de la misma. Las tonalitas presentan textura granular de grano medio a grueso y están compuestas por  $Pl+Qtz+Bt+Hbl\pm Opx$ , con Zrn y Ep como minerales accesorios (símbolos según Kretz, 1983). Poseen enclaves microgranulares máficos, orientados en el sentido de la foliación magmática, los cuales se clasifican como gabros hornbléndicos. Las granodioritas afloran como lentes de dimensiones métricas

y presentan dos variantes texturales, granular y porfírica, dada esta última por la presencia de megacristales de feldespato potásico. La unidad migmatítica se ubica fundamentalmente en el sector central de la zona de estudio, limitando al este con la unidad tonalítica y al oeste con la máfica. De acuerdo a su protolito se reconocen migmatitas metasedimentarias y migmatitas máficas, siendo las primeras las de mayor abundancia. Dentro de las migmatitas metasedimentarias se reconocen metatexitas y diatexitas que alternan con granitoides anatéticos. Las metatexitas se caracterizan por exhibir un bandeo composicional dado por la alternancia de leucosomas y mesosomas, están compuestas por  $Qtz+Pl+Bt+Crd+Grt\pm Sil\pm Zrn\pm Spl\pm Op$  y presentan *resisters* máficos y cuarcíticos. Las diatexitas se reconocen en menor proporción, poseen una estructura homogénea, textura granoblástica de grano medio a grueso y están constituidas por  $Qtz+Pl+Kfs+Bt\pm Grt\pm Zrn\pm Ep$ . Los granitoides anatéticos se presentan como lentes y/o cuerpos tabulares concordantes con la foliación migmatítica regional o a modo de diques discordantes que constituyen canales de alimentación para los cuerpos mayores. Poseen una estructura homogénea, textura granular con un tamaño de grano medio a grueso y están compuestos por  $Qtz+Kfs+Pl+Bt\pm Grt\pm Zrn\pm Ep$ . Dentro de la secuencia metasedimentaria se observa además la presencia de cuerpos tabulares máficos intruídos a modo de *sills* y, de modo subordinado, se identifican intercalaciones de bancos centimétricos de cuarcitas impuras. Las migmatitas máficas se caracterizan por el desarrollo de leucosomas tonalíticos dispuestos paralelos o discordantes con la fábrica del mesosoma. El mesosoma posee una textura equigranular hipidiomórfica relíctica a la que se le sobreimpone una textura granoblástica y pseudo-poligonal; están compuestos por  $Pl+Opx+Cpx+Hbl+Qtz+Op$ , mientras que los leucosomas presentan textura inequigranular hipidiomórfica y están compuestos por  $Pl+Qtz+Bt+Hbl+Opx+Cpx+Kfs+Ep+Ttn+Op$ .

El análisis estructural desarrollado en el área de estudio permite establecer la presencia de estructuras pre-migmatíticas ( $S_0-S_R$ ) interpretadas como estratificación sedimentaria y foliación metamórfica relíctica con recristalización estática de las fases minerales esenciales (Qz-Pl). Las estructuras migmatíticas ( $S_{1a,b,c}$ ) están asociadas a una etapa de deformación ( $D_1$ , Cristofolini et al., 2010) desarrollada en condiciones de alta temperatura (facies de granulita; 845 a 900 °C - 7,7±0,5 kbar) y coetánea con el magmatismo. También se reconocen fábricas post-migmatíticas ( $S_{2a}$  y  $S_{2b}$ ) vinculadas a un evento deformacional ( $D_2$ ) que registran una evolución bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles (facies de anfibolita a esquistos verdes), asociadas a las etapas de cierre y exhumación del arco magmático Famatiniano a las que se les sobreimpone una estructura planar de carácter frágil ( $S_3$ ).

La profundidad a la que las migmatitas experimentaron la temperatura del pico metamórfico fue de 26-29 km. Ya que estas rocas se encuentran intercaladas con las rocas ígneas plutónicas, se infiere que esta fue la profundidad de emplazamiento del magmatismo máfico, actuando las migmatitas como un límite reológico. Los magmas tonalíticos se emplazaron a profundidades menores, debido a que afloran por encima de los paquetes sedimentarios. La porción aquí analizada correspondería a los niveles intermedios a someros de la sección expuesta del arco magmático Famatiniano.

A diferencia de lo observado en el sector central de la misma sierra, en la zona norte sólo se reconoce la sección basal de la unidad transicional y la unidad silícica está ausente, además los afloramientos de migmatitas presentan mayores dimensiones y conservan en su interior estructuras pre-migmáticas.

## CAPÍTULO I

### 1. GENERALIDADES

#### 1.a. INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra localizada en la porción noreste de la Sierra de Valle Fértil, en la provincia de San Juan, más específicamente en el sector comprendido entre la localidad de Baldes del Rosario y el Parque Provincial Ischigualasto.

La sierra de Valle Fértil se encuentra comprendida en las Sierras Pampeanas Occidentales. Constituye, junto con la sierra de La Huerta, un cordón de 140 km de largo por 30 km de ancho (Jordan y Allmendinger, 1986), con orientación meridional, que se extiende a lo largo del límite oriental de la provincia de San Juan. El mismo corresponde a una sección exhumada diferencialmente del arco magmático Famatiniano (Cámbrico superior a Ordovícico temprano) que se formó durante la subducción de la placa de Nazca debajo del margen de Gondwana.

La estratigrafía inicial de la sierra de Valle Fértil fue definida por Mirré (1976) a escala de hoja geológica. Estudios posteriores (Otamendi et al., 2009) reconocen que la porción central de esta serranía es un complejo ígneo-metamórfico compuesto por cinco unidades litoestratigráficas principales, que han sido definidas de acuerdo al tipo litológico dominante como: máfica, intermedia, transicional, silícica y metasedimentaria. Se reconoce una gradación continua de oeste a este desde la unidad máfica a la unidad silícica, con intercalaciones de *septos* de potencias variables correspondientes a la unidad metasedimentaria. Las relaciones de yacencia, así como también los datos termobarométricos, sugieren que las porciones más profundas de la sección expuesta se observan en su límite occidental, mientras que los niveles más someros afloran en el segmento oriental. Las edades de cristalización U-Pb determinadas en las unidades magmáticas indican que este paquete litológico se formó enteramente durante el Ordovícico inferior (485-465 Ma) (Pankhurst et al., 2000; Gallien et al., 2010; Ducea et al., 2010), mientras que las edades determinadas en los circones de la unidad metasedimentaria indican que el proceso de migmatización fue sincrónico con el plutonismo a escala regional (Rapela et al., 2007; Cristofolini et al., 2012).

Si bien, en los últimos años se ha incrementado el conocimiento geológico de la porción central de la Sierra de Valle Fértil, hasta el momento sólo se han desarrollado estudios puntuales de la porción norte serrana (Tibaldi et al., 2010, Tibaldi

et al., 2012). En este trabajo, se presenta un estudio petroestructural y geomorfológico detallado de la geología de la porción norte de la Sierra de Valle Fértil. Esto permitirá tener una visión integral y clara de la misma, y consecuentemente establecer si existen o no variaciones laterales dentro de los niveles medios a profundos del arco magmático famatiniano para evaluar los procesos involucrados en la generación del mismo.

Este trabajo final de licenciatura fue financiado con fondos de los proyectos de investigación subsidiados por la universidad y la agencia de ciencia y técnica de Argentina, estos son: el programa “*Evolución y correlación petrológica, estructural y geoquímica del Basamento Eopaleozoico de las Sierras Pampeanas entre las latitudes 31° y 33° sur, Provincias de Córdoba, San Luis y San Juan, Argentina.*”, PPI 2009 de la SeCyT-UNRC y el proyecto “*Petrogénesis y evolución de las rocas metamórficas presentes en la sierra de Valle Fértil-La Huerta, San Juan: implicancias en la construcción del arco Famatiniano*”, PICT2008 N° 1299 – ANPCYT.

## 1.b. **OBJETIVOS**

### 1.b.1. Generales

- Relevamiento petro-estructural del basamento cristalino en el sector noreste de la sierra de Valle Fértil.
- Reconstruir la evolución geológica y geomorfológica de la zona, sin perder de vista el marco geológico regional.
- Elaborar un mapa geológico del área de estudio en el que queden representados los resultados obtenidos en esta investigación.

### 1.b.2. Específicos

- Determinar las relaciones de campo y la distribución areal de las unidades litoestratigráficas.
- Determinar los rasgos estructurales de escala mesoscópica y microscópica que afectaron al basamento ígneo y metamórfico.
- Delimitar las paragénesis minerales presentes en las rocas metamórficas y a partir de ello establecer el grado y las facies metamórficas a lo largo de las cuales evolucionaron.

- Determinar en las rocas metamórficas, si existe o no variación composicional a lo largo de los granos minerales, y así inferir de modo cuantitativo las condiciones de P-T mediante el uso de geotermómetros y geobarómetros.
- Inferir niveles de emplazamiento, y si existen o no, relaciones evolutivas entre los distintos cuerpos ígneos presentes en el área estudiada, a partir de las características de morfología, estructura interna y tipos de contactos.

### **1.c. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO**

El área de estudio comprende la porción de basamento ubicada entre la localidad de Baldes del Rosario y el Parque Provincial Ischigualasto, en la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan (Fig. 1.1). Se puede acceder a la mencionada zona a través de la ruta provincial N° 510, desde la localidad de San Agustín de Valle Fértil. Para arribar a la mencionada comunidad, desde la ciudad de Río Cuarto (Córdoba), se transita por la ruta provincial N° 30 hacia Achiras. Luego, ya en la provincia de San Luis, se toma la ruta provincial N° 1 y se desvía por la ruta provincial N° 6 hasta Quines. A partir de aquí se toma la ruta nacional N° 79 hasta alcanzar hacia el oeste la ruta nacional N° 141 que permite llegar hasta Marayes. Posteriormente se conducen 116 km hacia el norte, por la ruta provincial N° 510, hasta el destino final. A partir de allí, la localidad de Baldes del Rosario se encuentra a 43,9 km de distancia.

Debe destacarse que, la investigación se ha concentrado en realizar perfiles transversales a la orientación de la sierra de Valle Fértil, aprovechando las quebradas mayores a las que se accede por medio de caminos locales.

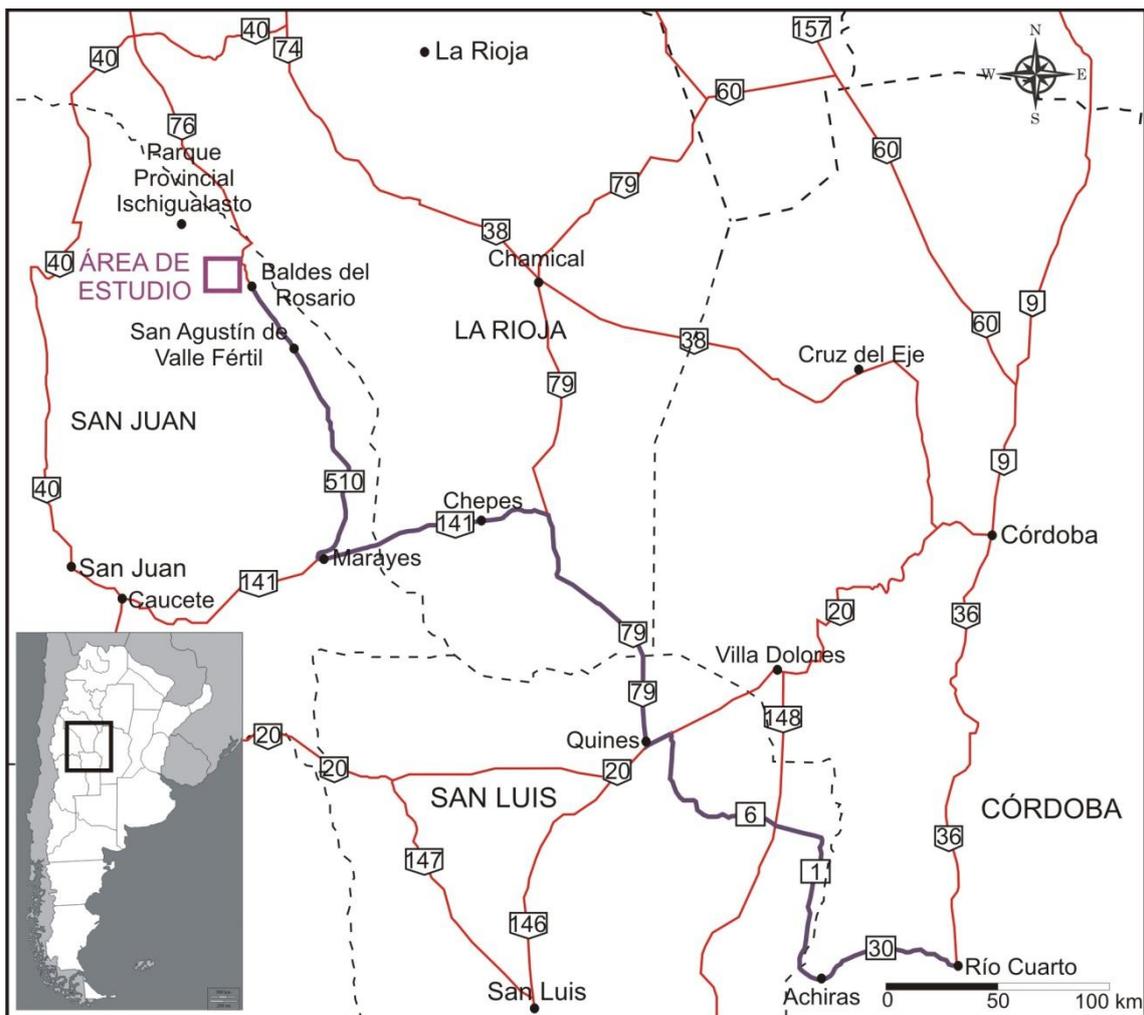


Figura 1.1: Mapa de la ubicación geográfica del área de estudio y sus vías de acceso.

## 1.d. MATERIALES Y METODOLOGÍA

### 1.d.1. Etapa de gabinete inicial

En esta etapa se llevó a cabo la recopilación de antecedentes bibliográficos y cartográficos del área, como así también el análisis de bibliografía específica con el objeto de ajustar las metodologías de relevamiento geológico-estructural y de análisis de los datos relevados. El punto fundamental de esta etapa fue confeccionar la cartografía de base, que sirvió de apoyo para programar la sistemática de relevamiento del terreno, sobre la base de una imagen satelital Landsat 7 ETM+ georeferenciada y de fotografías aéreas, de escala aproximada 1:20.000 y 1:50.000 respectivamente. Cabe destacar que se realizó un fotomosaico a escala 1:50000 de toda la zona de estudio.

### 1.d.2. Etapa de campo

En esta etapa, se realizaron dos campañas al área de estudio, de una semana cada una. Durante las mismas se procedió al chequeo de las observaciones realizadas en la fotointerpretación, la descripción de las relaciones de campo y distribución areal de las distintas unidades litoestratigráficas, la subsiguiente toma de muestras de los distintos tipos litológicos reconocidos en la zona para realizar estudios macroscópicos y microscópicos con el objeto de definir así su estratigrafía. Además, se efectuó el relevamiento de microestructuras (foliaciones magmáticas, metamórficas y tectónicas) mediante brújula geológica. El relevamiento en campo se realizó sistemáticamente y siguiendo la propuesta de los manuales de campos de Passchier y Trouw (1996), McClay (1987) Brown y Thorpe (1985). Es fundamental precisar que la información petroestructural recolectada se volcó en campo en un mapa base a escala 1:50000 confeccionado durante la etapa de gabinete previa, 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 distintos tipos litológicos.

Después de cada campaña se continuó con la reinterpretación de la imagen satelital y fotografías aéreas teniendo en cuenta que las tareas de campo permitieron corroborar y, en algunos casos, modificar las hipótesis planteadas en las etapas iniciales.

### 1.d.3. Etapa de laboratorio

Las muestras recolectadas fueron estudiadas a escala mesoscópica utilizando lupa binocular para definir rasgos morfológicos, tales como fábricas ígneas, metamórficas y/o estructurales.

Se confeccionaron secciones delgadas de todas las muestras, mediante el empleo de la sierra de diamante del Departamento de Geología de la U.N.R.C., para realizar estudios petrográficos bajo microscopio. Durante esta etapa se procedió a:

- determinar los minerales esenciales y accesorios de las rocas ígneas y realizar conteos modales para clasificarlas (Selley, 1993; Le Maitre et al., 1989). La diferenciación entre las dioritas y los gabros se basó en la composición de la plagioclasa, determinándose el porcentaje de anortita mediante la aplicación del método de Michel-Levy.
- distinguir las paragénesis de las rocas metamórficas para evaluar cualitativamente la intensidad del metamorfismo (Spear, 1993).

- determinar la fábrica microtectónica para vincularla a los rasgos estructurales observados en campo (Passchier y Trouw, 1996).

Las muestras fueron analizadas con microsonda electrónica JEOL JXA-8200 en la Universidad de Huelva, España. Las condiciones de operación fueron mantenidas en una aceleración de voltaje de 15 keV, con un haz incidente que actúa con una corriente de 20 nA y un diámetro aproximado de 5  $\mu\text{m}$ .

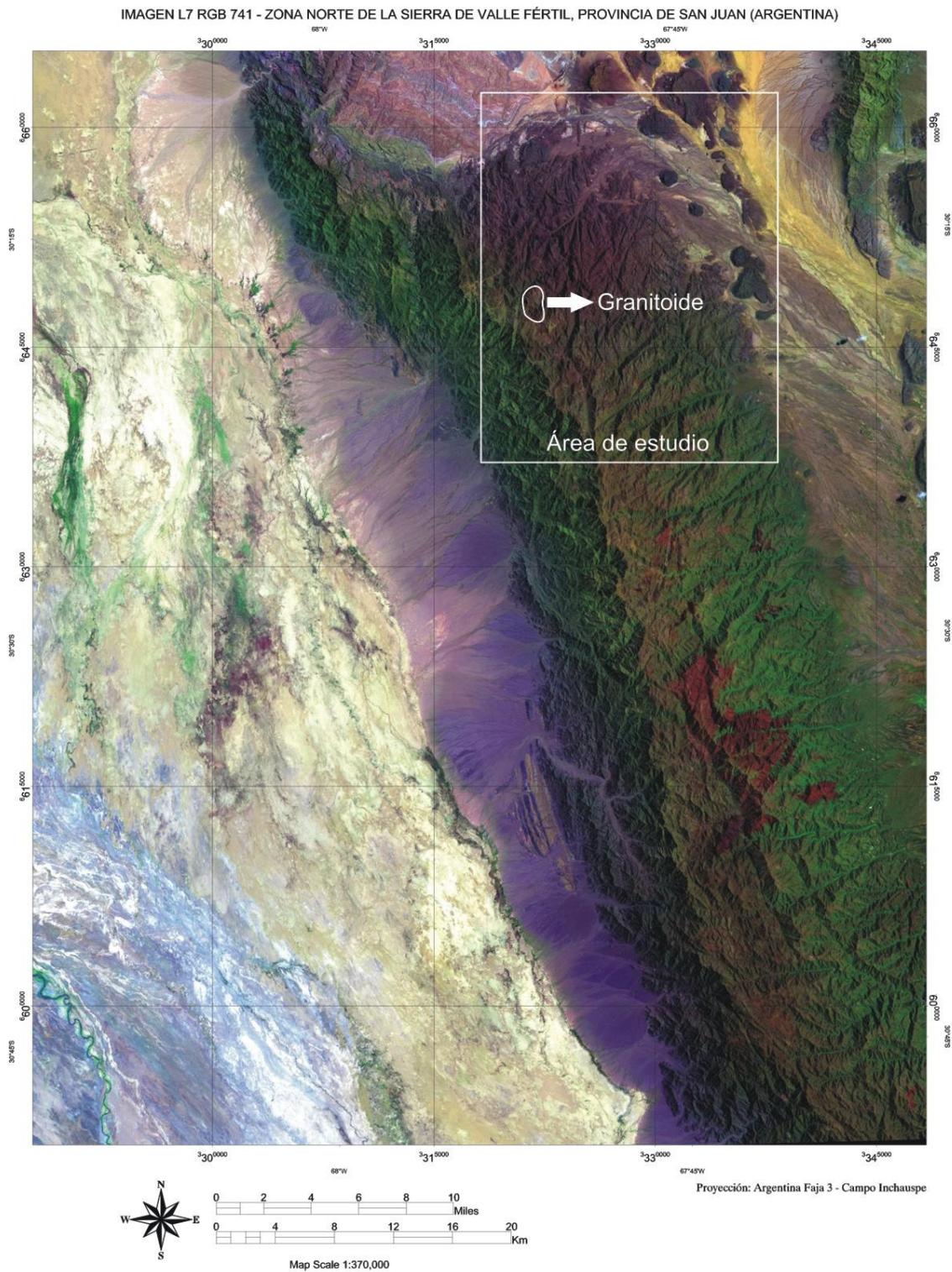
#### 1.d.4. *Etapa de gabinete final*

En primera instancia, los puntos de observación y recolección de datos, que se seleccionaron en campo, fueron relevados con el GPS y se volcaron sobre el fotomosaico, utilizado como base para la cartografía (Fig. 1, Anexo I). Luego se realizó la integración de toda la información en el mapa geológico, con la correspondiente definición y caracterización petrológica y estructural de las unidades litoestratigráficas del área de estudio (Fig. 3, Anexo I). Para ello se procedió a la digitalización y tratamiento de datos, mediante la utilización del software Corel DRAW 13. Los datos estructurales fueron procesados utilizando el programa StereoNett versión 2.46 (2000). Por otro lado, se confeccionó un mapa geomorfológico de la zona de estudio mediante el análisis de fotografías aéreas a escala 1:50000 e imágenes satelitales Google Earth (Fig. 2, Anexo I).

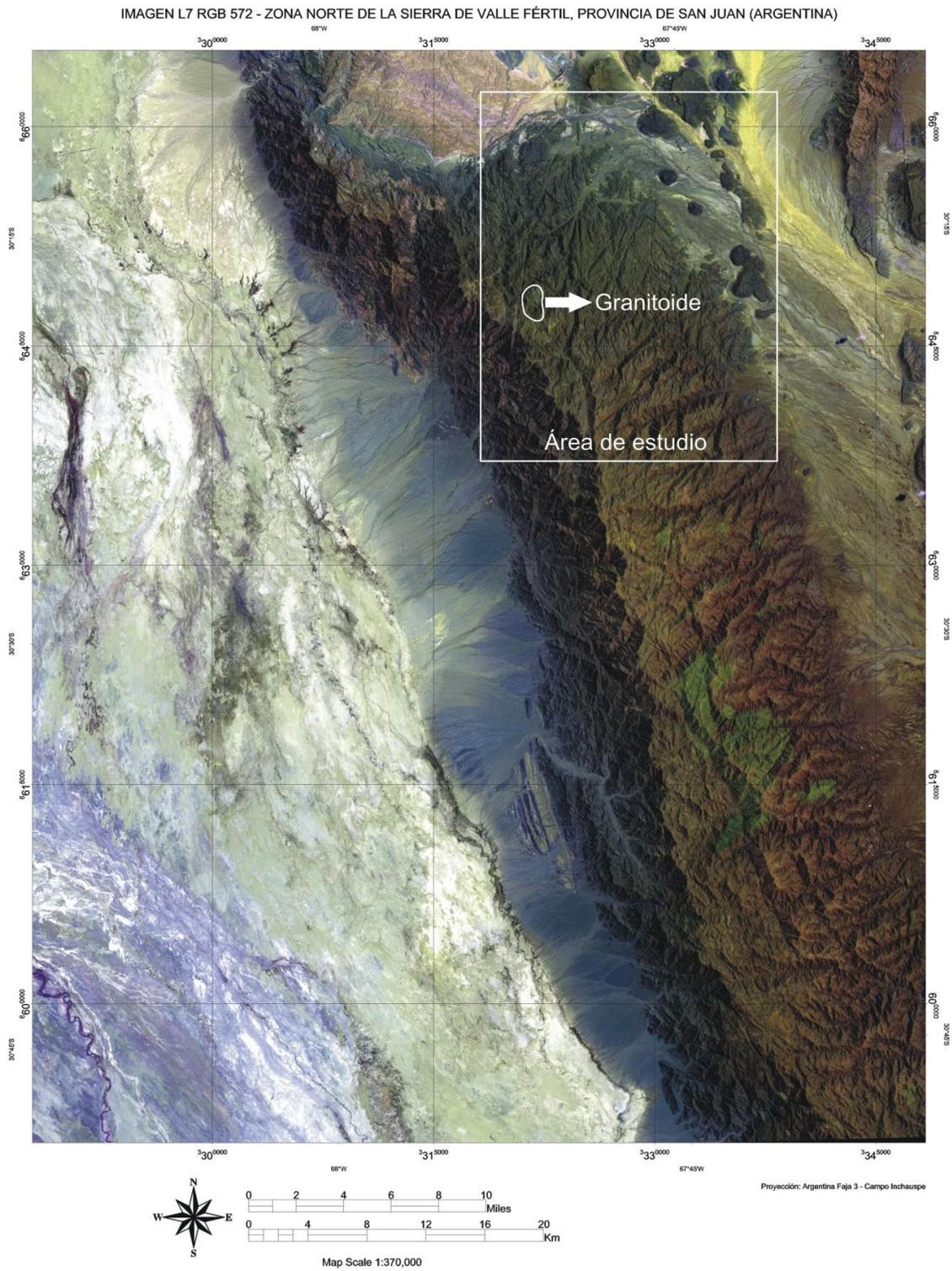
Se debe resaltar el tratamiento digital que se le realizó a la imagen satelital Landsat 7 ETM+ (path 232; row 081) utilizando el software ENVI 4.2. El mismo permitió completar la cartografía del sector occidental del área de estudio mediante la identificación de un cuerpo granítico de marcadas dimensiones que había sido observado en la hoja geológica diseñada por Furque et al. (2003), pero no había podido ser cartografiado durante la etapa de campo debido a la imposibilidad logística de llegar hasta la zona de su localización, a pesar de que había sido observada una porción del mismo a decenas de metros de distancia. Las composiciones RGB 741 y 572 fueron las que mostraron la mayor discretización del granitoide posibilitando su mapeo preciso (Fig. 1.2 y 1.3).

Por otro lado, se procedió al análisis termobarométrico de las secuencias migmatíticas metasedimentarias para establecer las condiciones físico-químicas de formación de estos productos litológicos. Esta información conjuntamente con las relaciones de campo y el estudio petro-estructural de las distintas asociaciones litológicas, permitieron establecer la evolución del basamento cristalino del área de estudio.

Por último, se redactó esta Tesis de Licenciatura, donde se sintetizó la información obtenida durante el desarrollo de las distintas etapas de investigación.



**Figura 1.2:** Composición RGB 741 con la imagen satelital Landsat 7 ETM+ donde se resalta la ubicación del granitoide en el sector occidental del área de estudio.



**Figura 1.3:** Composición RGB 572 con la imagen satelital Landsat 7 ETM+ donde se resalta la ubicación del granitoide en el sector occidental del área de estudio.

## CAPÍTULO II

### 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL Y LOCAL

#### 2.a. GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de Valle Fértil-La Huerta se localiza en la provincia geológica de Sierras Pampeanas, más precisamente forma parte de las Sierras Pampeanas Occidentales definidas por Caminos (1979), constituyendo parte del cinturón magmático Famatiniano. Éste se caracteriza por la presencia predominante de rocas plutónicas y volcánicas correspondientes al Ordovícico inferior.

Las Sierras Pampeanas constituyen una unidad orográfica caracterizada por bloques fallados con orientación principal norte-sur, cuya morfología actual es el resultado del levantamiento acaecido durante la orogenia andina. Litológicamente, se destaca la predominancia de rocas ígneas y metamórficas, cuya edad varía entre el Precámbrico superior y el Paleozoico inferior (González Bonorino, 1950).

Caminos (1979) reconoció dos zonas o fajas litológicamente distintas dentro del basamento polimetamórfico de las Sierras Pampeanas. La faja occidental o Sierras Pampeanas Occidentales, que está caracterizada por la ausencia de cuerpos batolíticos mayores, abundancia de rocas básicas, ultrabásicas y secuencias metacarbonáticas, con paragénesis metamórficas indicativas de condiciones de presión más altas que en el este de las Sierras Pampeanas. En la faja oriental o Sierras Pampeanas Orientales, se localizan numerosos cuerpos graníticos, predominando éste plutonismo ácido sobre los cuerpos básicos y ultrabásicos. El basamento metamórfico, el cual corresponde al encajante de los granotoides, se compone principalmente de filitas, esquistos bandeados y gneises; mientras que los mármoles y anfibolitas se encuentran subordinados. El grado metamórfico varía entonces desde facies de esquistos verdes a anfibolitas y en algunos casos hasta granulitas. La sierra Norte de Córdoba, que es el sector más oriental de las Sierras Pampeanas Orientales, presenta unidades compuestas de volcanitas ácidas, piroclastitas ácidas y pórfidos graníticos (Lucero Michaut, 1979; Bonalumi, 1988). Viñao (2007) demostró que el límite entre las Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales definido por Caminos (1979) no se encuentra en la posición propuesta sobre la sierra de Valle Fértil, sino que se localizaría al oeste de la misma. Esta afirmación se basó en el hecho de que no se halló ningún elemento geológico que marque una discontinuidad litológica o estructural en el área previamente señalada, aunque sí se observó al oeste de la sierra de Valle Fértil-La Huerta. Esto coincide con

lo identificado por Giménez (2000) mediante sísmica de reflexión, donde el límite geotectónico se ubicaría debajo de los sedimentos en la cuenca de Bermejo.

Se ha demostrado que en las Sierras Pampeanas es posible distinguir el accionar de distintos ciclos tectónicos-metamórficos-magmáticos (Rapela et al., 1996; Stuart-Smith et al., 1996), que ocurrieron durante el Eopaleozoico.

El Orogéno Pampeano Neoproterozoico tardío-Cámbrico temprano de las Sierras Pampeanas Orientales es un segmento bien expuesto de fajas ígneo-metamórficas, cuyo desarrollo es de interés tectónico porque ellas registran el inicio de los procesos de subducción a lo largo del margen paleo-Pacífico de Gondwana inmediatamente después de la ruptura de Rodinia. El mismo consiste en una faja oriental magmática calcoalcalina y una faja occidental de rocas metasedimentarias y rocas graníticas peraluminosas asociadas. Las Sierras Pampeanas Orientales preservan el registro más completo del desarrollo magmático, metamórfico y estructural asociado con la Orogenia Pampeana. Las edades radiométricas U-Pb determinadas por Schwartz et al. (2008) en la faja magmática calcoalcalina, al ser integradas con datos de edades existentes (Rapela et al., 1998b; Stuart-Smith et al., 1999; Söllner et al., 2000; Leal et al., 2003; Llambías et al., 2003), indican que el magmatismo calcoalcalino de arco fue activo por al menos un periodo de 30 Ma desde los 555 a 525 Ma, terminando al mismo tiempo en que el magmatismo peraluminoso y el metamorfismo de alto grado asociado comenzó en la faja metasedimentaria adyacente (525-515 Ma). Esta relación temporal y las características metamórficas de las dos fajas están en conflicto con los modelos que proponen al Orogéno Pampeano como un evento de colisión continental, pero son consistentes con modelos que proponen subducción de corteza oceánica iniciada a los 555 Ma, seguida por la colisión de una dorsal a los 525 Ma. Rocas máficas a ultramáficas dentro de la sección metasedimentaria pueden poseer un origen ofiolítico a de trasarco (Kraemer et al. 1995; Escayola et al. 1996). Las rocas máficas intrusivas con ocurrencia conodida en el sur de las Sierras de Córdoba (Bonalmi and Gigena 1987; Demichelis et al. 1996; Chincarini et al. 1998; Otamendi et al. 2003, 2004), consisten en plutones pequeños y diques de gabro, gabronorita, ferrogabro y ferrodiorita. Estudios geoquímicos indican que tales rocas máficas son transicionales a alcalinas y muestran afinidad geoquímica más cercana con los basaltos de isla oceánica (Demichelis et al., 1996; Gromet et al., 2005; Tibaldi et al., 2008). Las relaciones intrusivas sugieren que el emplazamiento varió desde precedente (e.g., cerro San Lorenzo; Chincarini et al., 1998) a coincidente con el pico metamórfico de las rocas metasedimentarias (e.g., complejo máfico Suya Taco, Sol de Mayo, Río Grande, Champaquí entre otros; Otamendi et al., 2003;

Gromet et al., 2005; Tibaldi, 2006; Demichelis et al., 2000; Schondwandt, 2000; Cachaviliani, 2011).

Kraemer et al. (1995) y Rapela et al. (1998a), entre otros, proponen un modelo colisional para el Orógeno Pampeano que involucra la acreción del terreno pampeano, un fragmento continental alóctono o para-autóctono Mesoproterozoico a Neoproterozoico, al margen occidental de Gondwana. En este modelo, el magmatismo calcoalcalino asociado con la subducción termina con la colisión del terreno pampeano. Como evidencia del cierre de las cuencas oceánicas han quedado obducidos cinturones ofiolíticos, de acuerdo a lo expresado por Ramos et al. (1999). De acuerdo a estos autores, el magmatismo peraluminoso subsecuente es atribuido a anatexis y fusión parcial de la corteza engrosada.

Teniendo en cuenta los rasgos característicos del Orógeno Pampeano, Schwartz et al. (2008) consideran modelos no colisionales que incluyen subducción temprana para producir un prisma acrecionario y un arco magmático calcoalcalino, seguido inmediatamente por un episodio de 1) subducción rollback, 2) delaminación parcial de la litosfera inferior engrosada, o 3) subducción de una dorsal oceánica para producir el pulso de corta vida de metamorfismo de alto grado y magmatismo peraluminoso/máfico en el prisma acrecionario.

Los datos obtenidos por Schwartz et al. (2008) indican que el magmatismo calcoalcalino de arco en las Sierras Pampeanas más orientales tuvo lugar en un periodo de alrededor de 30 Ma entre los 555 y 525 Ma. En comparación, el evento magmático peraluminoso y el metamorfismo de alto grado asociado en las Sierras de Córdoba inició a los 525 Ma y duró aproximadamente 10 Ma. (Lyons et al., 1997; Fantini et al., 1998; Rapela et al., 1998a, 1998b; Sims et al., 1998; Gromet y Simpson, 2000). Estos datos cronológicos indican que el arco magmático calcoalcalino que se desarrolló a lo largo de las Sierras Pampeanas orientales fue establecido antes del episodio de magmatismo peraluminoso desarrollado en la faja metasedimentaria de las Sierras de Córdoba central y occidental. Estas relaciones temporales y las características metamórficas de las dos fajas parecen estar en conflicto con los modelos propuestos previamente para el Orógeno Pampeano, que lo definen como un evento de colisión continental, en cambio son consistentes con modelos que proponen la subducción de corteza oceánica hacia el este iniciada a los 555 Ma, seguida de la colisión de una dorsal a los 525 Ma, que inició el evento magmático/metamórfico de corta vida en el prisma (Schwartz et al., 2008).

El ciclo Famatiniano, definido por Aceñolaza y Toselli (1976), se trata de una serie de eventos orogénicos que afectaron el sector norte y central de Argentina durante el Paleozoico inferior y que llevó a la consolidación tectónica de la región

pampeana. Los eventos principales de este ciclo en el basamento de las Sierras Pampeanas son asociados a un proceso colisional (Ramos, 1988; Dalla Salda et al., 1992), que llevó a la acreción del terreno alóctono de Precordillera (o Cuyania) en el margen proto-andino de Gondwana. La colisión entre el mencionado terreno y el borde occidental de Gondwana sucedió entre los 460-470 Ma, desarrollándose una sutura entre la sierra de Valle Fértil y la sierra de Pie de Palo, como lo han evidenciado Giménez et al. (2000) por sus anomalías gravimétricas y magnéticas. En esta zona se observan importantes fajas de milonitización y deformación dúctil intensa que coinciden con una estructura cortical profunda (Cominguez y Ramos, 1991). El clímax magmático, metamórfico y deformacional ocurrió durante el Ordovícico. La deformación culmina durante el Ordovícico superior y el Silúrico con la primera cuenca de antepaís desarrollada entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Astini et al., 1996).

En el sector occidental de las Sierras Pampeanas se registra entre los 515 y 460 Ma un arco magmático asociado a subducción, que se diferenciaría del correspondiente a las Sierras Pampeanas Orientales por su edad más joven, cámbrica inferior hasta ordovícica media inclusive (Ramos, 1989). Una característica relevante de dicho arco es que a lo largo del mismo se puede observar la transición desde rocas plutónicas a rocas volcánicas (Rapela et al., 1992; Toselli et al., 1996; Pankhurst et al., 1998). Precisamente, los batolitos más profundos del cinturón Famatiniano se encuentran expuestos aproximadamente entre los 28° y 33° S reflejando, muy probablemente, el efecto sumado que tiene 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). Mientras que, las rocas volcánicas del mencionado arco afloran hacia el norte, entre los 22° y 28° S, intercaladas con bancos sedimentarios ordovícicos en la región de la Puna (Turner y Méndez 1979, Coira et al., 1999) y la sierra de Famatina (de Alba, 1979; Mannheim y Miller, 1996; Fanning et al., 2004). Por lo que, los niveles superiores del arco Famatiniano son expuestos progresivamente hacia el norte a lo largo del rumbo, estando las unidades sedimentarias débilmente o no metamorfizadas en la Puna y norte de las Sierras Pampeanas (Aceñolaza et al., 2000). Entre los 464-485 Ma, este volcanismo habría alcanzado su máximo desarrollo en la Puna y en Sistema de Famatina. En las Sierras Pampeanas, las intrusiones gabroicas de la sierra de Fiambalá, datadas en  $501 \pm 20$  Ma, e interpretadas como intrusiones sintectónicas profundas de un arco magmático (DeBari, 1994), estarían asociadas a eventos tempranos. Las edades más precisas han sido obtenidas en el plutonismo metaluminoso de la sierra de Chepes ( $496 \pm 7$  Ma, U/Pb, Pankhurst et al., 1998).

Asociado al emplazamiento del arco magmático famatiniano se registra una intensa deformación penetrativa con estructuración NNE y un metamorfismo regional de grado variado (Sato et al., 2003). El metamorfismo regional asociado al climax orogénico se halla acotado en la sierra de San Luis entre los 480 y 445 Ma, y es coetáneo con lo que ocurre más al norte, abarcando todas las Sierras Pampeanas y el Noroeste Argentino, de acuerdo a lo mencionado por Rossi et al. (2002). El metamorfismo ordovícico sobreimpuesto sobre el basamento mesoproterozoico de Cuyania se encuentra documentado en la sierra de Pie de Palo (Casquet et al., 2001; Ramos et al., 1998; Vujovich et al., 2003) y en la Sierra de Umango (Varela et al., 2003). Este arco magmático occidental cesaría aproximadamente a los 465 Ma dando lugar a granitos sincolisionales y a una intensa deformación asignada a los movimientos oclóyicos.

Posteriormente al Ordovícico, y durante la etapa tardía a posorogénica famatiniana, las sierras de San Luis y de Córdoba experimentaron ausencia de metamorfismo regional, deformación canalizada a través de fajas de cizalla dúctil, que contribuyó al engrosamiento cortical y la exhumación de las fajas metamórficas; y emplazamiento de granitoides tardío a posorogénicos (Sato et al., 2003). Estos eventos se vincularían con las últimas compresiones asociadas a la acreción del terreno alóctono Cuyania, o bien con los efectos distales de un nuevo eje orogénico instalado hacia el occidente (Ramos et al., 1986; Ramos y Basei, 1997).

Sato et al. (2003) expresan que debido a que se registró la superposición de los acontecimientos famatinianos sobre el basamento pampeano, en las Sierras Pampeanas Orientales se diferencian una faja oriental Pampeana y otra occidental Famatiniana, donde los eventos pampeanos fueron borrados casi en su totalidad por los procesos ordovícicos.

Durante el Silúrico y Devónico, en las Sierras Pampeanas se registra un magmatismo poscolisional y anarogénico que ha sido estudiado en las sierras de San Luis y Córdoba (Quenardelle, 1995; López de Lucchi, 1987; Llambías et al., 1998; Otamendi et al., 2002, Pinotti et al., 2002, 2006). El mismo ha sido datado como principalmente Devónico en la sierra de San Luis. Cabe destacar que este magmatismo ha estado relacionado con un importante evento térmico que originó fenómenos de anatexis, responsable del emplazamiento de numerosos stocks graníticos. Estos granitos llevaron a la cratonización y posterior levantamiento del área, que se asocia a la colisión y amalgamamiento del terreno de Chilenia sobre el margen occidental de Cuyania a partir del Devónico basal (Ramos, 1999). En el sector occidental, la deformación finaliza con el emplazamiento de las secuencias ofiolíticas del borde occidental de la Precordillera (Haller y Ramos, 1984). Los episodios de

deformación ocurridos durante el Devónico se agrupan en los movimientos chánicos responsables de la discordancia angular entre los depósitos devónicos y carboníferos (Ramos et al., 1984; Astini, 1996).

El basamento cristalino de Sierras Pampeanas se encuentra cubierto de manera discordante por conglomerados y estratos rojos continentales correspondientes al Grupo Paganzo, vinculados a episodios glaciarios del Carbonífero superior. De manera simplificada podemos considerar dentro de la cuenca de Paganzo dos grandes ámbitos, separados por los arcos de Famatina-Sañogasta y Valle Fértil-La Huerta. El ámbito oriental, de comportamiento más rígido, se extiende hacia el este hasta el borde occidental del arco Pampeano y en él los depósitos neopaleozoicos son menos potentes y se apoyan sobre el basamento ígneo-metamórfico. El occidental, más angosto, limita al oeste con la Precordillera y se desarrolla en áreas de mayor movilidad; sus depósitos son más espesos y su piso está constituido por rocas del margen occidental del basamento Pampeano, Famatina y por estratos del Paleozoico inferior precordillerano (Azcuy et al., 1999). Por otro lado, en la región de retroarco se observa el relleno de la cuenca de Uspallata-Iglesia en su porción más joven, la subcuenca Calingasta-Uspallata, reuniendo sedimentos marinos y continentales de edad equivalente a los del antepaís. Algunas efusiones basálticas en el antepaís (Paganzo) y andesíticas en el retroarco sugieren, para esta época, un régimen predominantemente distensivo (Azcuy et al., 1999).

Durante el Pérmico inferior temprano la fase orogénica San Rafael plegó y corrió los depósitos de retroarco (Azcuy et al., 1999).

Es preciso mencionar que, durante el Triásico, extensas áreas fueron sometidas a un régimen extensional, desarrollándose éstas zonas distensivas en forma periférica al núcleo cratónico central amalgamado durante las orogenias paleozoicas (Ramos, 1999). Se destacan, en la región central, los rifts de Ischigualasto (Milana y Alcober, 1994), Marayes (Bossi, 1976), Las Salinas y Beazley (Flores y Criado Roqué, 1972), que se desarrollaron en el labio superior de la sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia, es decir a lo largo del lineamiento de Valle Fértil. Estos sistemas de rift ubicados en el borde occidental de las Sierras Pampeanas se formaron entre el Triásico medio a superior, siendo posteriormente reactivados durante el Cretácico inferior. En casi todas las cuencas de rift han podido identificarse coladas de basaltos alcalinos de intraplaca (Ramos y Kay, 1991) asociados a las fases de sinrift, que sólo localmente se vinculan a magmatismo bimodal (Álvarez y Ramos, 1999).

En las provincias de Córdoba y San Luis se distinguen depósitos volcánicos de edad cenozoica superior, como los volcanes del Morro y de Pocho. Estos están

constituidos por volcanitas de arco asociadas a la migración hacia el este del arco volcánico durante la horizontalización de la placa de Nazca (Brogioni, 1990; Kay y Gordillo, 1994). La migración del volcanismo se asocia a un desplazamiento hacia el este del frente orogénico, con un paulatino engrosamiento de la corteza y el desarrollo de cuencas de antepaís donde se depositan los sedimentos sinorogénicos.

La estructura actual de las Sierras Pampeanas se originó principalmente a partir del Mioceno inferior durante la orogenia andina, debido a la horizontalización de la placa que provocó el levantamiento de las mismas como bloques de basamento limitados por fallas inversas. En su sector oriental se registran los primeros levantamientos en la sierra Chica de Córdoba en el Eoceno, debido a la reactivación de antiguas fallas normales cretácicas. La ubicación de las fallas andinas está controlada en su mayor parte por líneas de debilidad previa, destacándose la inversión tectónica de fallas normales cretácicas (sierras de Córdoba), fallas triásicas (sierra de La Huerta), fallas neopaleozoicas (sierra de Los Llanos), o antiguas fajas miloníticas de edad precámbrica o eopaleozoica (sierras de San Luis, sierra de Valle Fértil) (Ramos, 1999).

Ramos y Cortés (1993) expresaron que los episodios tectónicos que caracterizaron la evolución neógena de los Andes Centrales alcanzaron en forma más atenuada también a las Sierras Pampeanas. Esto indica que las deformaciones andinas se han distribuido en un amplio sector de la intraplaca, reconociéndose sus efectos en regiones ubicadas a más de 700 km de la posición actual de la fosa oceánica.

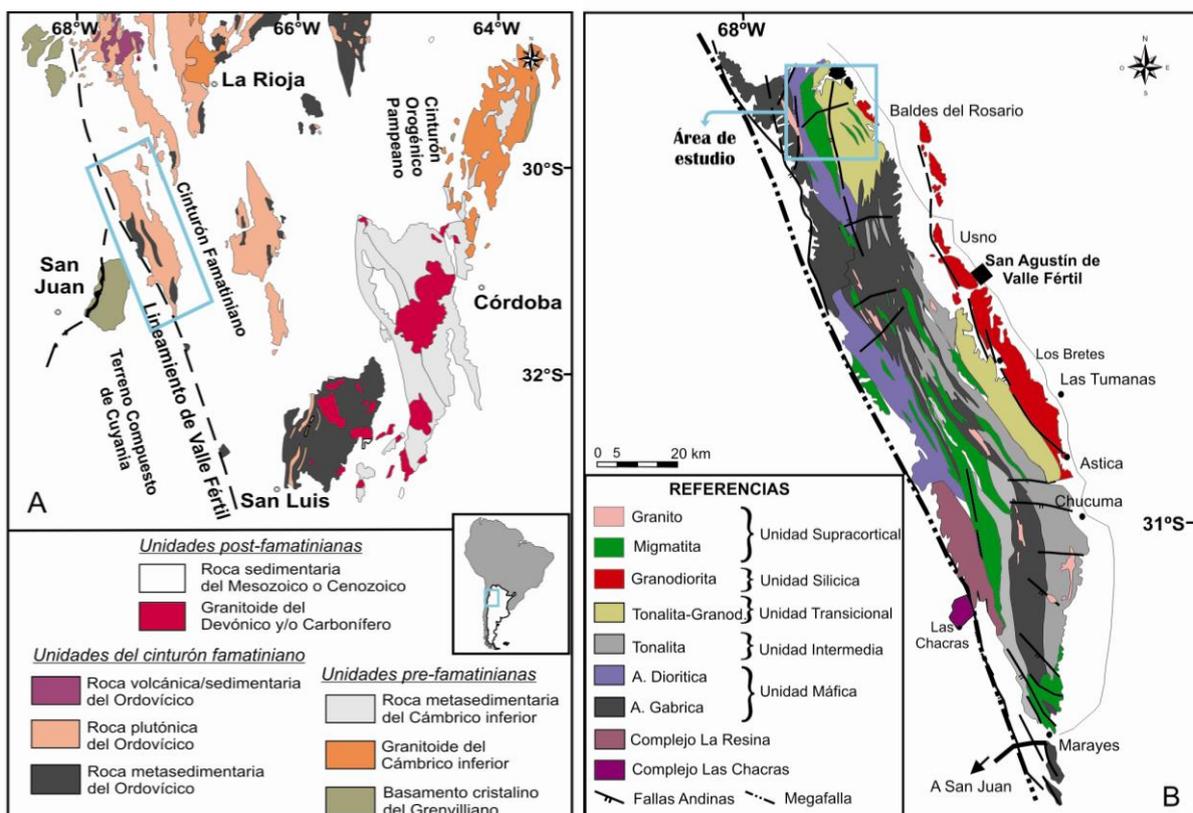
Las principales deformaciones cuaternarias están en su gran mayoría vinculadas con las estructuras marginales de las sierras de San Luis, Comechingones y Chica de Córdoba. A lo largo de estas fallas se han reconocido corrimientos del basamento cristalino afectando a sedimentos del ambiente pedemontano (Costa, 1998).

## **2.b. GEOLOGÍA LOCAL**

El arco magmático Famatiniano en el sector occidental de la Argentina es una sección exhumada diferencialmente de un arco Ordovícico temprano a medio que se formó durante la subducción de la placa de Nazca debajo del margen occidental de Gondwana. Debido a los esfuerzos tectónicos andinos actuales, el arco Famatiniano es visto por más de 1500 km a lo largo de su rumbo, incluso cuando algunos afloramientos aislados de rocas plutónicas famatinianas son encontradas al sur de los 33° de latitud. La transición desde rocas famatinianas volcánicas a plutónicas puede

ser seguida sobre grandes regiones en el noroeste de la Argentina (Rapela et al., 1992; Toselli et al., 1996; Pankhurst et al., 1998, 2000; Coira et al., 1999; Sato et al., 2003; Lucassen y Franz, 2005), estando los niveles más profundos del arco magmático Famatiniano expuestos a lo largo de la sierra de Valle Fértil-La Huerta (Vujovich et al., 1996; Murra y Baldo, 2006; Otamendi et al., 2008).

La sierra de Valle Fértil-La Huerta conforma un cordón serrano de rumbo NNO-SSE ubicado en el sector occidental de la provincia geológica Sierras Pampeanas. El mismo es elevado por medio de una falla inversa de alto ángulo con buzamiento al este (Jordan y Allmendinger, 1986), que coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil que se extiende en el borde occidental del mencionado cordón (Fig. 2.1A y B). Datos de geofísica indican la existencia de una paleo-sutura que correspondería al límite entre el terreno alóctono derivado de Laurentia y el margen autóctono de Gondwana (Giménez et al., 2000, Klinger Lince et al., 2008). La edad Silúrica para la cizalla en el oeste de La Huerta representaría un estadio tardío y/o final de esta colisión (Castro de Machuca et al., 2007).



**Figura 2.1:** **A)** Mapa geológico de las Sierras Pampeanas. **B)** Mapa geológico de la sierra de Valle Fértil-La Huerta, provincia de San Juan. El rectángulo seleccionado en el mapa geológico de la figura A corresponde a la zona mapeada en la figura B. El mapa representa una

compilación de las Hojas Geológicas de Mirré (1976) y Vujovich et al. (1998), y considera los trabajos de Vujovich et al. (1996) y Otamendi et al. (2008, 2009a).

La estratigrafía del arco Famatiniano varía a lo largo del rumbo debido que fue afectado por varios ciclos tectónicos principales. La sección central fue cerrada por la colisión continente-continente, finalizando así la actividad magmática, y en su totalidad fue variablemente fisurado durante el Mesozoico. A pesar de que fue fragmentado en bloques de falla, las posiciones actuales del antearco, arco principal y trasarco del arco Famatiniano han sido descifradas con éxito (Saavedra et al., 1998; Pankhurst et al., 2000; Astini y Dávila, 2004; Büttner et al., 2005). El cinturón Famatiniano incluye una faja plutónica tipo I al lado de una faja tipo S (Toselli et al., 1996; Pankhurst et al., 2000; Rossi et al., 2002). Dentro de las sierras de Famatina, Los Llanos-Chepes-Ulapes, y Valle Fértil-La Huerta, las rocas ígneas de mayor abundancia que componen batolitos son granitoides tipo I, mientras que los granitoides félsicos débil o fuertemente peraluminosos aparecen en menor cantidad, pero son extensos (Toselli et al., 1996; Rossi et al., 2002). Un rasgo sobresaliente del arco Famatiniano es que cada batolito plutónico intruye paquetes sedimentarios supracrustales, que consisten en sedimentos silicoclasticos con estratos de carbonatos interdigitados subordinados (Caminos, 1979). Independientemente de haber sido metamorfozados bajo un régimen dinamo-térmico regional tipo barroviano o de contacto, las secuencias supracrustales experimentaron metamorfismo en términos generales sincrónicamente con la actividad plutónica (Pankhurst et al., 2000). Los potentes paquetes turbidíticos del Neoproterozoico tardío-Cámbrico temprano y los sedimentos marinos superficiales del Cámbrico tardío son los protolitos más probables de las unidades metamórficas que hospedan las rocas plutónicas famatinianas profundas, mientras que los plutones epizonales en el Sistema de Famatina y áreas vecinas intruyen en secuencias volcano-sedimentarias del Ordovícico temprano formadas durante un estadio temprano del arco magmático (Toselli et al., 1996; Cisterna, 2001; Astini and Dávila, 2004).

La geología del bloque serrano de Valle Fértil ha sido relevada casi completamente, y presentada a escala de hoja geológica (Mirré, 1976; Furque et al., 2003). De su elaboración surgieron contribuciones científicas que abordaron aspectos específicos de la petrología de las entidades estratigráficas de esta sierra. Es preciso destacar que los primeros estudios, que tuvieron como objetivo específico a este cordón serrano, fueron realizados con el propósito de dilucidar el potencial minero del mismo (Minera T.E.A., 1967; Zardini, 1971).

Mirré (1976) a modo de generalización plantea la existencia de dos fajas longitudinales que caracterizan a dos complejos metamórficos “oriental y occidental”. El complejo oriental se encuentra conformado por granodioritas gnéisicas, gneises granodioríticos-tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos; y el occidental está constituido por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas básicas-ultrabásicas metamorfoseadas, calizas cristalinas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos.

Mediante estudios petrológicos y de campo se ha establecido la posición de las distintas unidades litológicas en el momento en que el magmatismo fue activo (Otamendi et al., 2009; Tibaldi et al., 2013). La edad de cristalización de numerosas rocas plutónicas de la sierra de Valle Fértil-La Huerta indica que el magmatismo estuvo activo entre los 490 y los 460 Ma (Pontoriero y Castro de Machuca, 1999; Pankhurst et al., 2000; Ducea et al., 2010). Las porciones más profundas de la sección expuesta se observan en su límite occidental, mientras que los niveles más someros afloran en el segmento oriental. De acuerdo a lo mencionado por Otamendi et al. (2009), la estratigrafía de la sección expuesta del arco magmático en la sierra de Valle Fértil-La Huerta debe ser descripta considerando cinco unidades: 1) Máfica: dominada por gabronoritas anfibólicas y dioritas, incluyendo *sills*, diques y enclaves máficos; 2) Intermedia: comprende una suite extremadamente heterogénea de tonalitas ricas en anfíbol y biotita. Esta unidad predominantemente tonalítica es a veces separada de la unidad máfica por medio de una faja de migmatitas; 3) Transicional: dominada por tonalitas ricas en biotita ampliamente inyectadas por fundidos graníticos; 4) Silícica: dominada por granodioritas que presentan diques y enclaves máficos, incluyen cuerpos de gabros anfibólicos, poseen diques félsicos, y en ciertos sectores pasan a monzogranitos; 5) Metasedimentaria: dominada por migmatitas paragnéisicas (metatexitas >> diatexitas) que ocurren como franjas kilométricas interdigitadas con rocas ígneas máficas e intermedias o como *septos* rodeados por gabronoritas y tonalitas. La unidad metamórfica además contiene mármoles que localmente aparecen como franjas kilométricas dentro de las rocas ígneas. Los leucogranitos granatíferos se presentan distribuidos a lo largo de todas las unidades como *sills* tabulares o cuerpos lenticulares. Se reconoce una gradación continua de oeste a este desde la unidad máfica a la unidad silícica, con intercalaciones de *septos* correspondientes a la unidad metasedimentaria. De manera que, las granodioritas y tonalitas son dominantes a lo largo del flanco oriental de la sierra de Valle Fértil, pero menores cantidades de rocas ultramáficas y máficas también son encontradas, mientras que las dioritas y gabros constituyen las asociaciones litológicas más abundantes en el sector occidental. La abundancia de las rocas intermedias y máficas-ultramáficas en los

afloramientos que se encuentran más al sur podría sugerir un nivel más profundo de exposición del arco magmático Famatiniano (Castro de Machuca et al., 2002). En el sector central y occidental de la sierra de Valle-Fértil-La Huerta, las migmatitas, anfibolitas y mármoles se vuelven más abundantes. Las migmatitas se desarrollan a partir de protolitos sedimentarios, los cuales pueden ser pelitas y grauvacas cuarzo-feldespáticas. La gran mayoría de las migmatitas metasedimentarias tienen estructura estromatítica definida por la alternancia de leucosomas cuarzo-feldespáticos milimétricos a centimétricos y mesosomas dominados por biotita (Tibaldi et al., 2011). Las migmatitas metapelíticas son ricas en granate, sillimanita y cordierita y en las metagrauváquicas cuarzo-feldespáticas el granate puede ser escaso o estar ausente (Otamendi et al., 2008). Los mesosomas se componen de cuarzo + plagioclasa + biotita con una combinación variable de granate  $\pm$  cordierita  $\pm$  sillimanita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  espinela. Mientras que los leucosomas son leucograníticos y contienen cuarzo y feldespato potásico, con cantidades menores de plagioclasa  $\pm$  granate  $\pm$  cordierita (Otamendi et al., 2009).

Las migmatitas metapelíticas interdigitadas en la unidad máfica registran el pico metamórfico a una presión entre 6,5 y 7,1 kbar y a una temperatura de facies de granulita de alrededor de  $805 \pm 35$  °C; teniendo el arco un espesor cortical de 30 km (Otamendi et al., 2008; Tibaldi et al., 2013). Las edades SHRIMP de 466 Ma determinadas en migmatitas metasedimentarias sugieren que éstas últimas experimentaron su pico térmico como resultado de la actividad magmática (Rapela et al., 2001; Baldo et al., 2001), siendo éstas coincidentes con la edad obtenida por Cristofolini et al. (2010) para el pico metamórfico en el centro de la serranía de Valle Fértil.

En los alrededores de Las Juntas existe una sección caracterizada por la presencia de rocas plutónicas máficas interestratificadas con migmatitas máficas y migmatitas metasedimentarias, que es representativa del centro oeste de la sierra de Valle Fértil. De acuerdo a Tibaldi et al. (2009), su estudio permitió inferir que el emplazamiento repetido de magmas máficos fue la fuente de calor, que mantuvo a la secuencia litológica en condiciones térmicas correspondientes a facies de granulitas. Esta idea es la que mejor explica altas temperaturas ( $> 800$  °C) a relativamente baja presión (5,5-8 kbar). Se interpreta este ejemplo del centro de la sierra de Valle Fértil como un ejemplo del núcleo plutónico-metamórfico del arco magmático famatiniano donde el gradiente metamórfico anormalmente alto refleja que un importante volumen de magmas máficos alcanzaban, y dominaban, en paleo-profundidades de entre 16 y 30 km (Tibaldi et al., 2009, 2013).

En un estadio maduro de la evolución del segmento central del arco famatiniano, magmas monzograníticos se alojaron en cámaras magmáticas someras y construyeron plutones. Los plutones someros se emplazaron en la base de las sucesiones sedimentarias del Cámbrico medio (Collo y Astini, 2008). Estudios geocronológicos en circones en la sección de Valle Fértil muestran que la construcción de una corteza de arco completamente nueva abarcó un periodo de tiempo de aproximadamente 10 Ma (Ducea et al., 2010). Durante este intervalo de tiempo, y en el periodo en que el arco fue cerrado, la secuencia plutónica silícica e intermedia rica en cuarzo creció suficiente para dominar desde los niveles medios a superiores de la corteza del arco (Otamendi et al., 2010b).

En las sierras de Valle Fértil y La Huerta, muchas zonas de cizalla fueron activas durante el Ordovícico y Silúrico. La deformación asociada a las condiciones del pico metamórfico fue responsable de la foliación NNW-SSE en el basamento cristalino de las sierras de Valle Fértil-La Huerta y Las Imanas. Después del metamorfismo regional, tuvo lugar en esta área una milonitización local a lo largo de discretas zonas de cizalla dúctil NW-SE a NNW-SSE (Murra and Baldo, 2001; Castro de Machuca et al., 2004, 2005; Cristofolini et al., 2011). Las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas por Castro de Machuca et al. (2012) de  $441,9 \pm 1,9$  Ma y  $438,7 \pm 1,9$  Ma para las milonitas indican que la deformación dúctil en facies de anfibolita superior a media ocurrió como máximo 20-30 Ma después del emplazamiento del arco magmático, insinuando que el cizallamiento pudo haber ocurrido durante los últimos estadios de la orogenia Famatiniana. De acuerdo con Ramos et al. (1998) y Otamendi et al. (2008), el origen de esta zona de cizalla dúctil ha sido asumido como una consecuencia del último proceso de empuje relacionado al episodio colisional asociado con la acreción del terreno de Precordillera al margen de Gondwana, seguido por la cesación del magmatismo de arco en el área. De manera que Murra y Baldo (2006) propusieron que las milonitas relacionadas a estas fajas de cizalla dúctiles marcan el final de la orogenia Famatiniana que habría comenzado a los 460-452 Ma y continuo hasta los  $432 \pm 4$  Ma (Castro de Machuca et al., 2008). Sin embargo, en Loma de las Chacras, sierra de La Huerta occidental, la edad inferida para la zona de cizalla dúctil NNE basada en datos radiométricos a partir de muscovita deformada en milonitas en grado de esquistos verdes es de  $\sim 404$ -400 Ma (Roeske et al., 2005) extendiéndose así los efectos de la orogenia Famatiniana hasta el Devónico.

El estadio final de la orogenia Famatiniana que carece de magmatismo de arco y metamorfismo regional es definido por Sato et al. (2003) como el estadio post-orogénico Famatiniano.

Cuando el terreno de Cuyania se acopló al margen de Gondwana, el magmatismo relacionado a subducción cesó a lo largo del segmento Famatiniano del arco ordovícico (Astini y Dávila, 2004). El evento colisional resultante cerró la sutura entre la corteza plutónica Famatiniana y el terreno de Cuyania (Mulcahy et al., 2011). En el Carbonífero, el margen de Gondwana había migrado cientos de kilómetros. La corteza plutónica Famatiniana fue cubierta por secuencias sedimentarias depositadas entre el Carbonífero tardío y el Terciario medio. El magmatismo fue restringido a un vulcanismo basáltico menor a lo largo de fallas normales principales durante la extensión triásica. La subducción de la placa de Nazca por debajo de la de Sudamérica comenzó aproximadamente 15 Ma atrás, quizás debido a la subducción de la dorsal Juan Fernández (Yáñez et al., 2001). Como resultado, la deformación entre las dos placas se incrementó (Jordan y Allmendinger, 1986), mientras que la sierra Valle Fértil y otros segmentos del arco Famatiniano fueron levantados durante este periodo como una estructura anticlinaria de basamento.

## CAPÍTULO III

### 3. GEOMORFOLOGÍA

#### 3.a. INTRODUCCIÓN

Los rasgos mayores del relieve que presenta la sierra de Valle Fértil están controlados fuertemente por el contexto geológico del cual forma parte y, en segundo término, por el ambiente climático en el que se sitúa, que define el tipo y la dinámica de los procesos modeladores. De manera que las acciones fluvial, aluvial y eólica producidas en general en condiciones de clima desértico, con grandes variaciones térmicas diarias y estacionales, son responsables del modelado de la fisonomía actual del área de estudio. De este modo la división en las distintas unidades y subunidades geomorfológicas se realizó, en los niveles de mayor jerarquía, en base a criterios morfoestructurales y, en los de menor, teniendo en cuenta los procesos generadores dominantes.

En el mapa geomorfológico de la provincia de San Juan (Suvires, 1996) se observa que la zona de estudio forma parte de las Regiones Morfoestructurales, “Elevadas y montañosas” (4- Sierras Pampeanas) y “Bajas y deprimidas” (7- Depresión del gran bajo oriental), ésta última con depósitos y geoformas, principalmente fluviales, coluviales y aluviales.

De acuerdo a lo expresado por Furque et al. (2003) en la Hoja Geológica 3169-II “San José de Jáchal”, en la región analizada las principales geoformas observadas son las bajadas, planicies aluviales, mesillas y formas de abrasión eólica. Las primeras se encuentran adosadas al frente montañoso, estando relacionadas a la escarpa de falla de rumbo submeridiano, localizadas en el pie de monte occidental de la sierra de Valle Fértil. Estas bajadas involucran los depósitos psefíticos correspondientes a los abanicos aluviales actuales, asociándose a las mismas los remanentes de depósitos de niveles de agradación asignados al Pleistoceno. Las planicies aluviales se extienden al este de la sierra de Valle Fértil, constituyendo depósitos de gravas, arenas y materiales más finos, en general asociados a la red de drenaje actual y en su mayor parte depositados durante las épocas de crecientes. Al noreste de la sierra de Valle Fértil, en inmediaciones de la cuenca de Ischigualasto y en la región de La Torre, se destaca la presencia de mesillas basálticas, correspondientes a coladas triásicas de la Formación Baldecitos, que rematan cerrillos conformados por sedimentitas continentales de igual edad y más fácilmente erosionables. Las formas de abrasión eólica que caracterizan el paisaje del Valle de la Luna son producto de la acción erosiva del viento, y en menor medida la del agua en las épocas de fuertes lluvias. Las

mismas son el resultado del desgaste, frecuentemente diferencial, de los estratos suavemente inclinados de los grupos Agua de la Peña y Chiflón. Entre las formas más típicas se pueden mencionar mesillas, crestones, hongos y escarpas erosivas.

La red hidrográfica en el área de estudio está constituida principalmente por los ríos San Antonio, El Durazno, de las Guardias y Los Baldecitos, que en el sur de la provincia de La Rioja convergen para dar lugar a la formación del Río Punta de Médano. Estos sistemas fluviales drenan hacia el SE, son de régimen temporario a efímero de carácter torrencial, siendo su caudal consecuencia de las precipitaciones en la estación de verano. Cabe destacar que en el cordón serrano generalmente los cursos de agua presentan un rumbo aproximado NE-SW y submeridional ya que están controlados estructuralmente y poseen también un régimen efímero. En conjunto todos estos cursos son los principales denudadores en sierra y los que generan formas de agradación en la depresión oriental.

### **3.b. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS**

El área de estudio se divide en las siguientes unidades y subunidades geomorfológicas (Fig. 2, Anexo I):

#### **- Unidad A: Relieves denudativos**

I: Bloque basculado sierra de Valle Fértil

I.a: Escarpa de falla

I.b: Pendiente estructural

I.b.1: En basamento cristalino

I.b.2: En secuencias sedimentarias triásicas

II: Relieves volcánicos relícticos

#### **- Unidad B: Depresión intermontana oriental**

I: Abanicos aluvio-coluviales

II: Faja fluvial

#### **Unidad A: Relieves denudativos**

Esta macrounidad está formada por dos unidades mayores, que corresponden al bloque basculado sierra de Valle Fértil y los relieves volcánicos relícticos. Se trata de las morfologías positivas que resaltan en la zona de estudio y son afectadas por procesos denudativos, especialmente asociados a sistemas fluviales y, en segundo término, gravitatorios.

*I: Bloque basculado sierra de Valle Fértil*

Esta unidad morfoestructural forma parte de las Sierras Pampeanas Occidentales y corresponde a un bloque de basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico inferior de rumbo NW-SE. Su ancho promedio es del orden de 20 km y sus alturas máximas oscilan alrededor de 2000 y 2200 m. Este bloque presenta una marcada asimetría en sentido transversal debido a la presencia de una escarpa de falla abrupta en el borde occidental y un dorso basculado hacia el este en el flanco oriental. Es afectado por procesos erosivos y de remoción en masa. En su sector norte, en discordancia sobre basamento, se reconocen secuencias sedimentarias triásicas, que conforman la cuenca de Ischigualasto cuyo borde sur, de carácter tectónico, se reconoce en la zona de estudio.

**I.a: Escarpa de falla**

Se extiende hacia el sector occidental del bloque basculado sierra de Valle Fértil, siendo producto del fallamiento inverso, de orientación aproximada NW-SE, denominado lineamiento Valle Fértil. El resalto topográfico de la escarpa es de aproximadamente 1170 m y su pendiente de alrededor del 18% hacia el oeste. El sistema de drenaje que la disecta posee un fuerte control estructural y se dispone de manera transversal a ella, formando valles fluviales en forma de V. Al pie de la misma, se reconocen abanicos aluviales debido al aporte de detritos por los cursos de agua efímeros que fluyen hacia occidente. Esta escarpa poco evolucionada, muestra evidencias de actividad neotectónica.

**I.b: Pendiente estructural**

Corresponde al dorso del bloque sierra de Valle Fértil, el cual se desarrolla, hacia el norte del área de estudio, en secuencias sedimentarias triásicas y, hacia el sur, en basamento cristalino (Fig. 3.1). Su límite corresponde a una falla normal triásica de rumbo aproximado NE-SW.

Se encuentra fuertemente disectada por una red de drenaje de régimen efímero, cuya disposición espacial se encuentra controlada por lineamientos estructurales de índole regional, tales como fallas y fracturas. Se destaca la ocurrencia de procesos de incisión fluvial y remoción en masa.



**Figura 3.1:** Imagen satelital Google Earth donde se observa la pendiente estructural desarrollada en secuencias sedimentarias triásicas homoclinales hacia el norte y en basamento cristalino hacia el sur.

#### I.b.1: En basamento cristalino

Se trata de un paisaje homogéneo desarrollado en litologías ígneas y metamórficas, cuyos afloramientos poseen morfologías subredondeadas a subangulosas (Fig. 3.1; 3.2). La pendiente general es del alrededor del 6% hacia el este. El paisaje está fuertemente disectado por una red de drenaje de alta densidad controlada estructuralmente, siendo su orientación preferencial NE-SW y submeridional, y está constituida por cursos de agua encajonados en quebradas que exponen un perfil transversal en forma de V (Fig. 3.3A y B). El escurrimiento superficial tiene lugar a través de ríos de régimen efímero que sólo llevan agua esporádicamente durante el verano debido a precipitaciones de corta duración y gran intensidad, de manera que originan crecientes de tipo torrencial que remueven el material detrítico favoreciendo la descarga rápida en la zona del piedemonte, hacia el oriente de la zona de estudio. Así, la pendiente estructural es afectada por procesos de erosión fluvial, principalmente incisión vertical, y remoción en masa.



**Figura 3.2:** Afloramientos de basamento cristalino observados en el dorso del bloque sierra de Valle Fértil.



**Figura 3.3: A y B)** Curso de agua de régimen efímero en quebrada que expone un perfil transversal en forma de V.

## I.b.2: En secuencias sedimentarias triásicas

La diferencia morfológica con respecto al dorso desarrollado en basamento cristalino, se debe a la disparidad en cuanto a la resistencia que ofrecen las litologías a la erosión, ya que las sedimentitas mesozoicas son materiales más friables. Por lo tanto, la pendiente estructural desarrollada en secuencias sedimentarias triásicas conforma un paisaje heterogéneo debido al fuerte control litológico. Se generan relieves diferenciales, típicos de ambientes sedimentarios con buzamiento homoclinal de bajo ángulo ( $1^\circ$  hacia el NE), que generan morfologías tipo cuestas, asimétricas, con sucesivos frentes de retroceso paralelo subverticales (Fig. 3.1). En este paisaje se identifican distintas mesoformas, de aspectos muy irregulares, producto de la erosión diferencial (remoción en masa, erosión hídrica y eólica) (Fig. 3.4A, B y C). La pendiente general es del alrededor del 4% hacia el este. Se encuentra disectada por cursos de agua efímeros que fluyen hacia el NE y provocan una gran escorrentía superficial durante las precipitaciones estivales fuertes y concentradas.



**Figura 3.4: A)** Relieves diferenciales en secuencias sedimentarias triásicas. **B y C)** Mesoformas en sedimentos triásicos típicas del sector hacia el norte de la zona de estudio.

*II: Relieves volcánicos relícticos*

Se localizan principalmente hacia el sector oriental y norte de la zona de estudio. Se han diferenciado dos geoformas principales generadas por el volcanismo triásico (Fig. 3.5). Una de ellas corresponde a formas dómicas erodadas con bordes semicirculares, paredes subverticales y alturas máximas de 1700 m, que se disponen de manera alineada en sentido NW-SE. Por otro lado, se observan coladas linguoides, de laterales relativamente abruptos y alturas máximas de 1500 m, que reflejan un fuerte control topográfico ya que siguen paleovalles, desplazándose hacia el NW. Éstas formas volcánicas se encuentran basculadas hacia el este por actividad tectónica cenozoica y fuertemente disectadas por una red de drenaje radial centrífuga de carácter efímero. Al pie de las mismas, se destaca la presencia de depósitos coluviales producto de procesos gravitacionales (Fig. 3.6).



**Figura 3.5:** Geoformas volcánicas en imagen satelital Google Earth. A) Domos lávicos alineados en dirección NW-SE. B) Coladas linguoides, indicándose la dirección de desplazamiento.



**Figura 3.6:** Vista hacia el NE del Cerro Morado, en la parte superior se observa un talud vertical correspondiente a coladas basálticas, mientras que los depósitos coluviales constituyen la mayor parte del flanco de la geoforma.

### Unidad B: Depresión intermontana oriental

Se ubica en la porción oriental del área de estudio, entre el bloque sierra de Valle Fértil y las Sierras Pampeanas Orientales. Se trata de una depresión tectónica de relieve moderadamente ondulado que inclina suavemente hacia el SE y la cota de menor altitud dentro del área analizada es de 1120 m. Su orientación es submeridional, acuñándose progresivamente hacia el sur. En el borde occidental de esta depresión, se pueden observar pedimentos cubiertos por sedimentos continentales adosados al pie de la sierra. Las condiciones climáticas áridas de la región posibilitan la existencia de una red de drenaje tipo paralela, constituida por canales de geometría entrelazada y régimen efímero. Estos cursos fluviales sólo llevan agua de forma esporádica, coincidente con períodos de precipitaciones torrenciales o crecidas de los ríos provenientes de la zona serrana, por lo que esta depresión constituye una zona de descarga de agua superficial y detritos, favoreciendo la acumulación de éstos. Se observan diferentes niveles de erosión (pedimentos y agradación) algunos de los cuales hoy están sobreelevados (son relícticos) debido a la incisión de la red de drenaje actual vinculada a actividad neotectónica. Además debido a que es afectada por un significativo déficit hídrico, son importantes los procesos de deflación con vientos dominantes desde el NE y E.

Dentro de esta unidad se observan abanicos aluvio-coluviales y fajas fluviales de cursos de agua entrelazados. Además, al noreste del área de estudio, no visible en el mapa geomorfológico, se destacan depósitos medanosos.

*I: Abanicos aluvio-coluviales*

Se trata de formas lobulares de suave declive que se localizan en el sector oriental del área de estudio, al pie del bloque sierra de Valle Fértil, y se expanden hacia el este (Fig. 3.7A y B), a excepción de las ubicadas en el extremo NE que se desplazan hacia occidente, ya que provienen de las Sierras Pampeanas Orientales. Se observan distintos niveles asociados a la neotectónica, por lo que se desarrollan abanicos más potentes y otros de menor potencia que cubren pedimentos al pie del bloque serrano. Los abanicos aluviales corresponden a conglomerados mal seleccionados de clastos redondeados a subangulosos de composición ígnea y metamórfica en una matriz areno gravosa (Fig. 3.8). Sobre ellos puede encontrarse pavimento clástico (suelo acorazado) debido a la deflación diferencial. Son producto de procesos de remoción en masa relacionados a cursos de agua efímeros que durante los periodos de precipitaciones torrenciales remueven los detritos hacia el piedemonte. Además se encuentran incididos por la red de drenaje actual de geometría entrelazada.



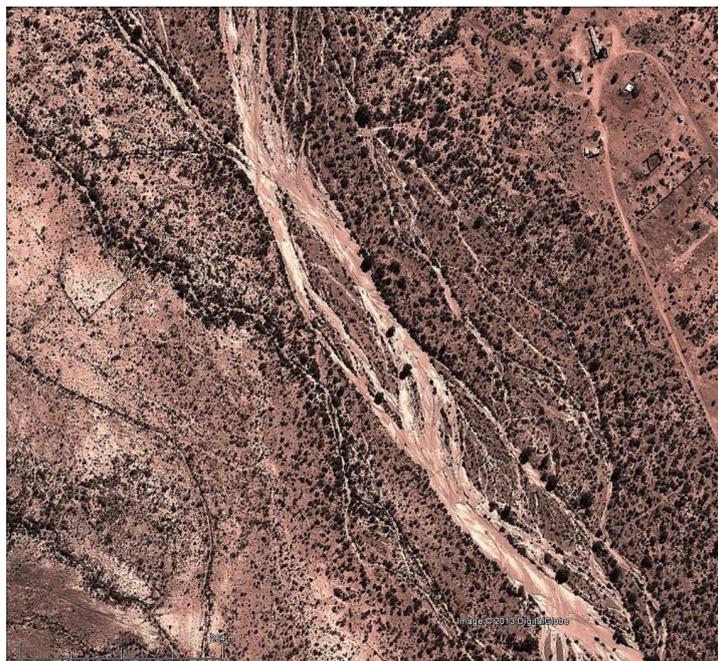
**Figura 3.7: A) y B)** Imagen satelital Google Earth donde se identifican los abanicos aluviales al pie del cordón serrano.



**Figura 3.8:** Perfil de abanico aluvial relíctico en las márgenes del río San Antonio.

### *II: Faja fluvial*

Se restringe al sector NE de la zona de estudio. Los cauces que la forman constituyen una red de drenaje paralela de régimen temporario, que nace en la zona norte del área de estudio y se desarrolla en sentido NW-SE. Los canales son aluviales, cuyo diseño en planta es entrelazado y ligeramente sinuoso (Fig. 3.9). Se caracterizan por una alta disponibilidad de materiales, arenas muy gruesas a muy finas, y una alta capacidad de carga-sedimentación, transportando fundamentalmente carga de fondo. Se generan barras en su cauce y se observan sitios de erosión lateral activa.



**Figura 3.9:** Imagen satelital Google Earth donde se observa el río Los Baldecitos de diseño entrelazado en la depresión intermontana oriental.

## CAPÍTULO IV

### 4. PETROLOGÍA Y PETROGRAFÍA DEL BASAMENTO CRISTALINO

#### 4.a. INTRODUCCIÓN

El complejo ígneo-metamórfico, objeto de estudio, abarca al basamento cristalino aflorante en el norte de la sierra de Valle Fértil, el cual, hacia la zona oriental del área de estudio, se pierde bajo los sedimentos clásticos continentales, aluviales y fluviales del Permo-Triásico, Paleógeno-Neógeno y Cuaternario (Capítulo 3).

A partir del estudio y relevamiento petrológico-estructural de las secuencias ígneas-metamórficas y sus relaciones tectónicas y temporales se establece que el sector norte de la sierra de Valle Fértil se compone de cuatro unidades litoestratigráficas. Teniendo en cuenta la estratigrafía descrita por Otamendi et al. (2009) para la fracción expuesta del arco magmático en las sierras de Valle Fértil-La Huerta, las tres unidades principales que se reconocen en el área de estudio corresponden a las unidades máfica, tonalítica y migmática. Debe resaltarse el hecho de que las unidades antes mencionadas son afectadas, de modo sectorizado, por procesos de deformación dúctil y frágil. Dicha deformación se concentra resultando en la formación de fajas de cizalla, y el consecuente desarrollo de rocas correspondientes a la serie milonítica, las que en este trabajo se incluyen en la unidad milonítica.

A diferencia de lo presentado por Furque et al. (2003) en la hoja geológica 3169-II a escala 1:250.000, se observa en la zona de estudio la ausencia de gneises granodioríticos y tonalíticos y el desarrollo de rocas migmáticas. Para este sector serrano la unidad estratigráfica de mayor predominio es la tonalítica, mientras que la unidad migmática se encuentra de modo subordinado e intercalada con las litologías ígneas.

A continuación se realiza la caracterización petrológica de las distintas unidades litológicas reconocidas en el área de estudio, basada en las observaciones geológicas a escala de afloramiento y en el análisis petrográfico de las secciones delgadas bajo microscopio petrológico.

#### 4.b. UNIDAD TONALÍTICA

Es la unidad litológica que presenta mayor distribución areal en el sector de estudio, concentrándose principalmente hacia la sección oriental del cordón serrano (Fig. 3, Anexo I). Las tonalitas, son el tipo litológico dominante dentro de esta unidad,

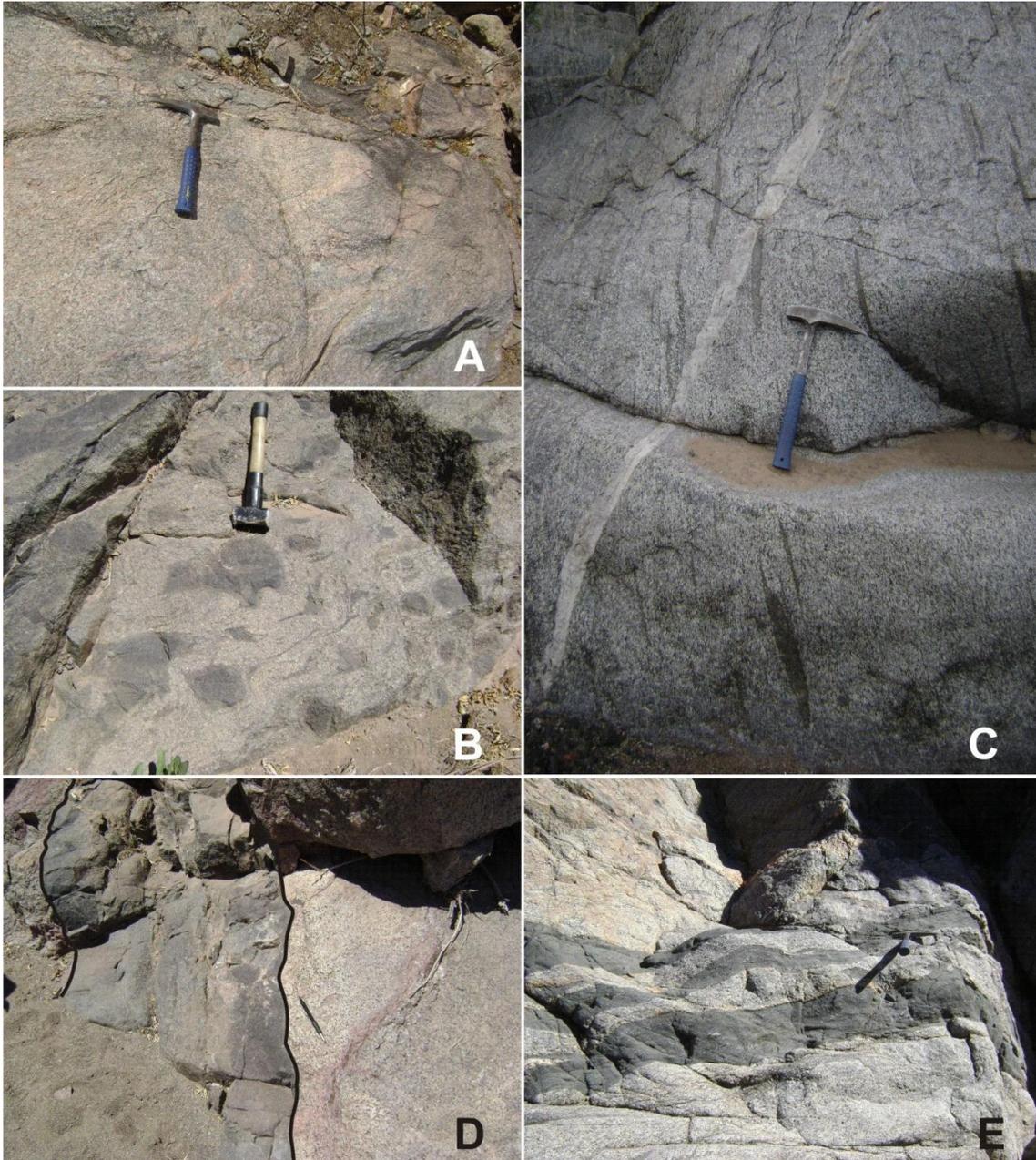
no obstante se reconoce de modo subordinado la presencia de gabros, dioritas, granodioritas y granitos. Por otro lado, es preciso mencionar la ocurrencia de *septos* de la unidad migmática, elongados en sentido N-S, que se interdigitan con las tonalitas. El contacto entre ellas es neto a transicional, reconociéndose zonas de interacción entre ambas.

Cabe destacar que dentro de la unidad tonalítica se observa una gradación continua de oeste a este, desde tonalitas dominadas por anfíbol en el sector más occidental que gradan a tonalitas biotíticas y por último a tonalitas con inyecciones de fundidos graníticos, siendo local y asociadas a estas últimas la aparición de granodioritas en la porción oriental de dicha unidad. Aquí sus límites son difusos dando lugar a zonas de mezcla (Fig 4.1A).

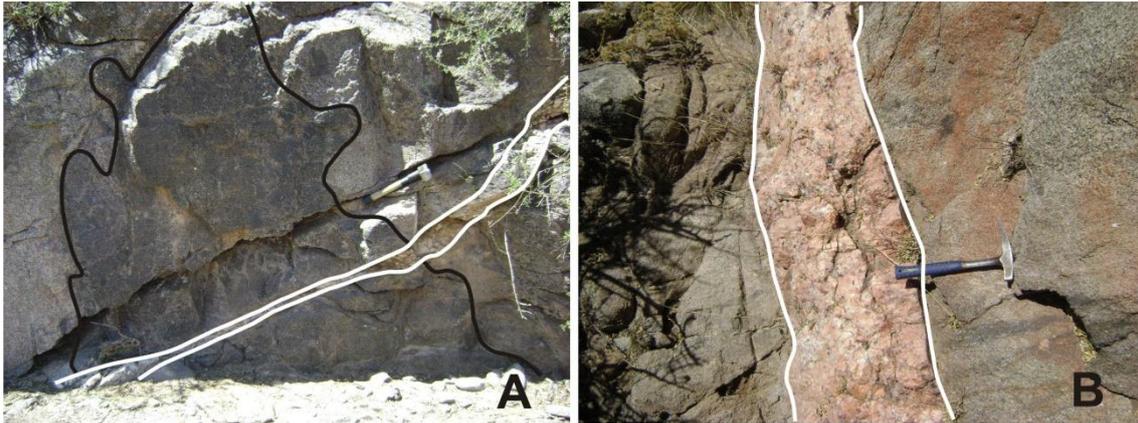
#### 4.b.1. Tonalitas

Las tonalitas hornbléndicas y biotíticas poseen características de color y de yacencia similares, radicando su diferencia sólo en su composición mineralógica (presencia y/o ausencia de hornblenda y biotita), por lo que aquí se describen en conjunto. Su índice de color es leucocrático, variando su coloración desde gris claro a oscuro, y se desarrollan como cuerpos discretos de morfologías subredondeadas a subangulosas y dimensiones métricas, pudiendo alcanzar hasta cientos de metros de potencia.

Las rocas tonalíticas se caracterizan por poseer enclaves microgranulares máficos (Fig. 4.1B y C) que corresponden a gabros hornbléndicos de textura equigranular hipidiomórfica, con un tamaño de grano fino y estructura masiva. Están compuestos esencialmente por plagioclasa, hornblenda, cuarzo y biotita, con apatito, zircón y opacos como minerales accesorios. Dichos enclaves se encuentran orientados generando una foliación magmática y en ocasiones son parcialmente asimilados, provocando bordes de reacción (Fig. 4.1B). Frecuentemente los enclaves máficos se encuentran elongados orientados paralelos a la foliación tectónica dúctil que se superpone a la foliación primaria. Localmente, también se observa la presencia de diques gábricos de escala centimétrica a métrica (Fig. 4.1D y E), que pueden llegar a los 15 m de longitud y 5 m de potencia, e intruyen a las tonalitas de manera concordante a su foliación magmática, sin generar un borde de reacción. Por otro lado, pueden distinguirse, de manera local, venillas micropegmatíticas paralelas a la foliación magmática y, en otros casos, diques pegmatíticos discordantes con dicha foliación, que rellenan fracturas (Fig. 4.2A y B).



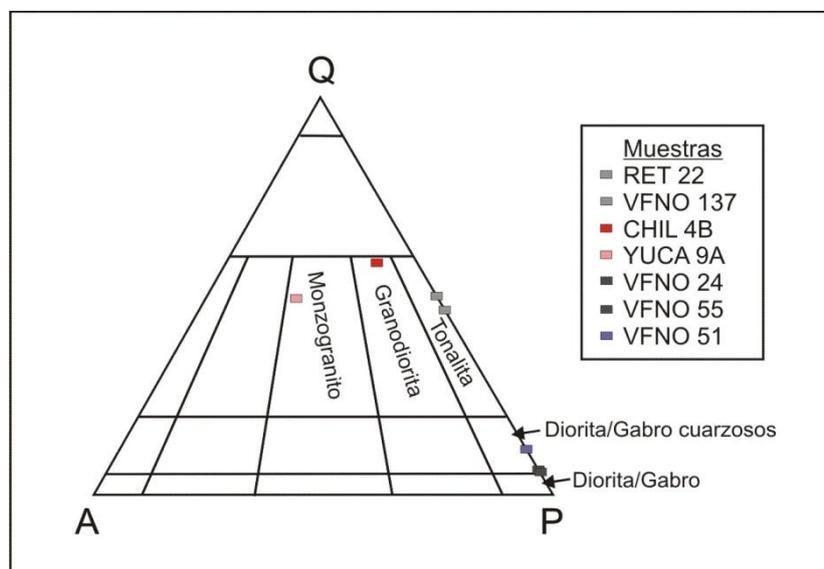
**Figura 4.1:** **A)** Afloramiento donde se observa la granodiorita denominada de interacción, por mezcla de fundidos tonalíticos y graníticos. **B)** Afloramiento tonalítico con enclaves microgranulares máficos que se observan parcialmente asimilados, destacándose bordes de reacción. **C)** Afloramiento tonalítico con enclaves microgranulares máficos elongados. **D)** Afloramiento donde se distingue un dique gábrico intruyendo a la tonalita. **E)** Afloramiento en donde la tonalita es intruida por diques máficos que se observan abudinosos.



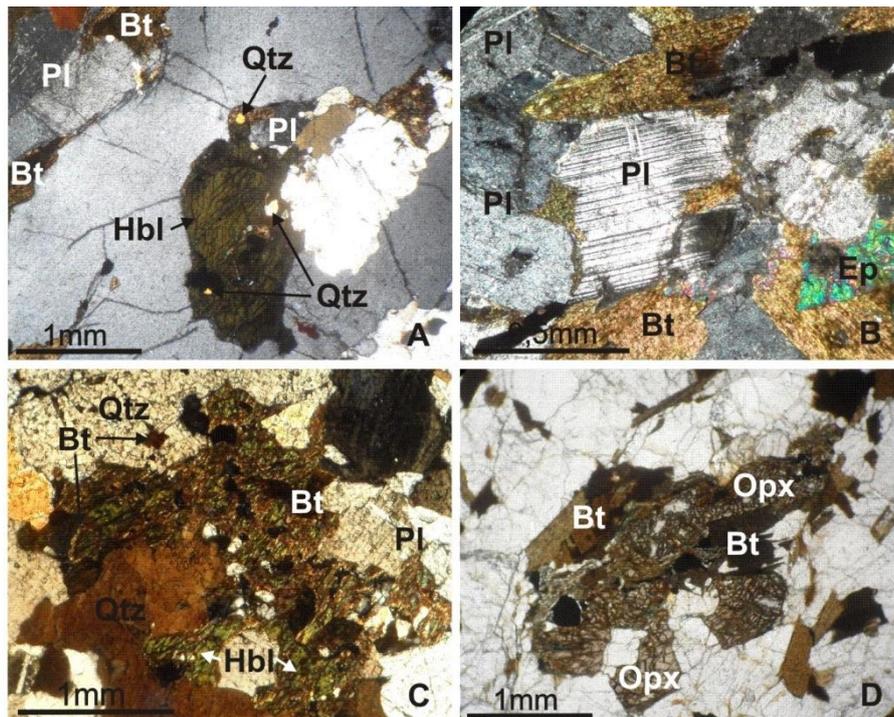
**Figura 4.2:** **A)** Afloramiento tonalítico que es intruido, de forma concordante a la foliación magmática, por un dique gábrico y, discordante, por un dique pegmatítico. **B)** Afloramiento donde se observa a la tonalita intruida, de manera discordante a la foliación magmática, por un dique pegmatítico.

Las tonalitas presentan una textura inequigranular seriada hipidiomórfica con un tamaño de grano que varía entre medio a fino. Están compuestas por plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda (Fig 4.4A) y, ocasionalmente, ortopiroxeno, además de epidoto y circón como minerales accesorios y clorita y sericita como minerales secundarios. La composición modal de esta litología se encuentra en la Tabla 1 (Anexos II) y la Fig. 4.3. La *plagioclasa* es el mineral que se encuentra en mayor proporción, presentándose como cristales anhédros con bordes lobulados o irregulares y tamaño de grano variable, de medio a fino. Posee un maclado polisintético que en algunos sectores se acuña en los bordes con extinción ondulosa y en otros se flexura (Fig. 4.4B), además se observan maclas de dos individuos y combinadas Albita+Carlsbad. Se identifican fracturas irregulares, que pueden encontrarse de manera transversal al maclado polisintético e inclusiones de biotita, apatito u óxidos. Además, en algunas muestras, se observa alteración sericítica. El *cuarzo* sigue en abundancia a la plagioclasa, correspondiendo a cristales anhédros con bordes lobulados o irregulares y de tamaño principalmente medio, destacándose la presencia de inclusiones de biotita, apatito, circón u óxidos, que pueden o no estar orientadas. Posee extinción ondulosa, identificándose en algunos cristales lamelas de deformación y, en otros, desarrollo de subgranos. Esporádicamente se destaca la recristalización del mismo en torno a los cristales de hornblenda y biotita, reflejada en la disminución del tamaño de grano. La *biotita* se desarrolla con forma subhedra, bordes aserrados, tamaño de grano medio a fino, color pardo oscuro y un moderado pleocroismo. Se observa en los intersticios entre el cuarzo y la plagioclasa, como inclusiones en el cuarzo, la plagioclasa y la hornblenda o junto a la hornblenda producto de su

alteración. Se destacan los halos pleocroicos como consecuencia de las inclusiones de circón. Es posible distinguir cierta orientación de los cristales formando bandas finas. Se distingue su alteración a clorita y en contacto con la misma, sus bordes son difusos. La *hornblenda* posee forma subhedra a anhedra, tamaño de grano medio e inclusiones de biotita y cuarzo. Sus bordes son difusos al observarse su paso a biotita (Fig. 4.4C). Pueden presentarse como cristales poiquilíticos de tamaño medio, localizándose cuarzo en su interior. Se caracteriza por su color verde y su pleocroísmo moderado que varía de verde claro a oscuro. El *ortopiroxeno* corresponde a cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y tamaño medio; además pueden distinguirse algunos individuos esqueléticos con bordes irregulares y tamaño medio, que están asociados principalmente a biotita. Localmente se presenta como núcleos relícticos asociados a biotita cuyos bordes, se destaca la presencia de óxidos. También es posible reconocer una parcial alteración a hornblenda y biotita (Fig. 4.4D). Con respecto a los minerales accesorios, *apatito* y *circón*, se encuentran en baja proporción como pequeños cristales de inclusión, siendo sus formas subredondeadas y, en el caso del circón, también prismática. El *epidoto* se encuentra en bajo porcentaje, asociado a la biotita (Fig. 4.4B). Su forma es subhedra a anhedra con bordes rectos a irregulares y tamaño medio. La *clorita* posee forma subhedra con coloración verdosa, mientras que sus colores de interferencia son anómalos.



**Figura 4.3:** Diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) de clasificación modal de las rocas plutónicas, donde los vértices del triángulo son Q: cuarzo, A: feldespato potásico y P: plagioclasa.



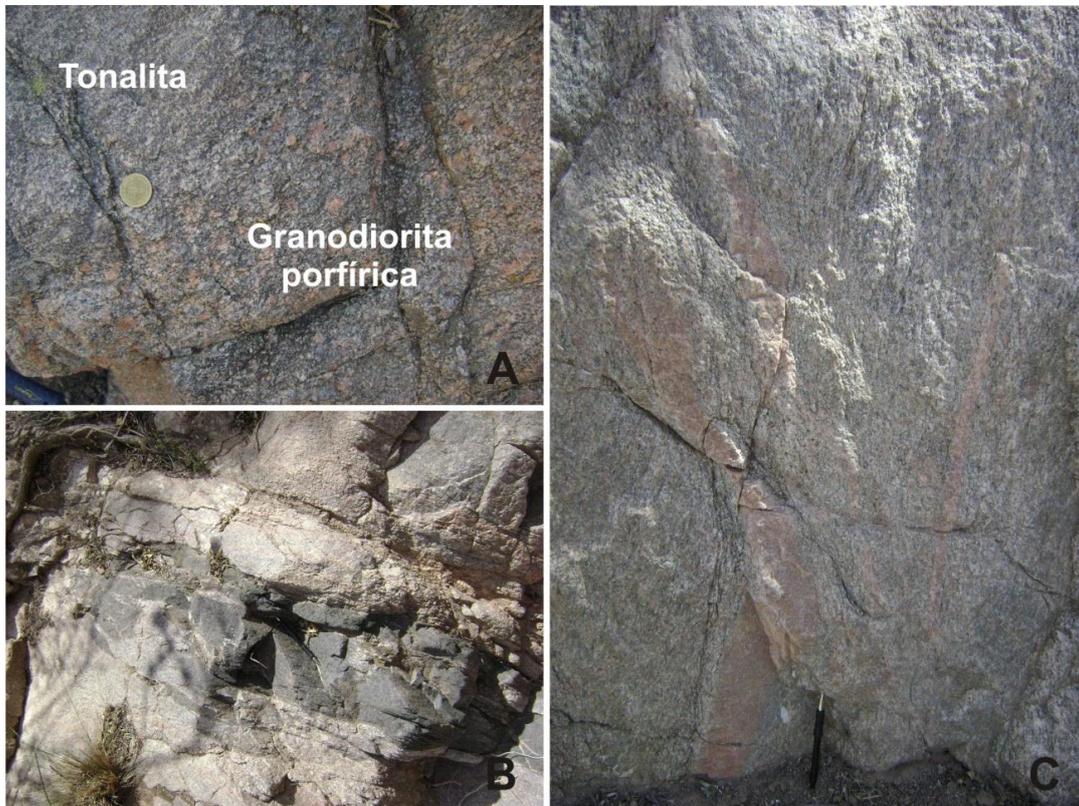
**Figura 4.4:** **A)** Fotomicrografía a nicoles cruzados en la que se muestra la relación textural entre las fases minerales de hornblenda (Hbl), cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl) y biotita (Bt). **B)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observan maclas polisintéticas flexuradas y acuñadas en los cristales de plagioclasa (Pl) y la presencia de biotita (Bt) asociada a epidoto (Ep). **C)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se destaca el paso de hornblenda (Hbl) a biotita (Bt). **D)** Fotomicrografía a nicoles paralelos donde se distingue el reemplazo de ortopiroxeno (Opx) por biotita (Bt).

#### 4.b.2 Granodioritas

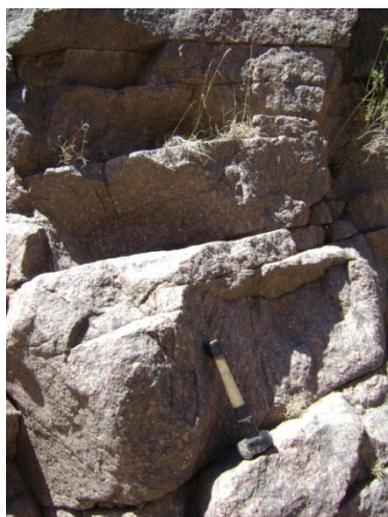
Se encuentran restringidas principalmente a la zona este de la unidad tonalítica y se presentan en forma de lentes de dimensiones métricas. El contacto entre ésta litología y las rocas tonalíticas circundantes es transicional (Fig. 4.5A). Localmente, las granodioritas presentan enclaves microgranulares máficos, así como también, son intruidas por diques máficos (Fig. 4.5B), diques félsicos (Fig. 4.5C) y diques graníticos pegmatíticos de contactos netos. En ocasiones, los diques máficos son parcialmente reabsorbidos, siendo en este caso transicional el contacto con las granodioritas (Fig. 4.5B).

Las granodioritas poseen un índice de color leucocrático con tintes rosados. Se reconocen dos variantes texturales, que se encuentran espacialmente asociadas. Así, las granodioritas observadas son de textura granular y porfírica, dada ésta última por la presencia de megacrístales de feldespato potásico de aproximadamente 3 a 0,5 cm de longitud (Fig. 4.6). En general, presentan una fábrica masiva, no obstante se

reconoce localmente el desarrollo de una fábrica magmática marcada por la orientación de los megacrystalos de feldespato potásico.



**Figura 4.5:** **A)** Afloramiento donde se observa el contacto transicional entre la tonalita y la granodiorita porfírica. **B)** Afloramiento donde se destaca la presencia de diques gábricos parcialmente reabsorbidos por la granodiorita. **C)** Afloramiento donde se observa la intrusión de diques félsicos en la granodiorita.



**Figura 4.6:** Afloramiento donde se distingue la textura porfírica de la granodiorita, marcada por la presencia de megacrystalos de feldespato potásico.

La textura microscópica de las granodioritas no porfíricas y la matriz de aquellas porfíricas es inequigranular seriada hipidiomórfica con un tamaño de grano medio a grueso. Su composición mineralógica comprende cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, y esporádicamente se observa la presencia de hornblenda. Los minerales accesorios son zircón, apatito y óxidos, mientras que clorita, epidoto y sericita son secundarios. La composición modal de esta litología se observa en la Tabla 1 (Anexo II) y en la Fig. 4.3. El *cuarzo* suele ser el mineral de mayor abundancia y se trata de cristales de forma anheda, con bordes irregulares, de tamaño medio a grueso y con inclusiones de biotita, óxidos y apatito. Su extinción es ondulosa, distinguiéndose en ciertos cristales lamelas de deformación y en otros, el desarrollo de subgranos elongados. Además, puede reconocerse alteración sericítica. Se debe destacar la presencia de mirmequitas que corresponden a una asociación del cuarzo y la plagioclasa en una estructura vermicular. Además, se distingue la ocurrencia irregular de venillas de cuarzo recristalizado y biotita. La *plagioclasa* se encuentra en un alto porcentaje pero generalmente inferior que el del cuarzo. Se presenta como cristales de forma anheda con bordes irregulares y tamaño medio. En ellos se identifican inclusiones de biotita, óxidos, apatito, circón o cuarzo, alteración sericítica a través de sus fracturas y el característico maclado polisintético, que en algunos casos se acuña y en otros se flexura. El *feldespato potásico* se desarrolla en una proporción menor y se identifica como cristales anhedros con bordes irregulares y de tamaño medio o, en el caso de la granodiorita de textura porfírica, grueso. Pueden poseer inclusiones de biotita, óxidos, sericita y cuarzo y fracturas irregulares, mientras que se caracteriza por presentar un maclado en enrejado. La *biotita* posee forma subhedra, extremos aserrados, coloración parda con un moderado pleocroísmo que varía de pardo claro a oscuro e inclusiones de circón con desarrollo de halos pleocroicos. En ciertos sectores, puede presentarse como inclusiones en el cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico o en los intersticios. Localmente se altera a clorita, cuya forma es subhedra y su coloración verdosa con pleocroísmo moderado. La *hornblenda* se observa en la variedad porfírica en un contenido menor que el de la biotita. Corresponde a cristales subhedros a anhedros de tamaño medio y color verde con pleocroísmo que varía de verde a pardo oscuro. Poseen, localmente, maclas de dos individuos. Debe resaltarse que se asocia a la biotita ya que se observa su alteración a la misma. Con respecto al *circón* y *el apatito*, se identifican como escasas inclusiones de tamaño fino y forma subredondeada o, en el caso del circón, también prismática. El *epidoto* se encuentra asociado a la biotita.

#### 4.b.3. Granitos

De modo localizado, también se distingue la presencia de inyecciones graníticas de potencias variables entre 1 y 30 cm y límites netos o transicionales, en cuyo caso se mezclan con las rocas tonalíticas (Fig. 4.7A y B). Éstos fundidos graníticos presentan textura ígnea, inequigranular unimodal hipidiomórfica, tamaño de grano medio a fino y se componen básicamente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, y accesoriamente de apatito.



**Figura 4.7: A)** Afloramiento donde se observa la presencia de rocas tonalíticas con inyecciones graníticas de límites transicionales, dando lugar a zonas de mezcla. **B)** Afloramiento donde se distingue al fundido granítico mezclándose con el tonalítico.

#### 4.b.4. Gabros

Los cuerpos gábricos que se reconocen en el interior de la unidad tonalítica, corresponden a diques o lentes de dimensiones métricas a centimétricas, pudiendo superar los 100 metros de potencia, presentan índice de color melanocrático y tamaño de grano grueso a fino. Éstos pueden ser inyectados por fundidos graníticos, siendo transicional a difuso el contacto entre ellos y, cuando se trata de cuerpos graníticos de dimensiones mayores, se observa el desarrollo de contactos netos. Por otro lado, es posible reconocer zonas de mezcla entre los fundidos máficos y tonalíticos, y en particular, en determinados sectores, se distingue cómo los diques y lentes máficos son englobados por los fundidos tonalíticos, siendo reabsorbidos por éstos últimos mediante asimilación (Fig. 4.8A, B, C y D).

Los gabros presentan una textura equigranular a inequigranular seriada hipidiomórfica, con un tamaño de grano fino a grueso, y una microestructura masiva. Están constituidos esencialmente por hornblenda, plagioclasa y cuarzo, pudiendo

contener ortopiroxeno y/o clinopiroxeno; con biotita, apatito, circón y óxidos como minerales accesorios y de manera secundaria por clorita y sericita. Además en ciertos afloramientos pueden observarse fenocristales de ortopiroxeno con coronas de anfíbol y plagioclasa.

Los gabros muestran localmente una foliación magmática marcada por la orientación de los cristales de anfíbol. Por otro lado, de modo puntual, se localizan filetes milonitizados de gabro siendo la foliación tectónica dúctil paralela a la magmática. Hacia el oeste de la quebrada Yuca, se distingue la presencia de un lente de gabros serpentinizados de textura inequigranular hipidiomórfica con un tamaño de grano medio. Por otro lado, se localizan de manera dispersa afloramientos de gabros hornbléndicos piroxénicos de grano fino con capas de rubrefracción (Fig. 4.8E).



**Figura 4.8:** **A)** Afloramiento donde se observa el contacto transicional entre el gabro y la tonalita. **B)** Afloramiento donde los gabros son englobados por fundidos tonalíticos, siendo reabsorbidos por éstos últimos por asimilación. **C)** Afloramiento donde se observan, en contacto transicional, los fundidos graníticos, tonalíticos y máficos, dando lugar a zonas de mezcla. **D)** Afloramiento gábrico con fundidos tonalíticos que por sectores se vuelven pagmatíticos. **E)** Afloramiento de gabros hornbléndicos piroxénicos de grano fino con capas de rubrefracción.

#### 4.b.5. Dioritas

La presencia de dioritas ha sido observada como lentes de dimensiones métricas, normalmente asociadas a los cuerpos gábricos presentando contactos transicionales (Fig. 4.9). Exhiben un índice de color leucocrático a mesocrático, siendo su color dominante gris claro a oscuro. Las dioritas poseen una textura ígnea, inequigranular seriada hipidiomórfica, con un tamaño de grano fino a medio, y una microestructura masiva. Se encuentran compuestas principalmente por plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. Como minerales accesorios, se reconocen circón, apatito y óxidos y, como secundario, clorita.

Localmente, y con mayor desarrollo hacia el oeste, predominan dioritas con el desarrollo de una foliación magmática dada por la alineación de anfíboles y de los enclaves máficos, a la que ocasionalmente se le superpone una deformación dúctil que se manifiesta por la elongación de los anfíboles.



**Figura 4.9:** Afloramiento donde se observa a la diorita en contacto con el gabro.

#### 4.c. UNIDAD MIGMÁTICA

Se define esta unidad litoestratigráfica para describir al conjunto de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios clásticos e ígneos que comprende, como tipos litológicos predominantes, a migmatitas metasedimentarias, migmatitas máficas, granitoides anatéticos y cuarcitas impuras.

Dicha unidad se localiza principalmente en el sector central del área de estudio, limitando al este con la unidad tonalítica previamente descrita y al oeste con la máfica, siendo el contacto neto a transicional.

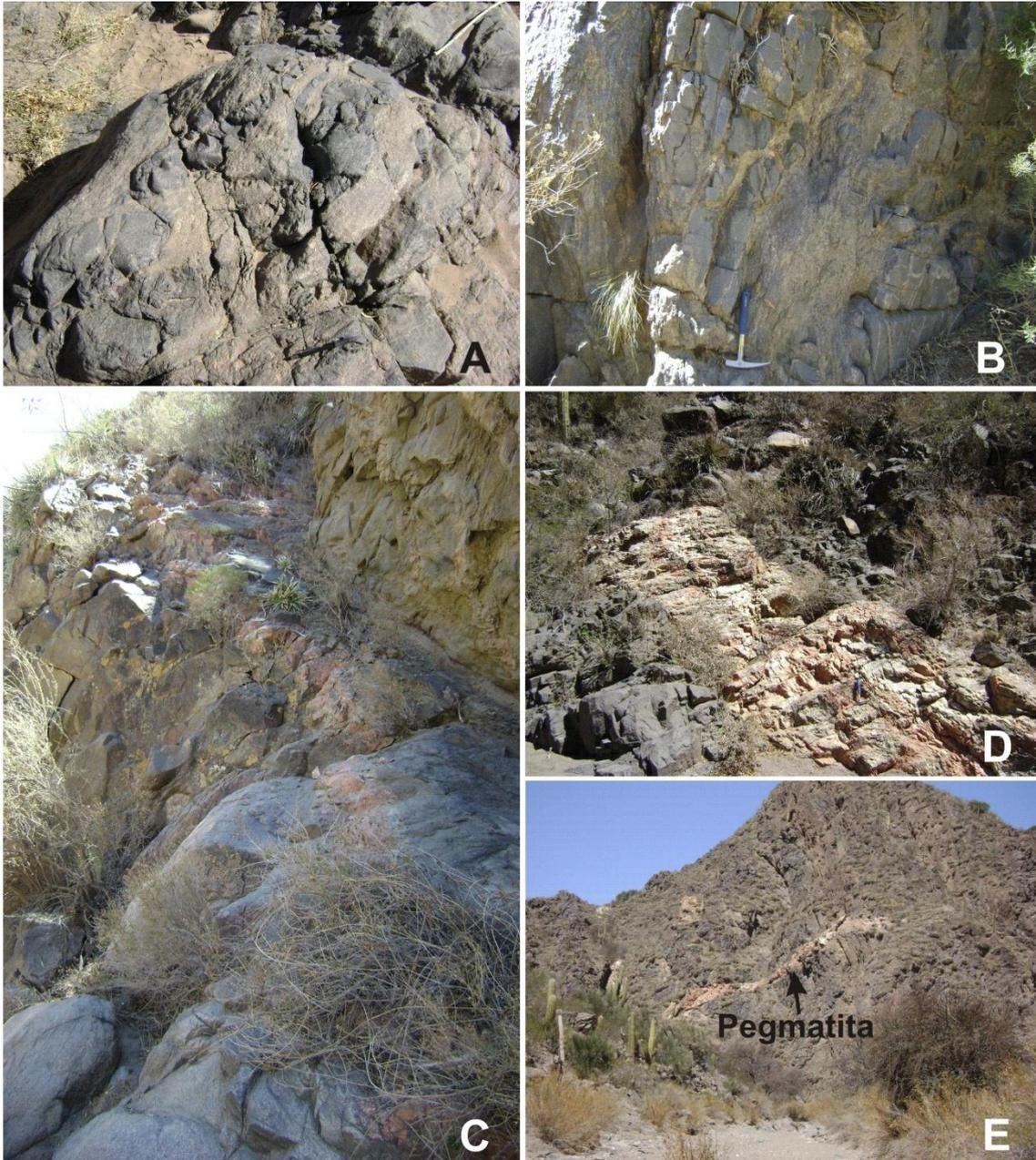
#### 4.c.1. Migmatitas metasedimentarias

Las migmatitas metasedimentarias corresponden al tipo litológico predominante de esta unidad. Corresponden a afloramientos de morfología subredondeada a subangulosa, dimensiones métricas a kilométricas y elongados meridionalmente. Los protolitos más probables de este basamento migmático corresponden a pelitas y/o semipelitas.

De acuerdo a su estructura, se han diferenciado dentro de esta unidad tres tipos litológicos principales, que se han definido como metatexitas y diatexitas. Es de destacar que la transición entre metatexitas y diatexitas es gradual. Se aprecian bancos metatexíticos, de 30 a 50 cm de potencia, que alternan con granitoides anatéticos y también pueden intercalarse con cuerpos diatexíticos de 1 a 3 m de espesor.

Las migmatitas metasedimentarias se encuentran intruidas por *sills* de gabros hornbléndicos, cuyos contactos son netos con ausencia de bordes de reacción, los que ocasionalmente se acúan o estrangulan formando lentes y/o constituyendo enclaves ovoides (Fig. 4.10A y B). Estos intrusivos son de grano fino con alta proporción de ortopiroxenos y anfíboles, su potencia varía desde dimensiones centimétricas hasta métricas, pudiendo llegar a los 20 metros, y pueden ser concordantes o discordantes a la foliación migmática. Por otro lado, estas migmatitas son intruidas por pegmatitas sin la formación de un borde de reacción (Fig. 4.10C), principalmente en el sector de interacción entre las migmatitas y los cuerpos máficos, emplazándose muchas veces en ambos (Fig. 4.10D y E).

Por otro lado, estas migmatitas son intruidas por cuerpos graníticos que se presentan como cuerpos tabulares de espesores centimétricos.



**Figura 4.10:** **A)** Afloramiento donde las migmatitas metasedimentarias se encuentran intruidas por diques de gabros hornbléndicos, cuyos contactos son netos, los que se acúan o estrangulan formando lentes. **B)** Afloramiento migmático donde se observa a la migmatita intruida por diques máficos abundados. **C)** Afloramiento donde se distingue una pegmatita intruida en la migmatita sin generar un borde de reacción. **D)** Afloramiento donde la pegmatita se emplaza tanto en el cuerpo gábrico como en la migmatita. **E)** Pegmatita que se observa cortando a las migmatitas y gabros que afloran en el sector.

#### 4.c.1.a. *Metatexitas*

Las metatexitas o, de acuerdo a la clasificación de Menhert (1968), migmatitas estromatíticas, predominan dentro de la unidad migmática, desarrollando un bandeo determinado por la sucesión de leucosomas graníticos y mesosomas ricos en biotita.

Se caracterizan por presentar un bandeo composicional continuo, que localmente puede acuñarse, dado por la alternancia de bandas leucocráticas (leucosomas) y melanocráticas (mesosomas), mientras que los melanosomas son esporádicos (Fig. 4.11). Sin embargo, en los afloramientos pueden observarse variaciones desde rocas que contienen una alta proporción de leucosomas a otras donde los leucosomas se encuentran en bajo porcentaje. Además se identifican schlieren biotíticos y enclaves microgranulares máficos elongados cuya orientación coincide con la de la foliación migmática. De modo subordinado, se han reconocido *resisters* de rocas máficas (Fig. 4.12) y de cuarcitas. Los *resisters* máficos poseen longitudes desde el centímetro hasta el metro y potencias menores a los 10 cm. Éstos exhiben bordes netos, morfologías lenticulares a subredondeadas y una composición mineralógica definida por plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y magnetita-ilmenita. Con respecto a los *resisters* cuarcíticos, poseen formas ovaladas de dimensiones centimétricas y contactos netos, y están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita.



**Figura 4.11:** Metatexitas donde se reconoce la presencia de leucosomas (bandas leucocráticas) y mesosomas (bandas melanocráticas), dando lugar a un bandeo composicional.

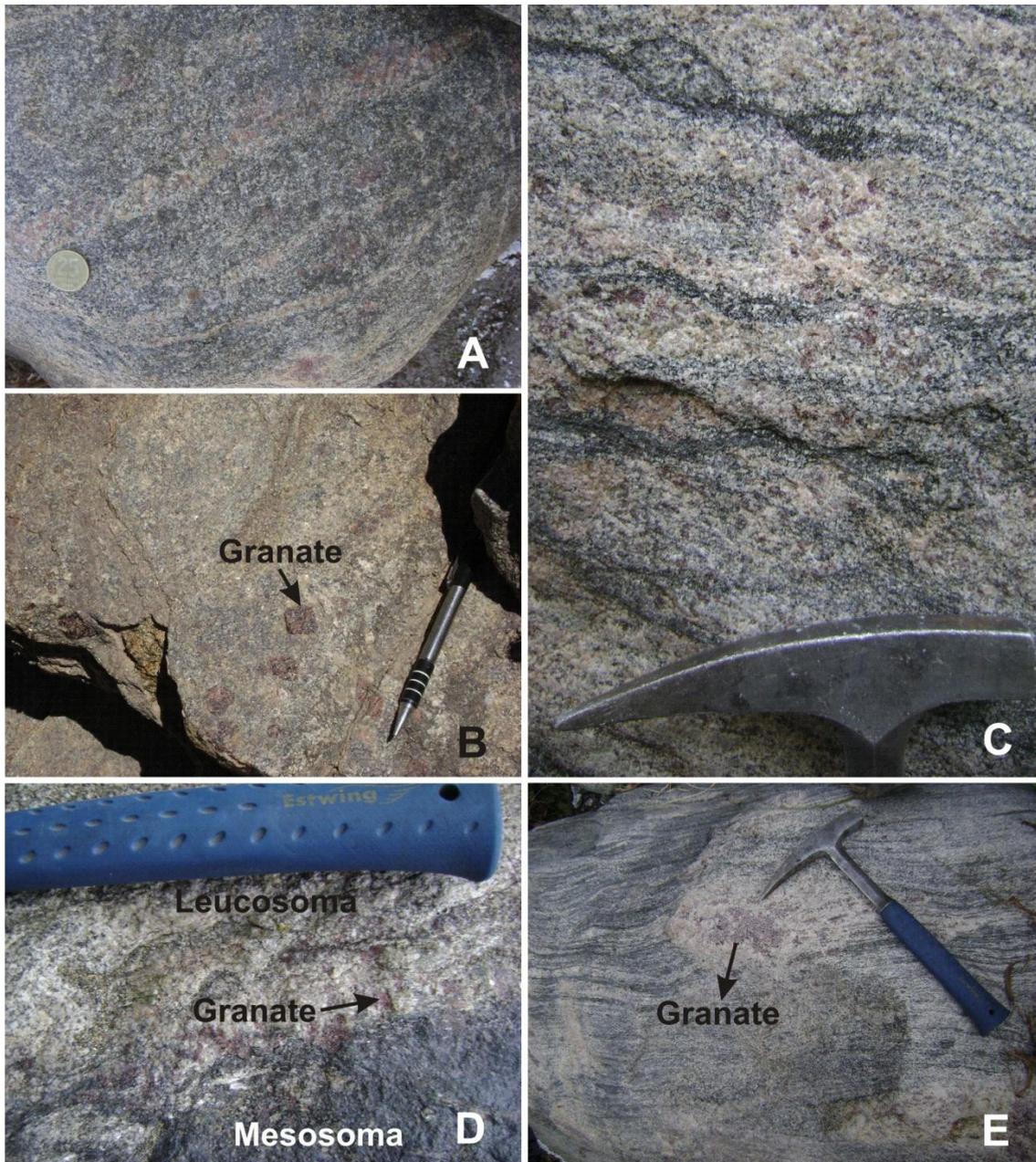
La foliación migmática esta evidenciada por la alternancia de leucosomas y mesosomas. De manera local, se distingue su retrabajo producto de la deformación dúctil. Cabe señalar que se reconoce la presencia de pliegues intrafoliares, desarrollados principalmente en los leucosomas, apretados y paralelos al rumbo de la foliación migmática.



**Figura 4.12:** Afloramiento donde se observa un *resister* de roca máfica en una metatexita.

Los leucosomas alcanzan espesores variables entre 0,5 y 30 cm, tonos blanquecinos a rosados y pueden disponerse concordantes o discordantes al bandeo migmático. Presentan una textura granoblástica inequigranular, un tamaño de grano medio a fino y se componen principalmente por cuarzo, plagioclasa, pudiendo incluir granate, cordierita, y biotita (Fig. 4.13A, B y C); y accesoriamente por circón y óxidos. Con respecto al granate, suele concentrarse en los bordes de reacción entre el mesosoma y el leucosoma (Fig. 4.13D). Localmente, se distingue el desarrollo de granate con una textura gráfica (Fig. 4.13E). Es de remarcar que, por sectores, se observan leucosomas discordantes al bandeo principal de esta roca, los cuales se colectan a lo largo de zonas distensivas, alcanzando hasta 10 cm de espesor (Fig. 4.14). La *cordierita* corresponde a cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y de tamaño medio a grueso, siendo algunos poiquilíticos con inclusiones de biotita y óxidos. Poseen fracturas e inclusiones de óxidos, biotita y circón con el desarrollo de halos pleocroicos. Se caracterizan por presentar maclas de dos individuos y polisintéticas acuñadas o flexuradas y pinitización en torno a los bordes y en forma de sutura de malevo (Fig. 4.15A). El *cuarzo* se presenta como cristales anhedros con bordes lobulados a irregulares y de tamaño medio a grueso. Su extinción puede ser ondulosa y, localmente, en damero y poseen fracturas concoides o irregulares e inclusiones de biotita y óxidos. La *plagioclasa* tiene forma anhedra con bordes irregulares y un tamaño de grano medio. Presenta maclado polisintético, que en muchos cristales se encuentra acuñado o flexurado, y de dos individuos. Se observa alteración sericitica. Además se observan cristales con núcleo poiquilítico con inclusiones de biotita y óxidos. La *biotita* se desarrolla en baja proporción, tratándose de cristales de forma subhedra, tamaño medio y con inclusiones de circón con halos pleocroicos. Los *óxidos* no sólo se encuentran como inclusiones pequeñas sino que

también se desarrollan como cristales anhedros de tamaño mayor, que se ubican en los intersticios. El *circón* se desarrolla a modo de inclusiones subredondeadas o prismáticas de tamaño fino.



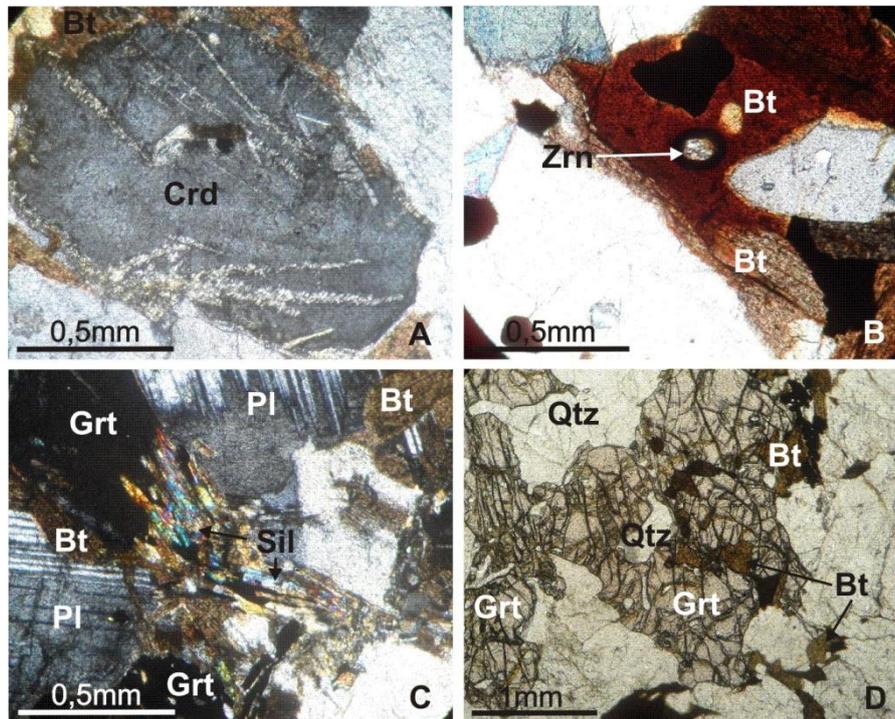
**Figura 4.13:** **A)** y **C)** Afloramientos donde se destaca la presencia de granate en los leucosomas de las metatexitas. **B)** Afloramiento migmático donde se observan grandes cristales de granate. **D)** Foto de detalle donde puede observarse la concentración de granate en el borde de reacción entre el leucosoma y el mesosoma. **E)** Afloramiento migmático donde se reconoce el desarrollo de granate con una textura gráfica.



**Figura 4.14:** Afloramiento donde se observa a la migmatita con leucosomas discordantes al bandeo principal de esta roca, los cuales se colectan a lo largo de zonas distensivas.

Los mesosomas alcanzan espesores de hasta 3 cm, poseen una coloración grisácea oscura a negra y textura granolepidoblástica inequigranular, con un tamaño de grano medio a fino. Mineralmente están constituidos por biotita, cordierita, cuarzo, plagioclasa y pueden contener sillimanita o granate, este último concentrado principalmente en sus bordes. De manera accesoria, se encuentran el circón, espinelo y los óxidos. La *biotita* presenta forma subhedra con bordes aserrados y tamaño de grano, medio a fino. Se desarrolla como inclusiones en la cordierita, cuarzo y plagioclasa, como relleno de fracturas o en los intersticios. Además puede distinguirse en las sombras de presión de los porfiroblastos de cordierita. Presenta pequeñas inclusiones subredondeadas o prismáticas de circón (Fig. 4.15B) y en ciertos sectores se observa su transformación a clorita. La *cordierita*, el *cuarzo* y la *plagioclasa* poseen las mismas características que las halladas en los leucosomas, aunque el tamaño de los cristales puede ser inferior. La *sillimanita* se desarrolla como cristales prismáticos dentro de la cordierita o aciculares asociados principalmente a la biotita y el granate (Fig. 4.15C). El *granate* tiene forma anheda, tamaño de grano medio, bordes irregulares y núcleos poiquilíticos con inclusiones de cuarzo y biotita (Fig. 4.15D). Algunos cristales son esqueléticos y poseen un alto grado de fracturación irregular. El

*espinelo* se identifica como inclusiones dentro de la cordierita, siendo su forma euhedra y su color verde.



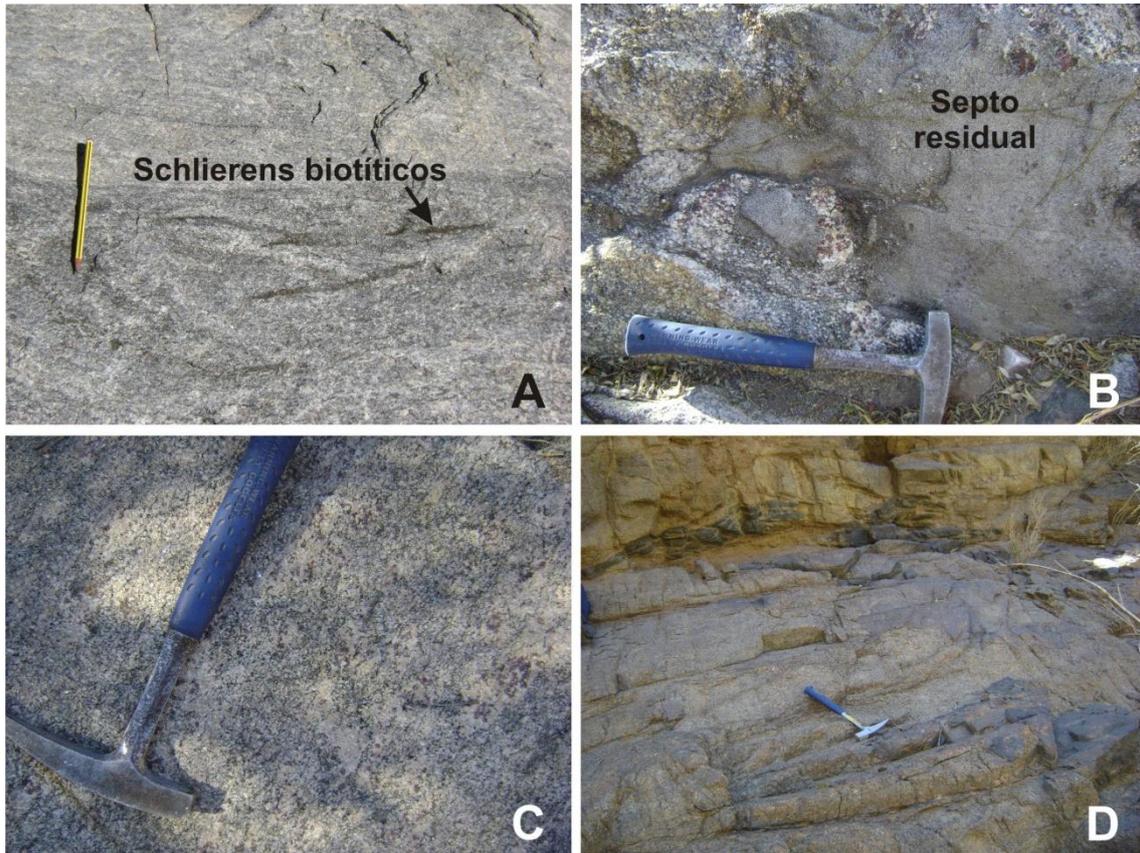
**Figura 4.15:** **A)** Fotomicrografía a nicoles cruzados que muestra a la cordierita (Crd) con pinitización en los bordes y en forma de sutura de malevo. **B)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observa a la biotita con una inclusión de circón (Zrn) con el desarrollo de un halo pleocroico. **C)** Fotomicrografía a nicoles cruzados de una metatexita en la que se muestra la relación textural entre las fases minerales de granate (Grt), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y sillimanita (Sil). **D)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se distingue al granate (Grt) con inclusiones de cuarzo (Qtz) y biotita (Bt).

#### 4.c.1.b *Diatexitas*

Las diatexitas presentan coloración grisácea a rosada y se caracterizan por presentar una estructura masiva, con desarrollo local de schlierens biotíticos de pocos centímetros de espesor (Fig. 4.16A), y *septos* residuales de tamaño de grano fino, elongados en el sentido de la foliación migmática (Fig. 4.16B). La composición mineralógica de éstos últimos está dominada principalmente por biotita, plagioclasa, cuarzo y granate en menor cantidad. Por otra parte, las diatexitas poseen inyecciones máficas de hasta 45 cm de potencia o de diques gábricos abudnados, cuyo espesor varía entre 10 y 70 cm (Fig. 4.16D), que pueden quedar como corredores de enclaves máficos. Por sectores, se observa la acumulación de fundido a modo de bolsones o venas compuesto principalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, donde

tiene lugar la concentración de granate, en muchas ocasiones, a modo de porfiroblastos (Fig. 4.16C)

La textura de las diatexitas es granoblástica inequigranular, de grano medio a grueso y están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, con proporciones variables de biotita y granate. Además puede identificarse epidoto y circón en bajas proporciones. De modo esporádico, el feldespato potásico puede desarrollarse a modo de fenocristales, generando como consecuencia una fábrica porfírica (Fig.4.17). El *cuarzo* es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Su forma es anhedral con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano, grueso a medio. Se observan inclusiones de biotita y su extinción es mayormente ondulosa. La *plagioclasa* se desarrolla como cristales subhedros a anhedral con bordes irregulares, de tamaño medio y con fracturas irregulares. También se distinguen cristales zonados. Posee maclas polisintéticas acuñadas y localmente flexuradas, y de dos individuos e inclusiones de biotita. Los cristales de *feldespato potásico* son anhedral con bordes irregulares y tamaño grueso. Presentan perfitas, maclas en enrejado e inclusiones de biotita y cuarzo. La *biotita* corresponde a cristales subhedros con bordes mayormente aserrados y tamaño medio a fino. Se observan formando aglomeraciones, como inclusiones en cuarzo, granate y plagioclasa o rellenando fracturas. Poseen inclusiones de circón, de manera localizada, se destaca su cloritización. El *granate* se localiza como cristales anhedral con bordes curvos a irregulares, que de manera puntual poseen un núcleo poiquilítico con inclusiones de cuarzo y biotita, y de tamaño grueso a medio, encontrándose asociados principalmente a la biotita. Además se observan cristales esqueléticos. Presentan un elevado grado de fracturación. El *epidoto* posee forma subhedral y tamaño de grano fino, caracterizándose por un relieve y color de interferencia elevados. El *circón* se localiza como inclusiones pequeñas y subredondeadas.



**Figura 4.16:** **A)** Afloramiento donde se observa a la diatexita con el desarrollo de schlierens biotíticos. **B)** Afloramiento de una diatexita donde se observa la presencia de *septos* residuales (derecha) que poseen cristales de granate en reguera. **C)** Foto de detalle de una diatexita donde se distinguen zonas de acumulación de fundido, en las que se reconoce la presencia de granate. **D)** Afloramiento donde la diatexita es intruida por diques gábricos que se observan abudados.

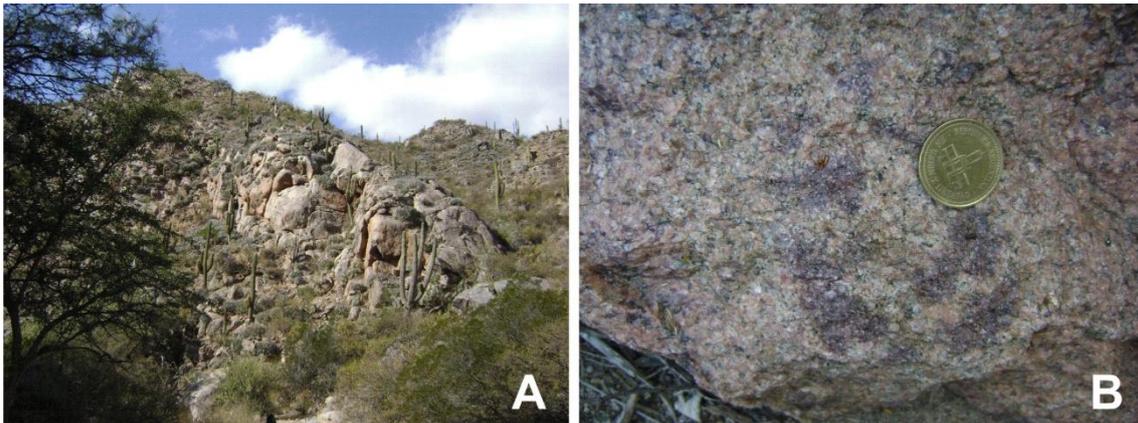


**Figura 4.17:** Afloramiento donde la diatexita presenta feldespatos potásicos a modo de fenocristales, desarrollando como consecuencia una fábrica porfírica.

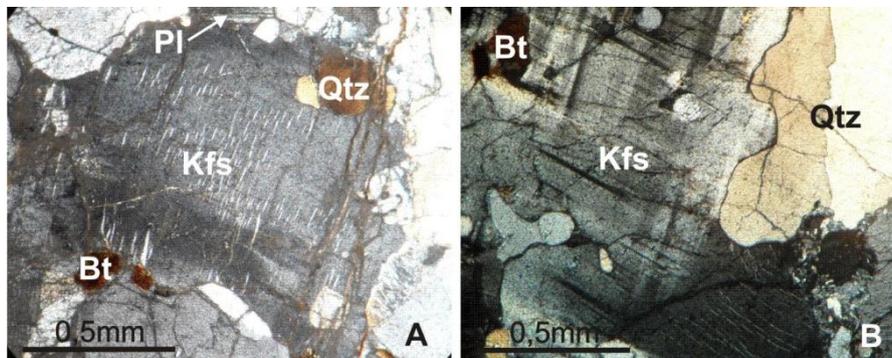
#### 4.c.2. Granitoides anatéticos

Exhiben geometrías lenticulares y/o tabulares a escala kilométrica, situados generalmente paralelos a la foliación migmatítica (Fig. 4.18A). También se reconocen diques menores que suelen presentarse de modo discordante con la foliación general y constituyen canales de alimentación para los diques y cuerpos mayores.

Los granitoides anatéticos muestran una estructura masiva, una textura inequigranular unimodal hipidiomórfica con un tamaño de grano grueso a fino y una coloración rosada. En ciertas ocasiones, la fábrica ígnea original es parcial a totalmente obliterada por una fábrica tectónica. Su composición mineralógica incluye feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita (Fig. 4.19A y B) y, localmente, granate; además de circón y epidoto como minerales accesorios. La composición modal de esta litología se encuentra en la Tabla 1 (Anexos II) y la Fig. 4.3, lo que permite clasificarla como monzogranito. El *feldespato potásico* suele ser el mineral más abundante en las muestras, siendo su forma anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano medio a grueso. Se caracteriza por la presencia de maclas en enrejado y pertitas (Fig. 4.19A y B). El *cuarzo* se observa como cristales anhedros con bordes irregulares y de tamaño variable, desde fino a medio. Su extinción es ondulosa y localmente, en damero. Se destaca la presencia de mirmequitas y, también, se observa recristalización en torno a los cristales de cuarzo, lo que se evidencia por la disminución en el tamaño de grano. Los cristales de *plagioclasa* son anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. La *biotita* se encuentra en baja proporción, tratándose de cristales subhedros con bordes aserrados y tamaño medio a fino. En determinados sectores, se localizan alineados rellenando fracturas. Presenta inclusiones de circón y pueden encontrarse asociados al epidoto. De manera local, se distinguen parcialmente cloritizadas.



**Figura 4.18:** A) Afloramiento de geometría tabular de un monzogranito anatóctico. B) Foto de detalle del monzogranito anatóctico donde se destaca la presencia de granate en su composición mineralógica.



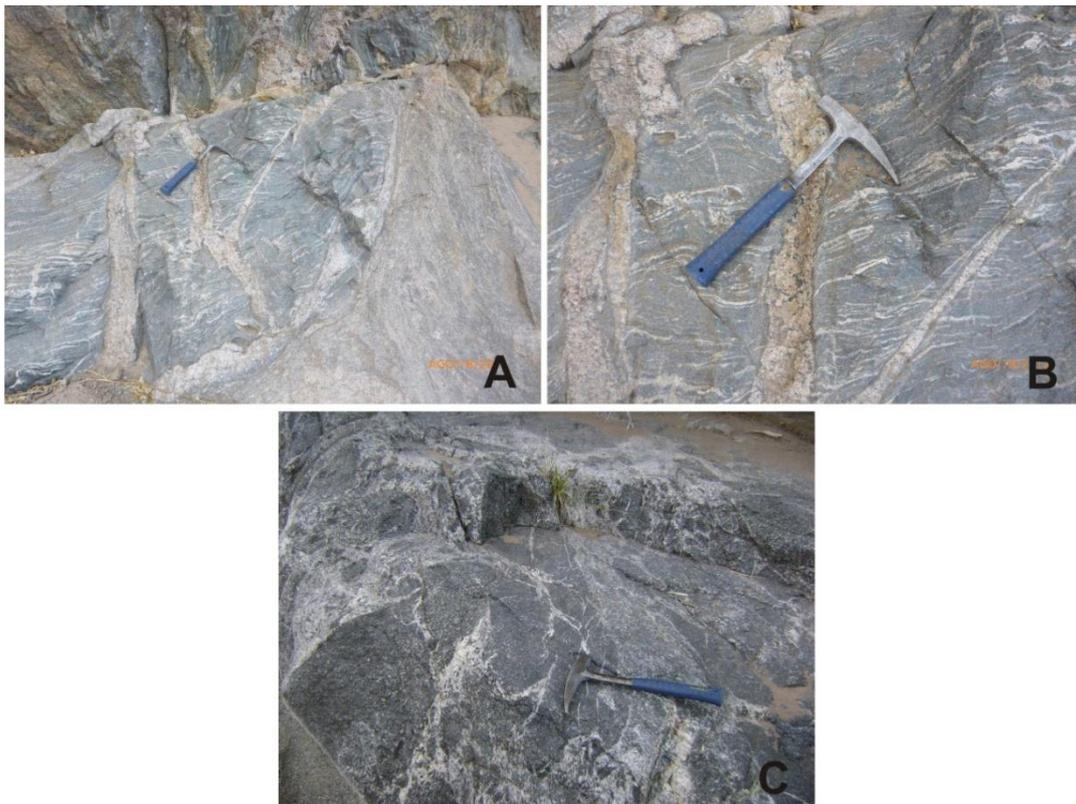
**Figura 4.19:** A) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se muestra la relación textural entre las fases minerales de feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz) y biotita (Bt) de un granitoide. Se distingue la presencia de perfitas en el feldespato potásico. B) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observan las maclas en enrejado y las perfitas en el feldespato potásico, además de mirmequitas en el extremo inferior derecho de la figura.

#### 4.c.3. Migmatitas máficas

Se localizan de modo subordinado, con respecto a las migmatitas metasedimentarias, tratándose de afloramientos de menores dimensiones (Fig. 4.20A). Se destacan por la aparición de leucosomas leucotonalíticos que se disponen de manera paralela o discordante a la fábrica interna de los mesosomas generando una estructura estromatítica (Fig. 4.20B). Además se reconoce la presencia de una estructura agmatítica que varía a estructura en bloques (Fig. 4.20C). El bandeo composicional se reconoce por la alternancia de leucosomas y mesosomas, que tienden a acuñarse o engrosarse, dando lugar a la foliación migmatítica. En algunos

sectores puede distinguirse una foliación tectónica dúctil y dúctil-frágil que retrabaja a la foliación migmatítica.

Los mesosomas poseen un índice de color mesocrático y están compuestos mineralógicamente por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, hornblenda, cuarzo y óxidos, siendo esta composición similar a la de los gabros. Presentan una textura equigranular hipidiomórfica de grano fino, a la que se le sobreimpone una textura granoblástica y pseudopoligonal. Los leucosomas presentan dimensiones variables, observándose desde segregados milimétricos hasta venas y diques tabulares métricos. Su índice de color es leucocrático, su textura granoblástica e inequigranular hipidioblástica y su composición mineralógica se caracteriza por la presencia de plagioclasa y cuarzo, además de proporciones variables de biotita, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno, feldespato potásico, epidoto, titanita y óxidos. Estos minerales accesorios suelen encontrarse próximos a los bordes de las segregaciones tonalíticas. Las migmatitas máficas poseen la orientación mineral de granos de anfíbol y plagioclasa.



**Figura 4.20:** **A)** Relación de contacto entre la migmatita máfica (izquierda) y la metasedimentaria (derecha). **B)** Foto de detalle de la migmatita máfica de la figura A, la que presenta una estructura estromatítica. **C)** Afloramiento de una migmatita máfica con estructura agmatítica.

#### 4.c.4. Cuarcitas

Se presentan a modo de bancos de dimensiones reducidas, con espesores variables entre 10 y 30 cm y longitudes del orden métrico, intercalados con las migmatitas metasedimentarias (Fig. 4.21), dando lugar a un bandeo composicional que refleja la variación en el protolito sedimentario. Presentan contactos netos y normalmente son concordantes con la foliación más penetrativa observada en las migmatitas que los hospedan. Su coloración es gris oscura, su tamaño de grano fino a medio y su esquistosidad fina.

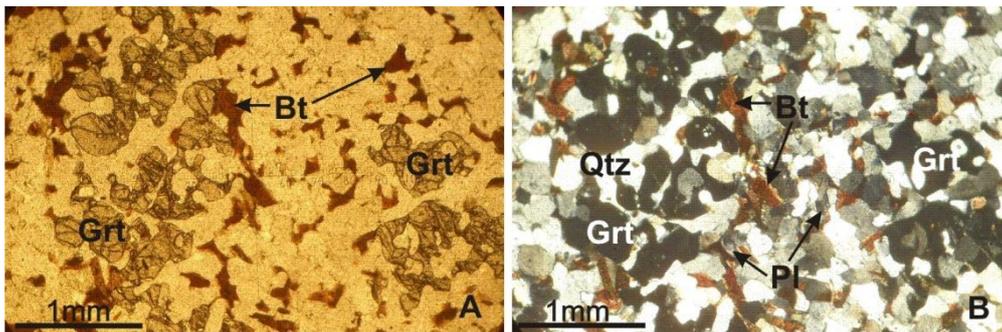


**Figura 4.21:** Banco de cuarcita con foliación relíctica ( $S_R$ ), interdigitado con metatexita pelítica.

Las cuarcitas presentan textura granoblástica, inequigranular unimodal hipidioblástica y un tamaño de grano principalmente fino, excepto por la presencia de granos de granate de tamaño medio. Están constituidas esencialmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate (Fig. 4.22A y B) y, de modo accesorio, por circón y apatito. El *cuarzo* es el mineral predominante, tratándose de cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y tamaño fino. Poseen inclusiones pequeñas de biotita, circón y apatito. A veces presentan extinción ondulosa. La *plagioclasa* se desarrolla en una proporción inferior que la del cuarzo. Su forma es anhedra con bordes irregulares y tamaño de grano fino. Posee inclusiones de biotita, circón y apatito y maclado polisintintético acuñado y de de dos individuos. Además se reconoce una leve alteración sericítica. La *biotita* comprende cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño fino. Se desarrollan tanto como inclusiones en el cuarzo, plagioclasa y granate como en los intersticios. Se destacan sus inclusiones de circón y su alteración parcial a clorita. El *granate* se encuentra en baja proporción, siendo su forma anhedra con bordes irregulares, tamaño de grano medio y núcleo poiquilítico con inclusiones de

cuarzo y biotita. Además se observan cristales esqueléticos. Con respecto al *circón* y el *apatito*, conforman cristales pequeños que se desarrollan a modo de inclusiones en la plagioclasa y el cuarzo, y en el caso del circón, también en la biotita. La forma del apatito es subredondeada y la del circón puede ser tanto subredondeada como prismática.

A escala microscópica se identifica un bandeo composicional dado por la alternancia de capas milimétricas formadas por cuarzo, plagioclasa y biotita, y capas más impuras con aparición de granate en baja proporción.



**Figura 4.22:** A) y B) Fotomicrografía a nicols paralelos y cruzados de una cuarcita impura compuesta mineralógicamente por cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl), biotita (Bt) y granate (Grt).

#### 4.d. UNIDAD MÁFICA

La unidad máfica se localiza en la porción occidental del área de estudio y dentro de ella se reconocen dos asociaciones principales denominadas de acuerdo al tipo litológico dominante como gábrica y diorítica. La asociación gábrica predomina en el sector oeste mientras que la asociación diorítica en el sector oriental, siendo el contacto entre ambas transicional. En ambas asociaciones, las rocas se presentan como cuerpos en forma de lentes de dimensiones métricas, elongados en el sentido de la foliación regional. Se hallan intruídas por granitoides anatéticos elongados y orientados de manera meridional. Además, poseen intrusiones pegmatíticas en relación discordante. Cabe destacar que la diferenciación entre dioritas y gabros se estableció en función del contenido de anortita en plagioclasa.

Habitualmente las litologías constituyentes de esta unidad poseen una textura ígnea, observada tanto a escala macroscópica como microscópica; sin embargo, suelen distinguirse características texturales desarrolladas en estado subsólido. Ésta fábrica tectónica que se superpone, se hace más pervasiva hacia el oeste y se evidencia por el estiramiento de la plagioclasa y el cuarzo y la alineación de anfíboles y enclaves microgranulares máficos.

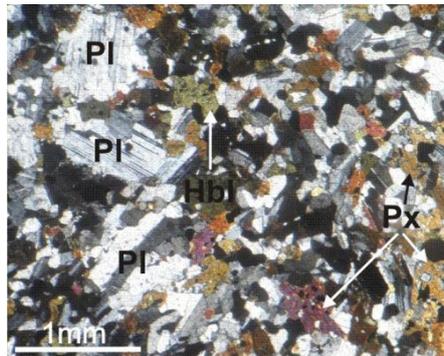
#### 4.d.1. Asociación gábrica

Sus afloramientos presentan una morfología subangular a subredondeada, dimensiones métricas y un índice de color mesocrático, pudiendo variar su coloración desde gris oscuro a negro. Su diversidad litológica se caracteriza por la presencia de gabros hornbléndicos y gabros hornbléndicos piroxénicos y, de modo subordinado, dioritas. Estas litologías se presentan en íntima relación de yacencia, interdigitándose heterogéneamente desde la escala de afloramientos de pocos metros de espesor hasta la distribución de grandes cuerpos en toda la unidad máfica. Asimismo, se reconoce la presencia de diques de gabros hornbléndicos de grano fino que intruyen las litologías antes nombradas.

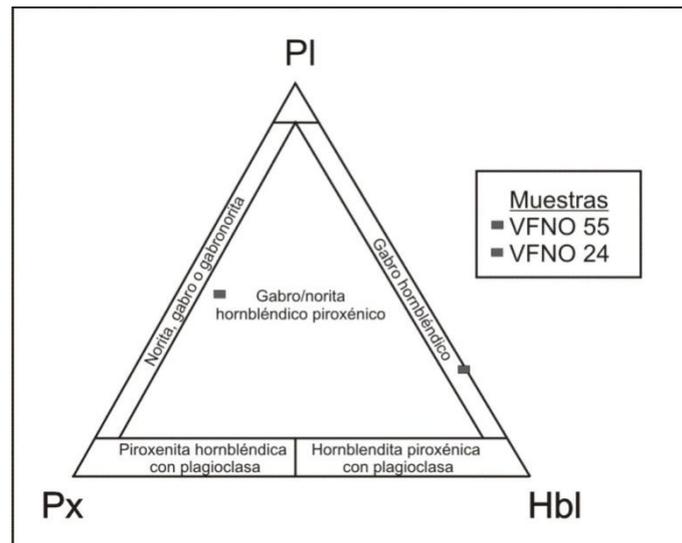
Los gabros muestran una foliación magmática; sin embargo, esta foliación primaria frecuentemente se encuentra parcial o totalmente afectada por una fábrica desarrollada en condiciones subsólidas, adquiriendo la roca una textura pseudo-poligonal o lobulada. Ocasionalmente, se observa el desarrollo de cristales elongados y alineados de hornblenda, ortopiroxeno y plagioclasa.

Las litologías anteriormente mencionadas se caracterizan por poseer generalmente una textura inequigranular seriada hipidiomórfica con un tamaño de grano medio a fino. Se componen principalmente por hornblenda, plagioclasa, escaso cuarzo y eventual ortopiroxeno, clinopiroxeno y biotita (Fig. 4.23). Los minerales accesorios son apatito, circón y óxidos y los secundarios, clorita, sericita y epidoto. La composición modal de un gabro hornbléndico y de un gabro hornbléndico piroxénico se observa en la Tabla 1 (Anexo II) y en las Fig. 4.3 y 4.24. La *hornblenda* es el mineral de mayor abundancia. Su forma es subhedra a anhedra con bordes rectos, lobulados o irregulares. Se observan cristales esqueléticos. Su coloración es verdosa con un pleocroísmo moderado que varía de verde a pardo y su color de interferencia de segundo orden. Posee pequeñas inclusiones de biotita, cuarzo, plagioclasa, apatito u óxidos. En algunos cristales, se observan maclas de dos individuos. Se destaca su alteración a biotita, donde sus bordes son difusos. La *plagioclasa* se presenta con forma anhedra a subhedra, bordes lobulados o irregulares y tamaño de grano medio a fino. En ciertos sectores se destaca su extinción ondulosa. Se observan maclas polisintéticas, localmente acuñadas hacia los bordes de algunos cristales, y de dos individuos. Sus cristales muestran inclusiones de biotita, cuarzo, óxidos, circón, o apatito y alteración sericítica, por lo que en partes el mineral está reemplazado por sericita. El *ortopiroxeno* corresponde a cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Presenta color verde o rosa pálido e inclusiones de óxidos y hornblenda. Además se identifican cristales con núcleos poiquilíticos con inclusiones

de plagioclasa. Se asocia a la biotita ya que es reemplazado por ésta, localizándose en la muestra de manera relíctica. Por sectores, se identifica uralitización. El *cuarzo* se desarrolla con forma anhedra, bordes principalmente subredondeados y tamaño de grano medio a fino. Puede presentar extinción ondulosa e inclusiones pequeñas de biotita. El *clinopiroxeno* aparece como cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño de grano medio a fino. Aunque también se identifican cristales esqueléticos. Posee inclusiones de óxidos, plagioclasa y hornblenda. La *biotita* se presenta como cristales subhedros con bordes aserrados y tamaño fino. Se destacan sus inclusiones de circón y su alteración a clorita. Se observa reemplazando a la hornblenda y al ortopiroxeno. El *apatito* y el *circón* aparecen como inclusiones pequeñas de forma subredondeada y, en el caso del circón, también prismática. En el caso de los *óxidos*, su tamaño de grano es fino cuando se desarrollan como inclusiones subredondeadas y medio, cuando se asocian a la biotita y la hornblenda. El *epidoto* corresponde a cristales subhedros incoloros. Se localizan asociados a la biotita. La *clorita*, cuando está presente, se encuentra constituyendo cristales subhedros con bordes aserrados y tamaño fino.



**Figura 4.23:** Fotomicrografía a nicols cruzados de un gabro hornbléndico piroxénico, donde se muestran las relaciones texturales entre las fases minerales de hornblenda (Hbl), piroxeno (Px) y plagioclasa (PI).



**Figura 4.24:** Diagrama PI-Px-Hbl de clasificación modal de las rocas máficas y ultramáficas de Le Maitre (2002).

#### 4.d.2. Asociación diorítica

Las dioritas afloran como cuerpos discretos de morfologías subredondeadas a subangulosas con potencias que exceden los 500 metros y longitudes variables entre 500 y 1500 metros, y/o como cuerpos de potencias métricas que se interdigitan con gabros y gabronoritas de la asociación gábrica. Poseen un índice de color leucocrático a mesocrático, siendo su color dominante gris claro a oscuro. En general, presentan una textura inequigranular seriada hipidiomórfica de tamaño grano medio a fino y una fábrica masiva.

Las dioritas están compuestas esencialmente por plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. Como minerales accesorios, se identifican circón, apatito y óxidos y, como secundario, clorita. El contenido de An en las plagioclasas de las dioritas es de 25-36%. La composición modal de esta litología se observa en la Tabla 1 (Anexo II) y en la Fig. 4.3. La *plagioclasa* es el mineral de mayor abundancia y se encuentra formando cristales anhedral y subhedral de tamaño medio con bordes irregulares e inclusiones de óxidos, biotita, apatito y hornblenda. El maclado polisintético se encuentra acuñado y frecuentemente flexurado. Además se observan fracturas transversales al maclado. Con respecto a la *hornblenda*, su proporción es menor que la de la plagioclasa y aparece como cristales de forma subhedra a anhedral con bordes irregulares y tamaño medio. Se distinguen inclusiones de cuarzo, circón y minerales opacos. Su color es verdoso a pardo con pleocroísmo moderado. Se encuentra asociada a la biotita, por lo que localmente puede alterarse a la misma. La *biotita* consiste en cristales subhedral de coloración parda con un moderado pleocroísmo,

con extremos localmente aserrados y tamaño medio a fino. Presenta inclusiones de circón. El *cuarzo* se encuentra en bajo porcentaje, tratándose de cristales anhedros de tamaño medio a fino con fracturas irregulares. Su extinción es principalmente ondulosa. El *circón*, el *apatito* y los *óxidos* se encuentran como inclusiones escasas de tamaño pequeño, forma subredondeada. La *clorita*, que es producto de la alteración de la biotita, presenta forma subhedra con bordes difusos en contacto con la misma.

#### 4.e. UNIDAD MILONÍTICA

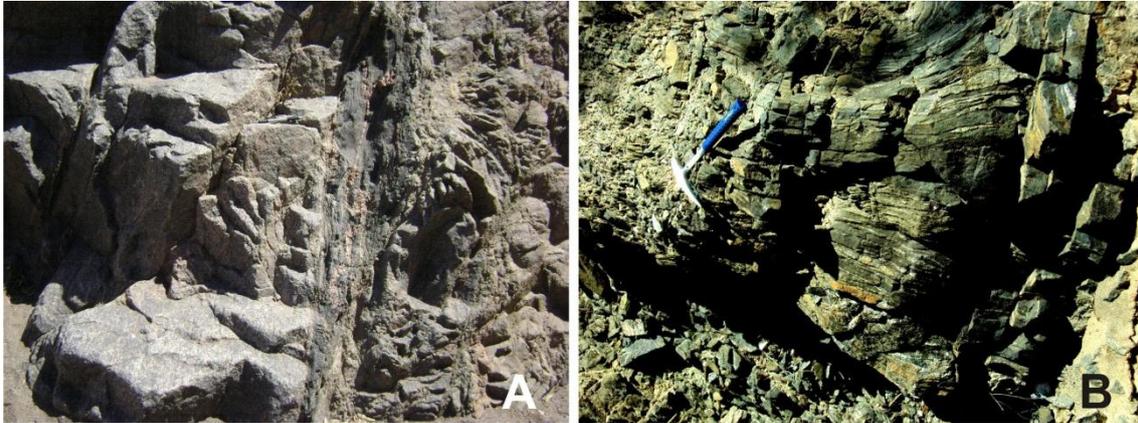
Se encuentra distribuida de manera heterogénea en toda la zona de estudio, localizada como fajas discontinuas de morfología subangular y dimensiones restringidas. Su potencia es variable, pudiendo llegar a ser de 40 metros aproximadamente. Las fábricas de deformación presentes en estas fajas se superponen y retrabajan parcial o totalmente a las fábricas primarias de las litologías ígneas y metamórficas de las distintas unidades anteriormente descritas (Fig. 4.25A). Está integrada por rocas de la serie milonítica, incluyendo principalmente milonitas y protomilonitas. Éstas se desarrollan de modo pervasivo en el sector occidental de la unidad máfica, de modo más localizado en la unidad tonalítica y en sectores donde se concentra la deformación dentro de la unidad migmatítica.

Las milonitas y protomilonitas derivadas de gabros, dioritas y/o tonalitas (Fig. 4.25B) se caracterizan por exhibir un arreglo anastomosado, dado por la presencia de una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica de grano medio a fino, constituida por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, que rodea a porfiroclastos tipo  $\sigma$  y  $\delta$  de cuarzo y plagioclasa (Fig. 4.26A y B). Los minerales accesorios presentes son circón y óxidos, mientras que los secundarios son clorita y sericita. Su estructura se define como una esquistosidad milonítica, tanto a escala de afloramiento como de sección delgada, caracterizada por una fábrica planar penetrativa con bandas caracterizadas por la reducción del tamaño de grano. Ésta corresponde a una foliación tectónica dúctil (foliación milonítica). En secciones delgadas se identifica en los porfiroclastos, sombras de presión simétricas y asimétricas compuestas por finas biotitas y cuarzo. El *cuarzo* en la matriz se presenta como pequeños cristales anhedros que se disponen a modo de cintas, junto con la biotita, que rodean a los porfiroclastos, o como individuos aislados con bordes curvos o irregulares de tamaño medio a fino con extinción ondulosa. Además forma porfiroclastos tipo delta y sigma de tamaño medio, que poseen extinción ondulosa, en damero y el desarrollo de subgranos elongados. Pueden observarse fracturas concoides a irregulares e inclusiones de óxidos y biotita. Mientras que la *biotita* aparece en la matriz con forma

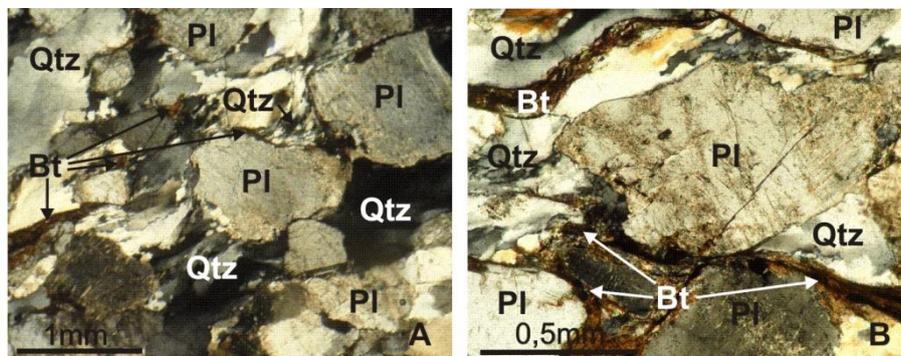
subhedra con extremos aserrados y tamaño de grano medio a fino. Además puede identificarse como inclusiones en la plagioclasa y el cuarzo, relleno de los intersticios, formando aglomeraciones o formando bandas alrededor de los porfiroclastos, por lo que los cristales están flexurados. Presenta inclusiones subredondeadas o prismáticas de circón y cloritización local. Con respecto a la *plagioclasa*, puede presentarse en la matriz como cristales anhedros o subhedros con bordes irregulares y de tamaño medio a fino, mientras que los de mayor tamaño componen la mayor parte de los porfiroclastos tipo sigma, siendo su forma subhedra o anhedra con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano medio. Presenta maclas polisintéticas acuñadas, flexuradas y dispuestas de manera oblicua, y de dos individuos, además de óxidos, biotita, cuarzo o circón. También se reconocen cristales zonados composicionalmente y alteración sericítica. Localmente, puede reconocerse *hornblenda* que aparece como cristales subhedros o anhedros con bordes lobulados o irregulares, de tamaño medio a fino y, localmente, con inclusiones de cuarzo. Los de menor tamaño se localizan a modo de inclusiones. Algunos cristales de tamaño medio poseen núcleos poiquilíticos con cuarzo. Se observa su alteración a biotita, siendo difuso, muchas veces, su contacto con la misma. El *circón* y los *óxidos* corresponden a inclusiones diminutas de forma subredondeada o prismática.

Las milonitas y protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias (Fig. 4.25B) se caracterizan por exhibir un carácter anastomosado, dado por la presencia de una matriz de textura granolepidoblástica de grano medio a fino, compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita, que rodea a los porfiroclastos tipo  $\sigma$ . Estos son de grano medio a grueso y están constituidos por plagioclasa, feldespato potásico o cuarzo. Los minerales accesorios pueden ser óxidos y circón y los secundarios, clorita y sericita. Esta litología presenta una foliación milonítica penetrativa que es producto de la deformación en estado dúctil. Los porfiroclastos poseen sombras de presión simétricas y asimétricas compuestas por biotita y cuarzo de tamaño de grano fino. El *cuarzo* se desarrolla en la matriz como cristales anhedros de tamaño de grano fino con bordes curvos a irregulares y como porfiroclastos tipo  $\sigma$  de tamaño medio con extinción ondulosa. La *plagioclasa* forma parte de la matriz y constituye porfiroclastos tipo  $\sigma$  de tamaño medio. Su forma es anhedra con bordes irregulares y se observan maclas polisintéticas, que pueden hallarse acuñadas o flexuradas, y de dos individuos. Además presentan fracturas irregulares y alteración sericítica. La *biotita* conforma inclusiones, cintas rodeando a los minerales de mayor tamaño o se desarrolla junto al cuarzo en las sombras de presión de los porfiroclastos. Corresponde a cristales subhedros con bordes aserrados y tamaño fino. Poseen inclusiones de circón y se alteran a clorita. Con respecto al *feldespato potásico*, corresponde a cristales anhedros

con bordes irregulares y tamaño grueso, localizándose como porfiroclastos de geometría  $\sigma$  en una matriz de menor tamaño de grano. Presentan inclusiones, pertitas y maclas en enrejado. El *circón* y los *óxidos* se desarrollan a modo de inclusiones pequeñas subredondeadas o prismáticas en las fases minerales principales.



**Figura 4.25: A)** Afloramiento donde se observa el desarrollo de una fábrica de deformación que retrabaja parcialmente a las fábricas primarias de la tonalita y los diques gábricos y graníticos que la intruyen. **B)** Afloramiento donde se observa a un cuerpo migmático y a uno gábrico afectado por deformación milonítica.



**Figura 4.26: A)** Fotomicrografía a nicoles cruzados de una protomilonita donde se observan los porfiroclastos de plagioclasa en una matriz anastomosada de cuarzo y biotita. **B)** Fotomicrografía a nicoles cruzados de una protomilonita donde se muestran los porfiroclastos de plagioclasa con alteración sericítica y rodeados por cintas de biotita y cuarzo recristalizado.

## CAPÍTULO V

### 5. CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL BASAMENTO CRISTALINO

#### 5.a. INTRODUCCIÓN

El relevamiento y el análisis de los elementos estructurales permitieron reconocer una serie de estructuras de características planares y lineares observadas tanto a escala mesoscópica como microscópica. Corresponden a rasgos estructurales que son producto de procesos ígneos, metamórficos y tectónicos. En la zona estudiada, las rocas ígneas intrusivas presentan una foliación magmática, mientras que las migmatitas exponen una foliación migmática y, en ciertos casos, el desarrollo de estructuras pre-migmáticas denominadas estratificación sedimentaria y foliación metamórfica relictica (ver sección 5.c). Además todas las asociaciones litológicas mapeadas han sido afectadas por una foliación tectónica dúctil, dúctil-frágil y frágil que han obliterado de forma parcial o total sus estructuras primarias. Cabe destacar que esta diferenciación se ha realizado en base a observaciones de campo, así como también a través del tratamiento e interpretación de los datos estructurales relevados y proyectados en las redes estereográficas.

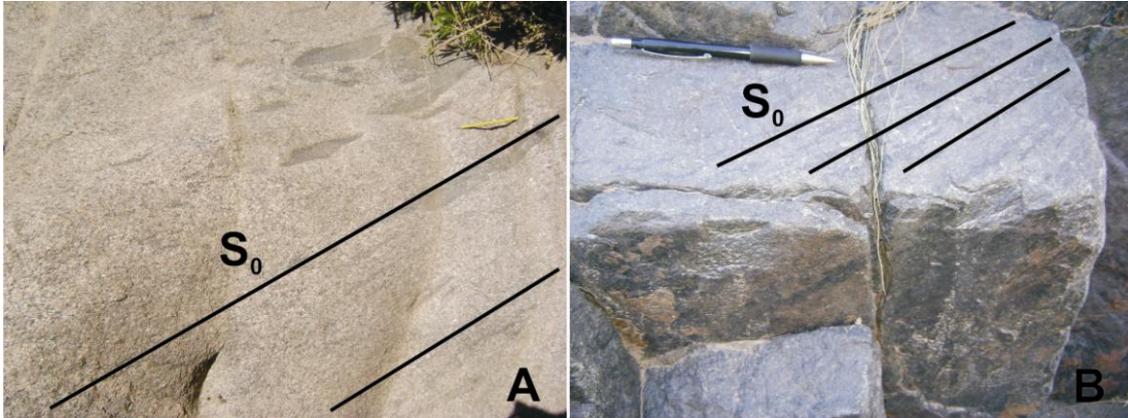
Por otro lado, el estudio de las fotografías aéreas, ha permitido la identificación de fallas y lineamientos de escala regional. Éstos han sido reflejados en el mapa geológico, junto con las estructuras mesoscópicas (Fig. 3, Anexo I).

Esta caracterización estructural ha sido fundamental para la reconstrucción de la historia deformacional y la evolución tectónica, magmática y metamórfica del sector norte del cordón serrano de Valle Fértil.

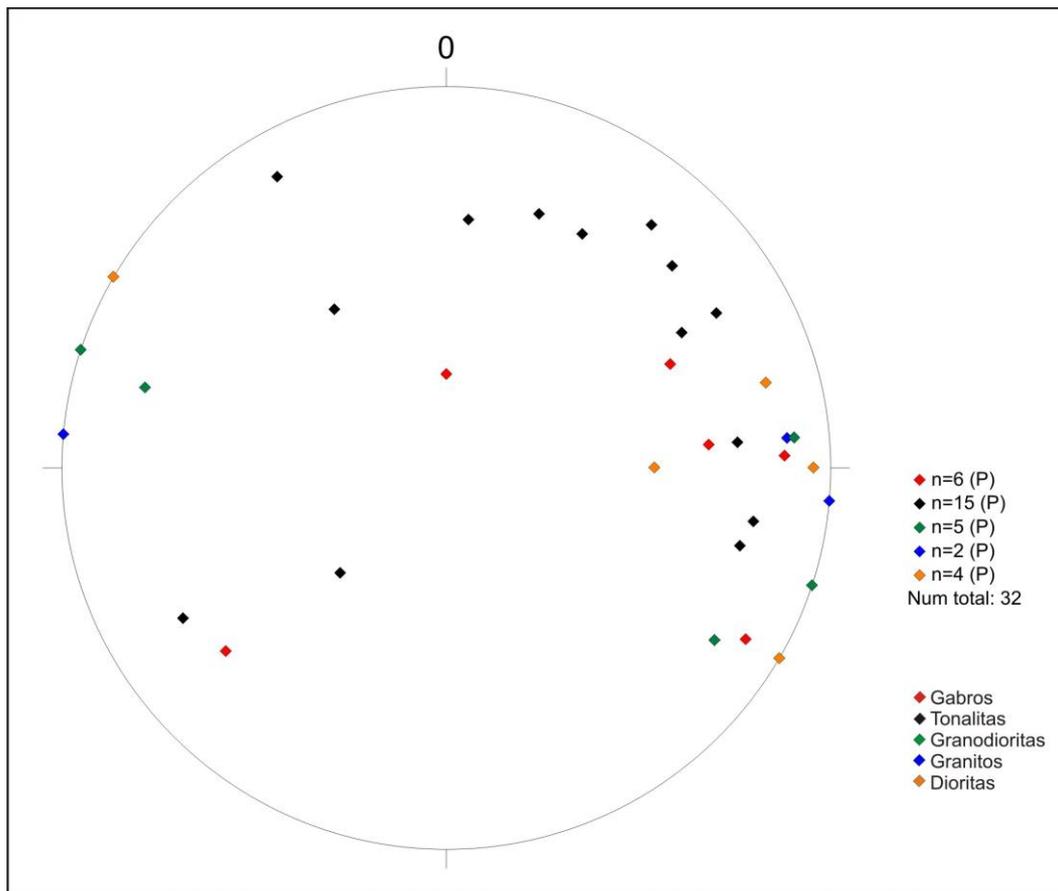
#### 5.b. FOLIACIÓN MAGMÁTICA

La foliación magmática ( $S_0$ ) se reconoce en las rocas pertenecientes a las unidades tonalítica y máfica. En las rocas tonalíticas, ésta fábrica se distingue por la presencia de enclaves microgranulares máficos que están elongados a lo largo de una orientación preferencial que varía principalmente entre  $290^\circ$  y  $355^\circ$  N y un buzamiento mayor a  $60^\circ$  al oeste (Fig. 5.1A). Por su parte, en las granodioritas, la foliación magmática está dada por la orientación de los megacristales de feldespato potásico, que presenta un rumbo entre  $15^\circ$  y  $33^\circ$  N y un buzamiento de alrededor de  $70^\circ$  al oeste y al este, mientras que en los gabros y las dioritas se manifiesta a través de la orientación de anfíboles, que poseen un rumbo variable entre  $335^\circ$  y  $30^\circ$  N y un

buzamiento mayor a  $50^\circ$  al oeste (Fig 5.1B). Asimismo en las dioritas la foliación magmática también está marcada por la alineación de los enclaves microgranulares máficos (Fig. 5.2).



**Figura 5.1:** **A)** Afloramiento tonalítico donde se observa la foliación magmática, definida por la alineación de los enclaves microgranulares máficos. **B)** Afloramiento gábrico donde se resalta la foliación magmática, delimitada por la alineación de los anfíboles.



**Figura 5.2:** Representación estereográfica de polos del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se plotea la orientación espacial de las estructuras planares magmáticas.

### 5.c. FOLIACIÓN PRE-MIGMÁTICA Y MIGMÁTICA

Las relaciones de campo y el análisis estructural detallado de las rocas migmatíticas y los *resisters* asociados a las mismas, permiten establecer la presencia de estructuras pre-migmatíticas y migmatíticas.

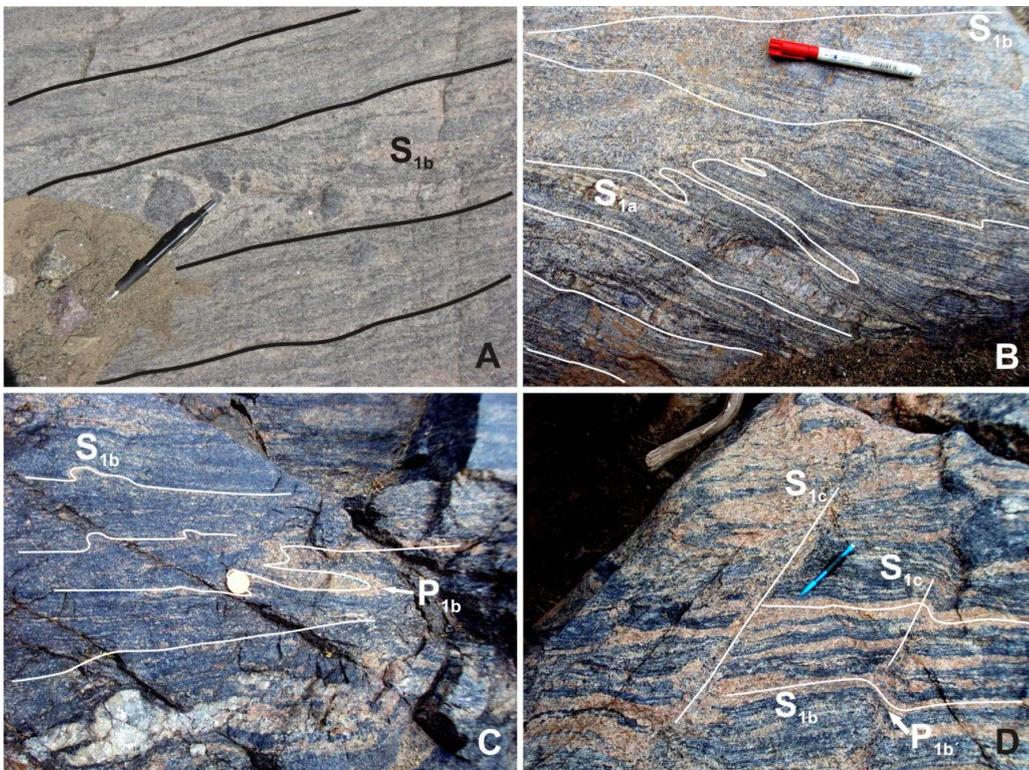
Las estructuras pre-migmatíticas se manifiestan a través del bandeo composicional observado a través de la alternancia litológica generada por la presencia de bancos cuarcíticos (Fig. 4.21) de escala decamétrica que se interdigitan con bancos de metatexitas pelíticas a semipelíticas (Fig. 5.3A), lo que refleja la variación en la composición del protolito sedimentario. Ésto indica la presencia de una estratificación sedimentaria ( $S_0$ ). En los bancos y/o *resisters* cuarcosos incluidos en las metatexitas y diatexitas se preserva el desarrollo de una foliación metamórfica relíctica ( $S_R$ ) que corresponde a la fábrica más antigua identificada en la unidad migmatítica (Fig. 4.21). Ésta foliación se trata de una fábrica planar, discontinua y espaciada, manifestada por la orientación de biotita y granate en los dominios composicionalmente impuros de textura granolepidoblástica. Mientras que en aquellos sitios más puros, se destaca una textura granoblástica generada por la recristalización metamórfica estática de las fases minerales esenciales (cuarzo-plagioclasa) (Fig. 5.3B). En general se observa que en los bancos la foliación  $S_R$  es paralela a la estratificación sedimentaria ( $S_0$ ).

La foliación migmatítica más penetrativa registrada en el área de estudio, definida como  $S_{1b}$ , se distingue en las migmatitas estromatíticas por la alternancia de bandas elongadas leucocráticas (leucosomas) y mesocráticas (mesosomas) de dimensiones centimétricas (Fig. 5.4A). Presenta una orientación que varía entre  $320^\circ$  y  $30^\circ$  N y un buzamiento mayor a  $55^\circ$  principalmente al oeste (Fig. 5.5) Por sectores se observa la presencia de una foliación migmatítica previa ( $S_{1a}$ ) que no es recurrente a escala regional y está dada por un bandeo composicional continuo, con espesores variables entre 1 y 2 cm y de orientación  $55^\circ$  N y buzamiento mayor a  $50^\circ$  al este (Fig. 5.4B). En aquellos sectores donde esta primera foliación migmatítica ( $S_{1a}$ ) aún se preserva, es retrabajada por  $S_{1b}$  involucrando migración de fundidos hacia esta nueva estructura. En general,  $S_{1b}$  se encuentra localmente afectada por dos estadios de plegamiento. El primero caracterizado por el desarrollo de pliegues intrafoliares de tipo isoclinal, que son más frecuentes en los leucosomas (Fig. 5.4C), mientras que la segunda etapa de plegamiento, consiste en la generación de pliegues abiertos, levemente asimétricos, cuyos planos axiales son perpendiculares a marcadamente oblicuos a la foliación  $S_{1b}$  (Fig. 5.4D). Por otro lado, también se observa el desarrollo de bandas de cizalla de alta temperatura ( $S_{1c}$ ) en los flancos cortos de los pliegues,

dando lugar a una foliación espaciada regionalmente no penetrativa, de rumbo  $297^\circ$  N y buzamiento al oeste mayor a  $75^\circ$  ( $S_{1c}$ ). Cabe destacar que estas bandas de cizalla se encuentran rellenas por fundidos anatécicos, constituyendo entonces canales de migración de los fundidos (Fig. 5.4D).

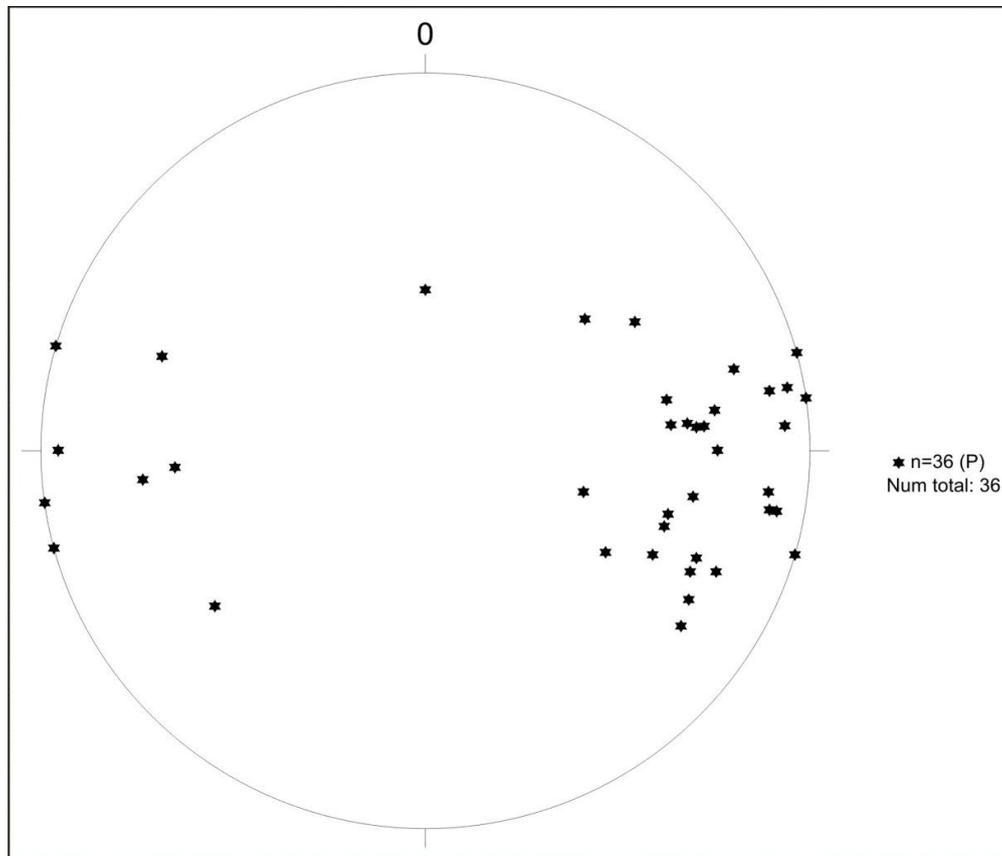


**Figura 5.3:** **A)** Bandeado composicional en banco de metatexita semipelítica-grauváquica con estructura estromatítica característica. **B)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observa la recrystalización metamórfica estática en un resister cuarcítico con desarrollo de una textura granoblástica característica.



**Figura 5.4:** **A)** Foliación migmatítica ( $S_{1b}$ ) en una metatexita, marcada por la alternancia de bandas leucocráticas y mesocráticas. **B)** Foliación migmatítica ( $S_{1a}$ ) en una metatexita. **C)** Foliación migmatítica ( $S_{1b}$ ) en una migmatita estromatítica donde se observa el desarrollo de

pliegues intrafoliares ( $P_{1b}$ ). **D)** Foliación migmática ( $S_{1b}$ ) con la generación de pliegues abiertos levemente asimétricos ( $P_{1b}$ ). A lo largo de sus planos axiales se generan pequeñas cizallas de corte con segregación y migración de fundidos generando una foliación ( $S_{1c}$ ).



**Figura 5.5:** Representación estereográfica de polos del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se plotea la orientación espacial de las estructuras planares migmáticas ( $S_{1b}$ ).

#### 5.d. FOLIACIÓN TECTÓNICA

En el área de estudio se identificaron distintas estructuras tectónicas manifestadas a través de una deformación que afectan a las unidades tonalítica, migmática y máfica. Estas fueron clasificadas como foliación submagmática a subsólida de alta temperatura ( $S_1$ ), foliación milonítica ( $S_{2a,b}$ ) y, por último, foliación frágil ( $S_3$ ).

##### 5.d.1. Foliación submagmática a subsólida de alta temperatura

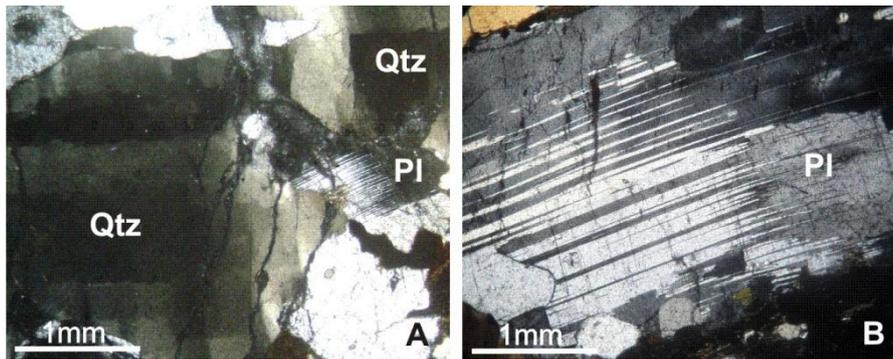
Esta estructura se presenta en tonalitas, granodioritas, gabros y dioritas. Esta foliación ( $S_1$ ) presenta un carácter localmente penetrativo produciendo la obliteración parcial de las fábricas previas. Se manifiesta, en algunos casos, por la reorientación de

las biotitas y anfíboles generando bandas levemente anastomosadas. En otros casos, se define por el estiramiento de las fases minerales, de manera que las rocas exhiben bandas de flujo discontinuas, anastomosadas y poco potentes (Fig. 5.6A y B). La  $S_1$  se orienta con rumbos variables entre  $345^\circ$  y  $21^\circ$  N y un buzamiento siempre mayor a  $60^\circ$  al noroeste o noreste.

En sección delgada se pueden observar en las distintas litologías microfábricas deformacionales plásticas intracristalinas, generadas a muy alta temperatura. De manera que, dentro de las evidencias microscópicas de deformación de alta temperatura, puede observarse la presencia de una estructura que está constituida por una fábrica relacionada a un patrón de estiramiento de las fases minerales generando bandas discontinuas. Dentro de estas evidencias, también puede mencionarse la formación del patrón de extinción en damero (Fig. 5.7A), lamelas de deformación y subgranos elongados en el cuarzo, además de la recrystalización en subgranos por migración de bordes (Fig. 5.7B) o rotación de subgranos en la plagioclasa, cordierita, feldespatos potásicos y anfíbol. Por otro lado, en las granodioritas y granitos, se observa la ocurrencia de mirmequitas que corresponden a la asociación de cuarzo y plagioclasa en una estructura vermicular.



**Figura 5.6:** **A)** Afloramiento donde se observa la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura. **B)** Foto de detalle del afloramiento mostrado en A, donde se observa la alternancia de bandas de composición gábrica y tonalítica, las cuales presentan signos de estiramiento y flujo de las fases minerales, delimitando la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura.

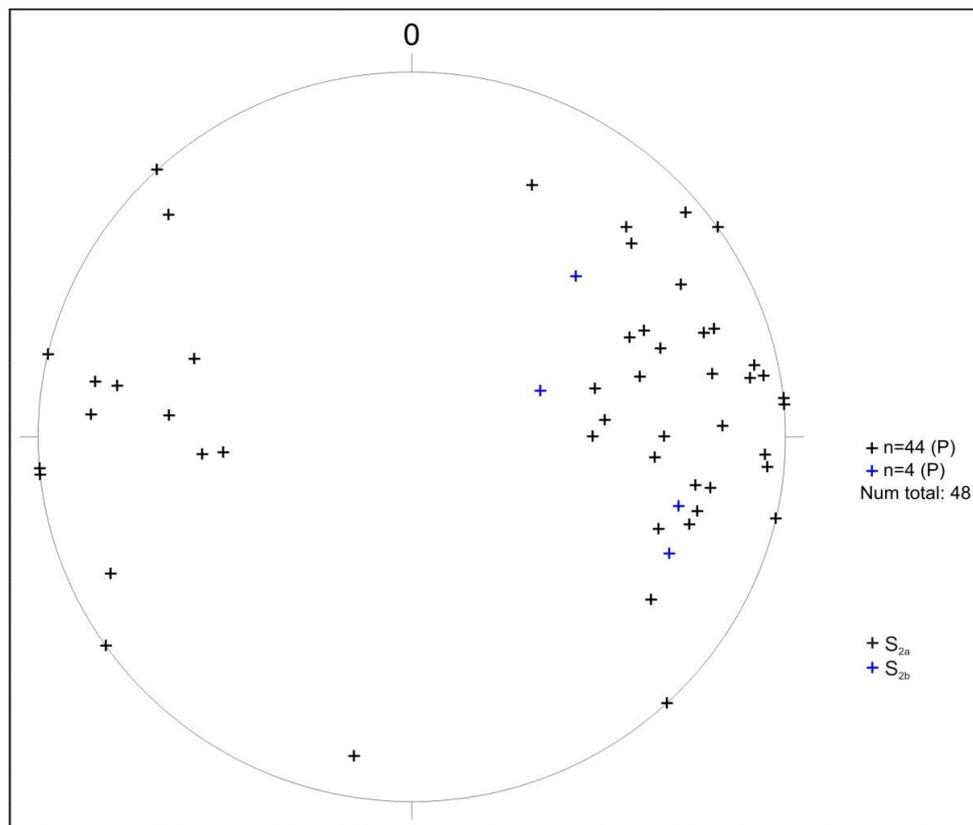


**Figura 5.7:** A) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se observan cristales de cuarzo con extinción en damero y de plagioclasa con maclas polisintéticas acuñadas. B) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando a un cristal de plagioclasa con un maclado polisintético acuñado y flexurado, además de la presencia de subgranos producto de la recrystalización por migración de borde.

#### 5.d.2. Foliación milonítica

Se presenta de modo localizada, concentrándose mayormente a lo largo de estrechas zonas de cizalla. La primera foliación milonítica reconocida ( $S_{2a}$ ) corresponde a una estructura planar penetrativa anastomosada, caracterizada por folias dadas por la recrystalización y neomineralización sincinemática de una matriz de grano medio a fino formada por la asociación mineral Bt+Qtz+Pl+Sil; Qtz+Pl+Bt+Hbl. Esta matriz rodea y se amolda a porfiroclastos de Kfs-Pl-Qtz, los cuales muestran geometrías de tipo sigma, delta y tita. El patrón anastomosado se genera por la intersección continua de las folias entre sí, siendo muy marcado en las milonitas, generando estructuras S-C, y más difuso en las protomilonitas. Se dispone con un rumbo que varía mayormente entre  $300^\circ$  y  $10^\circ$  N y un buzamiento mayor a  $50^\circ$  al oeste, y localmente hacia el este (Fig. 5.8). Sobre los planos de dicha fábrica, se define una lineación mineral ( $L_{2a}$ ) asociada principalmente a la recrystalización de biotita y el cuarzo, siendo la dirección de inmersión de  $332^\circ$  a  $28^\circ$  y la inmersión de  $55^\circ$  a  $75^\circ$ . Por otro lado, se reconoce una lineación mineral asociada a biotita y anfíbol con una dirección de inmersión de  $270^\circ$  y una inmersión de  $45^\circ$ . La paragénesis mineral observada, producto de la recrystalización dinámica, en conjunto con las fábricas distinguidas indican que la foliación milonítica ( $S_{2a}$ ) se generó en condiciones dúctiles y es estable en facies de anfíbolita (Fig. 5.9). Teniendo en cuenta los indicadores cinemáticos identificados tanto a escala de afloramiento como en secciones delgadas, tales como los porfiroclastos y las estructuras S-C-C', y asociados a  $L_{2a}$  se determina una cinemática inversa sinistral para este evento deformacional (Fig. 5.11A).

La foliación milonítica ( $S_{2b}$ ), dada en condiciones dúctil-frágil, se desarrolla de manera localizada en fajas finas y concentradas, sobreimponiéndose a la foliación de temperatura media mencionada anteriormente, y ha sido reconocida en las tonalitas y granodioritas (Fig. 5.10). Se encuentra representada por la presencia de folias leucocráticas y melanocráticas que se cortan y abudinan, generando en parte porfiroclastos. Las estructuras generadas en estas condiciones son estables en facies de esquistos verdes (Qz-Pl-Ser-Chl-Ms) y se orientan con un rumbo variable entre  $315^\circ$  y  $20^\circ$  N y un buzamiento mayor a  $52^\circ$  al oeste (Fig. 5.8). Sobre los planos de las foliaciones de las tonalitas, se desarrolla una lineación mineral ( $L_{2b}$ ), dada por la recristalización de anfíboles y/o biotitas y cuarzo. Estos minerales orientados pueden exhibir una dirección de inmersión de  $290^\circ$  a  $315^\circ$  y una inmersión de alrededor de  $50^\circ$ . Mientras que en el caso de las rocas granodioríticas, se distingue la lineación mineral ( $L_{2b}$ ) dada por la orientación de la biotita, feldespato potásico y cuarzo, la que presenta una dirección de inmersión de  $220^\circ$  y una inmersión de  $60^\circ$  (Fig. 5.10).



**Figura 5.8:** Representación estereográfica de polos del hemisferio inferior de la red de Schmidt, donde se plotea la orientación espacial de las estructuras planares miloníticas ( $S_{2a,b}$ ).

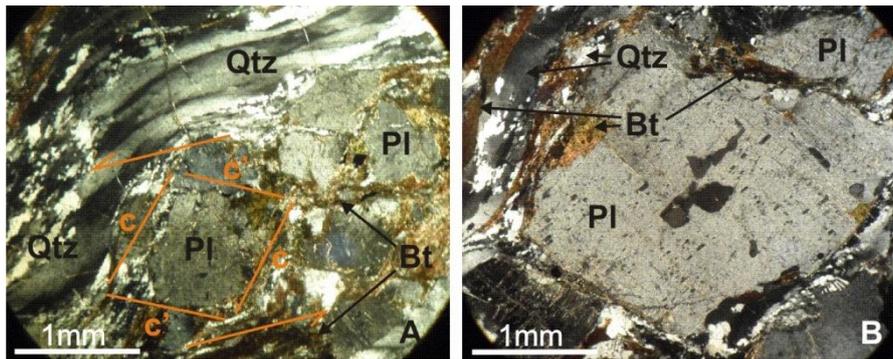


**Figura 5.9:** **A)** Foliación milonítica ( $S_{2a}$ ) que se observa afectando tanto a la tonalita como al gabro presentes en el afloramiento. **B)** Afloramiento gábrico donde se distingue la foliación milonítica ( $S_{2a}$ ). **C)** Afloramiento tonalítico donde se observa la foliación milonítica, destacándose su carácter anastomosado. **D)** Afloramiento tonalítico donde los enclaves máficos se encuentran elongados orientados paralelos a la foliación tectónica dúctil ( $S_{2a}$ ) que se superpone a la foliación primaria.



**Figura 5.10:** Foliación milonítica de carácter dúctil-frágil ( $S_{2b}$ ) en un afloramiento granodiorítico.

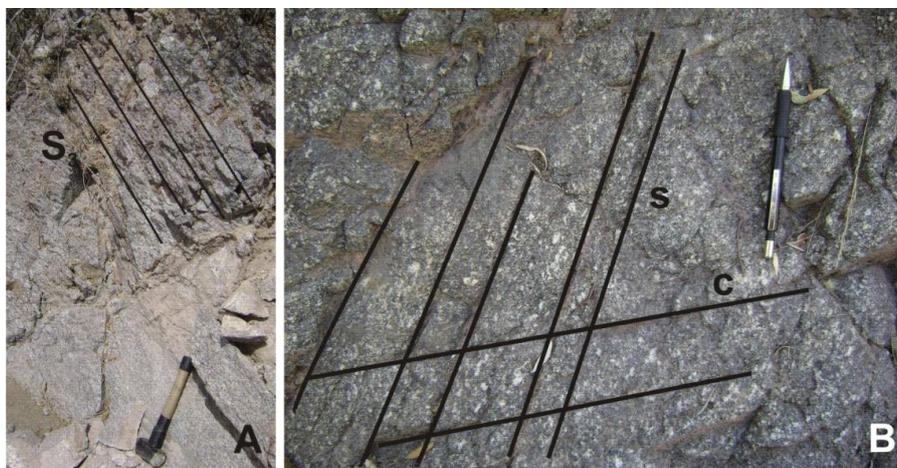
Las fábricas subsólidas de media a baja temperatura ( $S_{2a,b}$ ) descritas anteriormente pueden además reconocerse a nivel de sección delgada, pudiendo observarse distintas evidencias microscópicas de deformación. En la transición frágil-dúctil, los granos minerales pueden mostrar rasgos tanto de comportamiento frágil (fracturación) como de comportamiento plástico. En los cortes delgados, la deformación plástica de los cristales se pone de manifiesto en aquellos granos minerales que muestran el curvado de los elementos morfológicos normalmente planos, como clivajes o planos de macla. En el caso de la plagioclasa y la cordierita se observa la flexión y acuñamiento de su maclado polisintético (Fig. 5.7A y B). Por otro lado, se reconoce la presencia de extinción ondulosa en el cuarzo, plagioclasa y cordierita. Es preciso destacar que la microestructura milonítica generada en un ambiente de carácter dúctil, se define en las rocas de la serie milonítica, identificándose la generación de sombras de presión en ambos extremos de los porfiroclastos, que están constituidas por biotita y cuarzo de grano fino producto de la recristalización dinámica (Fig. 5.11A). Además se distinguen cintas elongadas de cuarzo y biotita que rodean a los porfiroclastos (Fig. 5.11B).



**Figura 5.11:** **A)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se reconocen porfiroclastos de plagioclasa tipo sigma con sombras de presión asimétrica que están constituidas por biotita y cuarzo de grano fino, lo que refleja la foliación milonítica ( $S_{2a}$ ). Se destacan estructuras S-C-C' y se indica la cinemática inversa sinistral. **B)** Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se distingue un porfiroclasto de plagioclasa con inclusiones alineadas de óxidos y que se encuentra rodeado por cintas elongadas de cuarzo y biotita, lo que demarca una foliación milonítica ( $S_{2a}$ ).

### 5.d.3. Foliación frágil

La foliación frágil ( $S_3$ ) afecta a la mayor parte de las litologías observadas. Esta estructura planar y penetrativa a escala regional se superpone y oblitera, en parte, a las foliaciones anteriormente descritas. Se identifica por la presencia de un clivaje de fractura centimétrico, observándose estructuras s-c (Fig. 5.12A y B). La orientación de  $S_3$  presenta un rumbo variable entre  $340^\circ$  y  $10^\circ$  N y un buzamiento mayor a  $40^\circ$  al oeste, la cual coincide con la de la foliación milonítica. En determinados afloramientos se observan fracturas rellenas por micro venillas de cuarzo y epidoto que son perpendiculares a dicha foliación (Fig. 5.13).



**Figura 5.12:** **A)** Afloramiento tonalítico afectado por un clivaje de fractura que es paralelo a la foliación milonítica. **B)** Milonita donde se observan estructuras S-C.



**Figura 5.13:** Milonita donde se observan fracturas rellenas por micro venillas de cuarzo y epidoto perpendiculares a la foliación milonítica ( $S_{2a}$ ).

## CAPÍTULO VI

### 6. TERMOBAROMETRÍA

#### 6.a. INTRODUCCIÓN

Las condiciones de presión y temperatura de la porción norte de la sierra de Valle Fértil fueron evaluadas a partir de la muestra VFNO49 correspondiente a una migmatita metasedimentaria, localizada dentro de la unidad migmática. Su paragénesis mineral permite establecer que las migmatitas se equilibraron bajo condiciones metamórficas de facies de granulitas.

Las condiciones de equilibrio fueron calculadas mediante dos metodologías. En primera instancia, se utilizó la reacción de intercambio de Fe-Mg entre granate - biotita ( $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 = \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ), junto con los barómetros GASP ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2 = 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), GBP ( $\text{Al}_2(\text{Mg,Fe})_3 + \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + (\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} = 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) y GBSQ ( $\text{Mg, Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2 = \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2/\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{SiO}_2$ ). Para ello se usaron las propiedades termodinámicas estándar de Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996), y los modelos de actividad no ideal de Berman (1990) para granate; Holland y Powell (1992) para plagioclasa y Patiño Douce *et al.* (1993) para biotita. En segundo lugar, las condiciones de P-T se estimaron con el programa THERMOCALC 3.0 (TH) de Holland y Powell (1998) utilizando multi-equilibrios entre las fases minerales Grt + Crd + Bt + Pl + Qtz, mientras que las actividades se computaron recurriendo al programa AX de T. Holland.

#### 6.b. QUÍMICA MINERAL

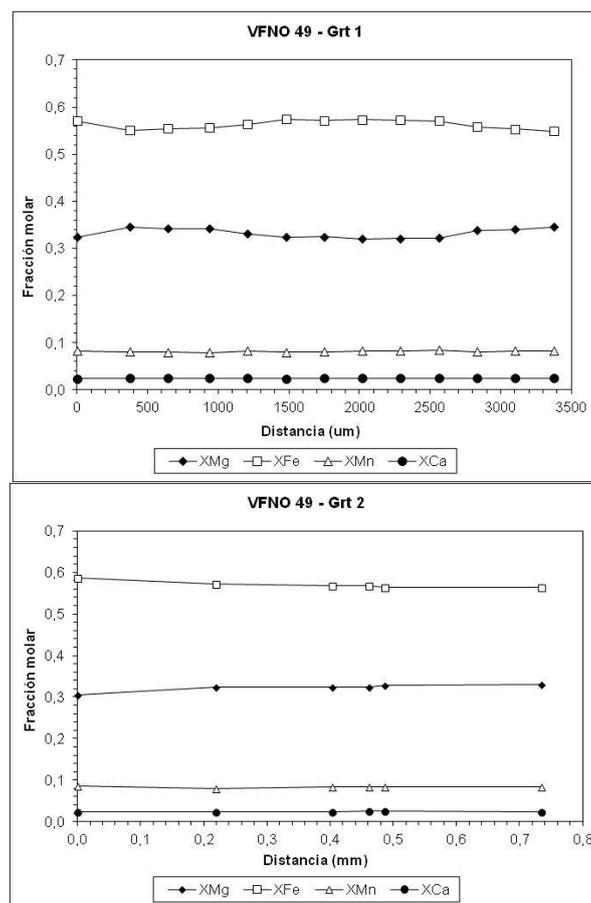
*Granate*: constituye una solución sólida dominada por almandino ( $X_{\text{Fe}} \sim 0,55$  a  $0,58$ ) y piropo ( $X_{\text{Mg}} \sim 0,30$  a  $0,34$ ), con proporciones menores de grosularia ( $X_{\text{Ca}} \sim 0,023$  a  $0,025$ ) y espesartina ( $X_{\text{Mn}} \sim 0,078$  a  $0,086$ ). Los blastos de granate presentan perfiles composicionales homogéneos exhibiendo una ligera variación en las fracciones molares de piropo y almandino en los bordes más externos (Fig. 6.1). De este modo se observa sólo un leve aumento de almandino ( $X_{\text{Fe}} \sim 0,55$  a  $0,57$ ) y disminución de piropo ( $X_{\text{Mg}} \sim 0,34$  a  $0,32$ ), mientras que las relaciones del  $X_{\text{Ca}}$  y  $X_{\text{Mn}}$  muestran valores relativamente constantes a lo largo de todo el grano (Tabla 1, Anexo III).

*Micas:* de acuerdo al diagrama de clasificación propuesto por Deer et al. (1996) las micas se clasifican como biotitas dado que presentan relaciones  $Fe/(Fe+Mg)$  ligeramente superiores a 0,3 (Fig. 6.2A). Éstas exhiben contenidos de  $X_{Mg}$  que varían entre 0,60 y 0,65 y se caracterizan por presentar concentraciones en  $TiO_2$  mayores a 3,8 % p/p, indicando esto último que han sido cristalizadas a altas temperaturas (Tabla 2, Anexo III). No obstante, una baja proporción presenta contenidos en  $TiO_2$  menores, siendo de ~ 2,3 % p/p (Fig. 6.2B).

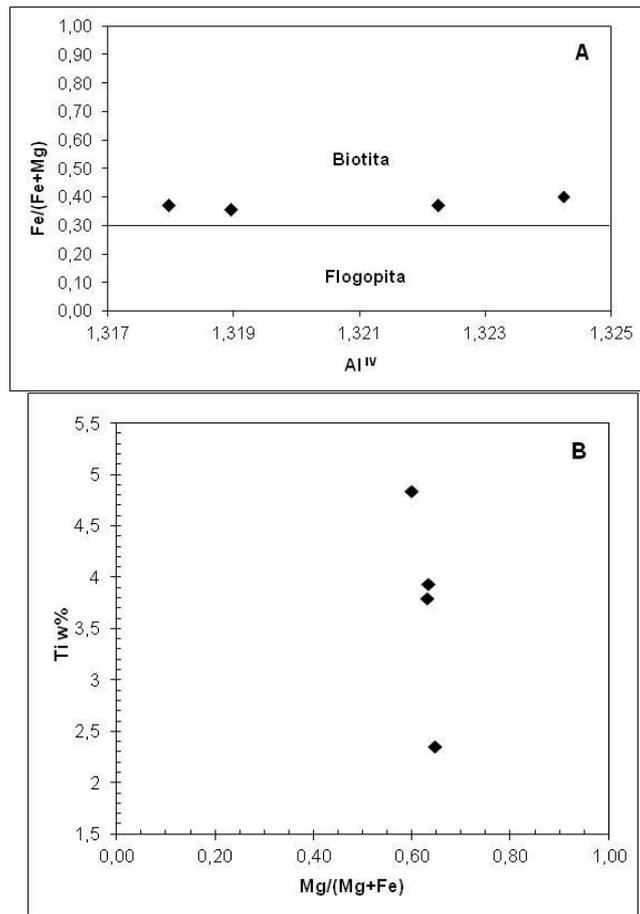
*Plagioclasa:* se caracteriza por presentar valores similares de  $X_{Na}$ ,  $X_{Ca}$ , y  $X_K$  en los distintos granos analizados, como así también por no mostrar una variación composicional significativa a lo largo de los mismos. La plagioclasa es de tipo oligoclasa, con  $X_{Ca}$  variable entre 0,248 y 0,257 (Tabla 3, Anexo III).

*Cordierita:* presenta un  $\#Mg = [Mg / (Mg + Fe)]$  de 0,77-0,78 y un contenido en  $MnO$  entre 0,21 y 0,29 % p/p y en  $Na_2O$  entre 0,045 y 0,096 % p/p (Tabla 4, Anexo III).

*Óxidos de Fe-Ti:* comprenden una solución sólida donde el óxido predominante es ilmenita, siendo su fracción molar ( $X_{ilm}$ ) de 0,836.



**Figura 6.1:** Perfil químico de dos porfiroblastos de granate, siguiendo una trayectoria de borde a núcleo, presentes en una migmatita metasedimentaria reconocida en el sector norte de la sierra de Valle Fértil.



**Figura 6.2:** **A)** Diagrama de clasificación de micas según Deer et al. (1996) aplicado a las micas de una migmatita metasedimentaria con Grt-Crd presente en el sector norte de la sierra de Valle Fértil. **B)** Diagrama de variación Ti vs.  $Mg/(Mg+Fe)$  en las micas graficadas en A.

### 6.c. DETERMINACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA

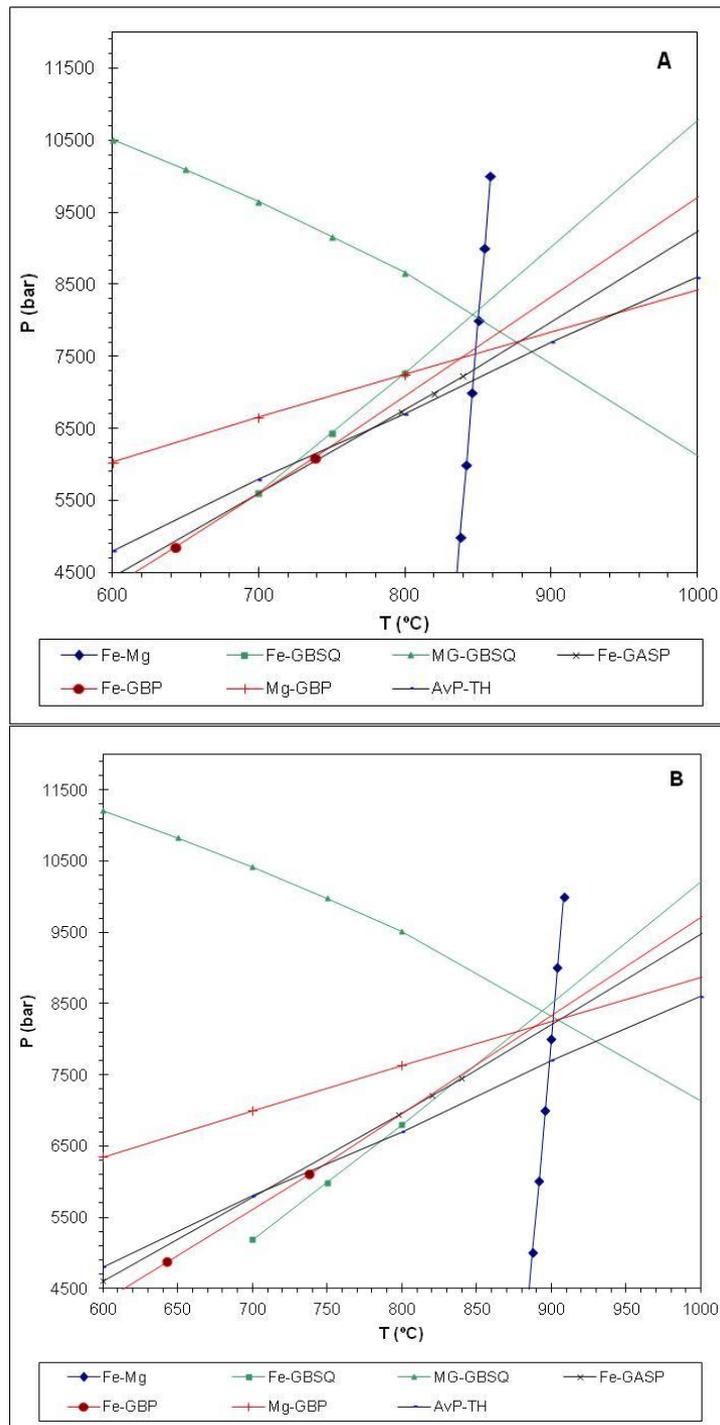
Una de las limitaciones para estimar las condiciones de P-T en rocas estabilizadas en facies de metamorfismo de granulita es que las reacciones de intercambio Fe-Mg pueden ser afectadas por retrogradación durante el enfriamiento (Kohn y Spear, 2000; Pattison et al., 2003; Spear, 1993). Spear (1993) indicó que la determinación de la temperatura del pico metamórfico a partir de las reacciones de intercambio de biotita-granate Fe-Mg puede ser utilizada en rocas en facies de granulita, si se demuestra que la composición del granate fue homogeneizada a la temperatura del pico y permaneció sin modificaciones durante el enfriamiento. De acuerdo a este autor, la composición del granate durante el pico metamórfico es mejor preservada cuando: 1- el granate creció como cristales con un radio más largo que 1 mm, 2- la abundancia modal del granate fue siempre inferior que la de la biotita, y 3- la roca experimentó una evolución retrógrada dominada por una tasa de enfriamiento alta.

El estudio petrográfico de las migmatitas metasedimentarias que afloran en la zona de estudio permitió establecer que las fases minerales de estas rocas presentan una composición química homogénea, radios superiores a 1 mm y moda de biotita mayor a granate (Tabla 1, Anexo II). Por consiguiente es posible utilizar los métodos termobarométricos anteriormente mencionados. La homogeneidad observada en su composición química indica que los minerales han alcanzado el equilibrio químico durante el pico metamórfico que los formó y no han sufrido cambios significativos por enfriamiento posterior, de manera que conservan las condiciones de presión y temperaturas originales del mismo.

Los cálculos de P-T se realizaron utilizando la variación composicional de la biotita promedio combinada tanto con la composición del núcleo como del borde del granate, dado que la composición de la plagioclasa no muestra variaciones significativas. La temperatura calculada usando los datos termodinámicos de Berman (1988) mediante la reacción de intercambio de Fe-Mg entre la biotita promedio y granate, indica que las migmatitas se equilibraron en un rango de 845 a 900 °C. Al aplicar el programa TH, se obtienen temperaturas en el mismo rango de magnitud. Las determinaciones de presión varían de acuerdo al barómetro utilizado. El barómetro GBQS estima presiones más altas ( $8,17 \pm 0,3$  kbar) que aquellas obtenidas con el barómetro GBP ( $7,84 \pm 0,45$  kbar) y con el barómetro GASP ( $7,65 \pm 0,45$  kbar). Las presiones calculadas por las reacciones de multi-equilibrio mediante el uso del programa TH son inferiores a las adquiridas con los barómetros anteriormente mencionados ( $7,2 \pm 0,25$  kbar). Sin embargo, a pesar de estas diferencias, todas las estimaciones de presión de equilibrio caen alrededor de  $7,7 \pm 0,5$  kbar (Fig.6.3A y B) (Tabla 6.1).

Por otro lado, si para el cálculo de temperaturas y presiones de equilibrio se considera la composición de la biotita con mayor contenido en  $TiO_2$  combinada con la del núcleo del granate, se obtienen valores de temperatura ligeramente superiores o similares (900 a 907 °C) a aquellos estimados usando la composición de la biotita promedio, mientras que la presión se encuentra dentro del rango calculado previamente ( $8,1 \pm 0,5$  kbar) (Tabla 6.1).

Cuando para la estimación de las condiciones termobarométricas se utiliza la composición de la biotita con menor contenido en  $TiO_2$  ligada a la del borde del granate, se calculan valores de temperatura inferiores a los expuestos anteriormente (830 a 832 °C). Para este caso, los barómetros indican condiciones en el rango de  $6,7 \pm 0,3$  kbar (Tabla 6.1), lo que es similar o levemente inferior a lo obtenido usando la composición de la biotita promedio.



**Figura 6.3:** Diagramas de variación de P-T para una migmatita metasedimentaria de la zona norte de la Sierra de Valle Fértil. Se utilizaron la reacción de intercambio de Fe-Mg entre Bt-Grt y los barómetros GASP, GBP y GBSQ utilizando las propiedades termodinámicas estándar de Berman (1988) y Berman y Aranovich (1996). Además se graficaron las estimaciones termobarométricas realizadas a través del programa Thermocalc 3.0 (TH) de Holland y Powell (1998). **A)** Los cálculos de P-T se realizaron usando la variación composicional de la biotita promedio, combinada con la composición del núcleo del granate. **B)** Los cálculos de P-T se realizaron utilizando la variación composicional de la biotita promedio combinada con la composición del borde del granate.

Casos	GBQS (Fe)		GBQS (Mg)		GASP	
	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
Bt prom-Grt núcleo-PI19	850	8,1	855	7,9	845	7,2
Bt prom-Grt borde-PI19	905	8,5	900	8,2	900	8,1
Bt>TiO <sub>2</sub> -Grt núcleo-PI19	907	8,5	905	8,15	902	7,9
Bt<TiO <sub>2</sub> -Grt borde-PI19	830	6,5	830	6,4	832	7
Casos	GBP (Fe)		GBP (Mg)		TH	
	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)
Bt prom-Grt núcleo-PI19	850	7,5	850	7,4	845	7
Bt prom-Grt borde-PI19	900	8,3	900	8,15	895	7,5
Bt>TiO <sub>2</sub> -Grt núcleo-PI19	905	8,1	902	8	900	7,7
Bt<TiO <sub>2</sub> -Grt borde-PI19	831	6,9	831	6,8	832	7

**Tabla 6.1:** Estimaciones de presión y temperatura (P-T) para cada caso propuesto para la muestra VFNO49. Se usaron los barómetros GBQS, GASP y GBP basados en las propiedades termodinámicas de Berman (1988) y Berman and Aranovich (1996). Además se presentan las estimaciones termobarométricas realizadas a través del uso del programa Thermocalc 3.0 (TH) de Holland y Powell (1998).

#### 6.d. ESTIMACIONES DE PROFUNDIDAD Y GRADIENTE TÉRMICO

Las estimaciones termobarométricas realizadas en las rocas metasedimentarias permiten determinar las profundidades a las que las mismas experimentaron la temperatura del pico metamórfico. Es relevante resaltar el hecho de que estas migmatitas se encuentran como *septos* intercalados con las rocas ígneas plutónicas presentes en la sección expuesta del arco magmático de Valle Fértil, por lo que es posible inferir, mediante la conversión de presión a profundidad, las condiciones a las que el magmatismo fue activo y consecuentemente, reconstruir de manera parcial la estructura cortical del arco.

Para la realización de la mencionada conversión se utilizó la siguiente ecuación:  $P=F/m^2$ ; donde P= presión, F= fuerza y  $m^2$ = área

Dado que  $F= m \cdot g= d \cdot v \cdot g$ , tenemos que  $P= d \cdot v \cdot g/m^2$ ; donde m= masa, g= aceleración de la gravedad, d= densidad y v= volumen.

$V= m^2 \cdot Z$ ; donde Z= altura de la columna litológica.

Teniendo en cuenta que 1) el *septo* donde se tomaron las condiciones termobarométricas se encuentra en el límite entre las unidades máfica y tonalítica, 2) las condiciones de presión y temperatura son similares a las estimadas para los mismos niveles estructurales por Tibaldi et al. (2013) y 3) la variación litológica en el sector norte de la sierra de Valle Fértil muestra una relación similar a la observada en

el área central, a excepción de que en la zona norte no se reconoce la unidad silícica y sólo es posible identificar la porción basal de la unidad transicional, se utilizó la sección teórica propuesta por Tibaldi et al. (2013) para estimar las profundidades de emplazamiento del magmatismo. Estos autores consideran una sección de 3 km de espesor de secuencias ordovícicas con densidades de 2,55 a 2,60 g/cm<sup>3</sup>, a las que subyace una capa de sedimentos cámbricos y granitoides plutónicos con densidades de 2,70-2,75 g/cm<sup>3</sup> y un espesor de 2 km, y luego, rocas plutónicas, que gradan desde una mezcla de granodioritas, tonalitas y leucogranitos a tonalitas, de densidades variables entre 2,69 y 2,83 g/cm<sup>3</sup>. Estos datos de densidad y altura de la columna litológica completa inferida para el sector central del cordón serrano fueron considerados para elaborar las ecuaciones necesarias para determinar la profundidad a la que las migmatitas del área de estudio alcanzaron las condiciones del pico metamórfico. Así, se logró concluir que la profundidad fue de 24-25 km. Por otro lado, si se utiliza la relación estándar entre presión y profundidad (1 kbar/3 km), se obtienen valores de profundidad de 22-25 km, los cuales se encuentran en el mismo rango de los calculados anteriormente. Considerando estos resultados es posible afirmar que las rocas ígneas y metamórficas de la zona de estudio son representativas de la corteza media del arco magmático ordovícico.

Tomando en consideración los valores térmicos estimados mediante la reacción de intercambio Fe-Mg y la profundidad calculada anteriormente, se determinó, de modo estándar, el gradiente térmico bajo el cual evolucionó la corteza media. Este gradiente geotérmico es alto con valores comprendidos entre los 35 a 37 °C/km.

## CAPÍTULO VII

### 7. DISCUSIONES

#### 7.a. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El diseño morfo-estructural del sector norte de la sierra de Valle Fértil es principalmente el resultado de la tectónica de corrimientos que produjo su ascenso a través de la megafractura de Valle Fértil de orientación submeridiana, que se localiza hacia el oeste del cordón serrano. La morfología de bloques y valles tiene rumbo NNW-SSE. La Megafractura de Valle Fértil es un sistema de fracturación antiguo del basamento eopaleozoico (Ramos, 1988) que posteriormente fue reactivado en varias etapas. Actuó como un elemento de control de la sedimentación gondwánica de la cuenca de Paganzo (Cuerda et al., 1984) y también de la sedimentación triásica (Ramos y Kay, 1991). La actual configuración tectónica de la sierra de Valle Fértil (y su prolongación austral en la sierra de La Huerta) es consecuencia de las últimas reactivaciones de las estructuras regionales formadas en el paleozoico. Los movimientos de reactivación habrían comenzado a manifestarse a partir del permotriásico (Castro de Machuca y Carrizo, 1993) y habrían continuado durante el resto del Mesozoico y Cenozoico (Rosello et al., 1996a; 1996b).

Durante el Triásico, hacia el norte del área de estudio, se depositaron secuencias areno-conglomerádicas originadas a partir de un sistema fluvial entrelazado, con un escaso desarrollo de las facies pelíticas de planicie de inundación (Martínez, 1994). Durante el Triásico tuvieron lugar los estadios iniciales del desarrollo de una cuenca de tipo hemigraben asimétrico, cuya tectónica estuvo controlada por la reactivación de la megafractura de Valle Fértil (Milana y Alcober, 1994). En la base del Triásico superior, se concentró un importante pulso de actividad magmática, donde las efusiones de los basaltos (Formación Baldecitos) fueron de tipo fisural y habrían estado controladas por una megafractura; actualmente estas rocas constituyen relieves volcánicos relícticos. Según Page et al. (1997), el magmatismo básico fue de características fuertemente alcalinas en las rocas que se encuentran en los sectores más alejados de la cuenca o en la parte más baja de la secuencia estratigráfica triásica. Los basaltos que están intercalados en los sectores cuspidales de la sucesión son de tendencia subalcalina (Page et al., 1997).

El modelado de la superficie actual de la zona de estudio está vinculado, además, a diversos procesos geomorfológicos exógenos originados durante el Cenozoico. El relleno de los valles y planicies intermontanas actuales es una

consecuencia de la reciente configuración morfoestructural, en la cual interactúan la tectónica, el clima desértico y los diferentes procesos erosivos y sedimentarios. Tanto el dorso del bloque basculado de sierra de Valle Fértil como la depresión intermontana oriental se encuentran disectados por una red de drenaje efímera de carácter torrencial que sólo llevan agua en la estación de verano debido a precipitaciones de corta duración y gran intensidad. En el piedemonte se destaca la formación de abanicos aluviales y coluviales como consecuencia de procesos de remoción en masa asociados a cursos de agua efímeros que remueven detritos.

## **7.b. SÍNTESIS PETROLÓGICA E IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS**

El estudio petrológico y estructural indica que la zona norte de la sierra de Valle Fértil está constituida por un basamento cristalino ígneo-metamórfico, dentro del cual se identificaron cuatro unidades litológicas que se han denominado máfica, tonalítica, migmática y milonítica. Si bien dentro del área estudiada las litologías reconocidas pueden ser asociadas a procesos ígneos, metamórficos y tectónicos, es de destacar que las rocas ígneas son volumétricamente dominantes.

Las observaciones y relaciones de campo indican que existe una variación de la composición gradual y continua de la secuencia ígnea, abarcando desde gabronoritas, gabros y dioritas, pertenecientes a la unidad máfica ubicada en el segmento occidental del cordón serrano, a tonalitas y, de modo localizado, granodioritas, correspondientes a la unidad tonalítica localizada en el extremo oriental de la zona analizada. Así, la distribución litológica reconocida en el área de estudio, la cual muestra un aumento significativo en rocas plutónicas que son más silíceas de oeste a este, refleja de modo indirecto paleoprofundidades más someras hacia el este de la sierra. Asimismo, debe destacarse que se observa la presencia de enclaves máficos correspondientes a precursores menos evolucionados en dioritas, tonalitas y granodioritas, característica típica de rocas ígneas cogenéticas asociadas a ambientes de arco.

Las litologías pertenecientes a las unidades máfica y tonalítica se encuentran en íntima relación de yacencia, siendo el contacto entre ellas transicional, cuando los *septos* de migmatitas no están presentes.

Dentro de la unidad máfica se identifican dos asociaciones principales, en contacto transicional, denominadas de acuerdo al tipo litológico principal como gábrica y diorítica. La primera, se encuentra conformada por gabros hornbléndicos y gabros hornbléndicos piroxénicos, que comprenden las rocas menos evolucionadas de la región en estudio, y, de modo subordinado, dioritas. Estas litologías se interdigitan de

manera heterogénea desde la escala de afloramientos de pocos metros de espesor hasta la distribución de grandes cuerpos en toda la unidad máfica. Además, se identifican diques de gabros hornbléndicos que intruyen a las litologías anteriormente mencionadas, cuya composición es la misma que la de los enclaves microgranulares presentes en las rocas dioríticas, tonalíticas y granodioríticas.

En la unidad tonalítica se reconocen zonas de mezcla entre fundidos máficos y tonalíticos, y en particular en determinados sectores, se distingue cómo los diques y lentes máficos son englobados por los fundidos tonalíticos, siendo parcialmente reabsorbidos por éstos últimos mediante asimilación. Por otro lado, la presencia de distintas litologías de la unidad tonalítica que son intruidas por rocas máficas en forma de lentes de dimensiones métricas, diques y/o poseen enclaves microgranulares, sugieren que el magmatismo máfico fue precursor en, y contribuyó a, la generación de las rocas ígneas intermedias en sílice, y en particular, que la inyección de magmas máficos continuó durante la construcción del arco magmático. Justamente, el ascenso de estos magmas ocasionó el incremento del gradiente geotérmico hasta valores comprendidos entre 35 y 37 °C/km, lo que causó que las rocas metasedimentarias que residían en los niveles corticales inferiores a medios se fundieran (Annen y Sparks, 2002; Annen et al., 2006). Luego de que los paquetes sedimentarios experimentaron fusión parcial, se liberaron fundidos anatéticos que reaccionaron con los magmas máficos. El resultado final de la interacción entre las secuencias metasedimentarias fundidas rápidamente y los magmas máficos fue la formación de cuerpos tonalíticos y dioríticos a través de los niveles corticales máficos inferiores (Otamendi et al., 2012).

Cabe señalar que en el interior de la unidad tonalítica se observa una gradación continua de oeste a este, desde tonalitas dominadas por anfíbol en el sector más occidental que gradan a tonalitas biotíticas y, por último, a tonalitas con inyecciones de granitos. En la zona oriental donde domina la mezcla litológica entre tonalitas y granitos se observa la presencia de pequeños cuerpos de granodioritas. Esto sugiere que las rocas tonalíticas fueron inyectadas por fundidos graníticos probablemente derivados de la fusión parcial y segregación de las migmatitas metasedimentarias. La mezcla física y química de los magmas tonalíticos derivados de precursores ígneos máficos con los magmas graníticos de origen cortical, dio lugar probablemente a la formación de granodioritas de dos variantes texturales, granular y porfírica, hacia los niveles superiores. La variación en la composición y la textura observada en las granodioritas podría explicarse por la mezcla en proporciones variables, así como también a distintos grados de homogenización entre ambas fuentes (Fig. 4.6; Capítulo 4). Relaciones similares han sido observadas por Viñao (2007) y Otamendi (2010) en la Majadita y la porción central del cordón serrano

(Otamendi et al., 2012). Dichos autores mediante mezclas teóricas de fundidos y asimilación de material cortical lograron confirmar dichas observaciones y establecer que las condiciones de generación de las granodioritas y monzogranitos fueron alcanzadas cuando la corteza media se convirtió en un área dominada por rocas plutónicas intermedias, ya que las rocas silíceas calcoalcalinas resultaron a partir de la cristalización fraccionada en cámaras de magmas intermedios o de la hibridización entre rocas plutónicas intermedias y leucogranitos anatéticos (Otamendi et al., 2012).

En proporción subordinada al volumen de rocas plutónicas, en el área de estudio se encuentran rocas derivadas de procesos metamórficos a partir de protolitos sedimentarios. Estas rocas metasedimentarias están expuestas principalmente en el límite entre la unidad máfica y tonalítica, o aparecen como *septos* dentro de ésta última. Las migmatitas metasedimentarias son las que se desarrollan en mayor proporción, poseen una estructura predominantemente estromatítica marcada por la alternancia de bandas leucocráticas (leucosomas) y melanocráticas (mesosomas) y están constituidas por  $Qtz+Pl+Kfs+Bt+Crđ+Grt±Sil$ , sugiriendo que han cruzado la temperatura correspondiente a la segunda isograda de la sillimanita, evolucionando por lo tanto en facies de granulita. De acuerdo a esta paragénesis mineral, los protolitos más probables de las migmatitas metasedimentarias corresponderían a rocas sedimentarias de composición pelítica y grauváquica. Además se destaca en la unidad migmatítica, la alternancia litológica producida por la presencia de bancos cuarcíticos que se interdigitan con metatexitas pelíticas y semipelíticas, lo que confirma la variación en la composición del protolito sedimentario e indica, por lo tanto, la ocurrencia de una estratificación sedimentaria ( $S_0$ ). Además es importante notar la presencia de *resisters* incluidos en las metatexitas y diatexitas, que se caracterizan por preservar una estructura pre-migmatítica que se manifiesta a través de una foliación metamórfica relíctica que es paralela a  $S_0$ . Esto brinda la posibilidad de inferir que las migmatitas presentes en el área de estudio fueron formadas a partir de la anatexis de paquetes metasedimentarios principalmente y que no hay evidencias de deformación posterior a la depositación y previa a la migmatización de la secuencia sedimentaria, tal como ha sido reconocido en otros sectores de las Sierras Pampeanas (Tibaldi et al., 2012).

Cristofolini et al. (2012) determinó datos geocronológicos de circones detríticos en dos rocas metasedimentarias con estructura de migmatita recolectadas en el sector aquí estudiado (muestras VFNO28 y VFNO49). El patrón de distribución de edades de los circones detríticos permitió estimar una edad máxima de depositación de los precursores sedimentarios entre 512-518 Ma, y que las rocas provienen de precursores formados durante el orógeno Pampeano (520 - 530 Ma) y Brasiliano (600

Ma). Estas edades son coincidentes con aquellas de las secuencias sedimentarias del noroeste y centro-oeste de Argentina, tales como las formaciones Negro Peinado y Achavil en el Sistema de Famatina, y el Grupo Mesón en Cordillera Oriental-Puna (Adams et al., 2008, 2010; Collo et al., 2009).

Los resultados termobarométricos calculados en las migmatitas metasedimentarias presentes en la zona de estudio, muestran que se equilibraron en un rango de temperatura de entre 845 a 900 °C y a una presión de aproximadamente  $7,7 \pm 0,5$  kbar, sin registrar variaciones significativas para composiciones de núcleo y borde del granate. Esta homogeneidad observada en su composición química indica que los minerales han alcanzado el equilibrio químico durante el pico metamórfico que los formó y no han sufrido cambios significativos por enfriamiento posterior, de modo que conservan las condiciones de presión y temperaturas originales del mismo. Los valores de presión y temperatura indican que los paquetes sedimentarios se metamorfizaron en condiciones de facies de granulita, lo que es consistente con la paragénesis mineral observada.

Las relaciones de campo muestran que los fundidos generados en las rocas metasedimentarias, migraron y se colectaron, siendo las vías de alimentación de los cuerpos mayores. Esto sugiere que los granitos anatécicos (tipo S) fueron generados por procesos de fusión parcial de la pila metasedimentaria soterrada. Estas observaciones son consistentes con datos experimentales que establecen que la fusión parcial de pelitas y grauvacas, cuando son sometidas a temperaturas superiores a los 750 °C, produce vidrios experimentales cuya composición es muy similar a la de los fundidos identificados en las migmatitas.

Por otro lado, en asociación con las migmatitas metasedimentarias se reconocen cuerpos menores de migmatitas máficas. Éstas últimas poseen una estructura estromatítica a agmatítica, sus mesosomas se caracterizan por presentar relaciones texturales generadas por procesos ígneos a las que se les sobreimpone un retrabajo metamórfico, mientras que sus leucosomas presentan composiciones leucotonalíticas. La relación espacial entre ambas migmatitas sugiere que las migmatitas máficas se fundieron en los mismos niveles estructurales y en condiciones metamórficas equivalentes a las que se equilibraron los protolitos sedimentarios. Tibaldi et al. (2009, 2011) reconocen en el sector central de la sierra de Valle Fértil, más precisamente en una sección a lo largo del arroyo San Juan, las mismas asociaciones litológicas y establecen condiciones de equilibrio en las migmatitas máficas similares a las determinadas para las metasedimentarias, siendo coincidentes con las calculadas en este trabajo. Por otra parte, estos trabajos sugieren que las intrusiones máficas de composición gábrica-diorítica son los protolitos de las

migmatitas máficas y concluyen que la evolución desde rocas ígneas máficas a migmatitas máficas ocurrió por enfriamiento isobárico. Además sugieren que el emplazamiento continuo de magmas debió ser la fuente de calor que mantuvo la secuencia en facies de granulitas sin dejar que el enfriamiento fuera rápido. Las condiciones metamórficas de alta temperatura a relativamente baja presión, sumada al enfriamiento isobárico de la secuencia, son interpretadas convencionalmente como el resultado de un *input* térmico significativo asociado a la advección de calor durante el ascenso de magmas (Barton y Hanson, 1989; Annen y Sparks, 2002).

Las estimaciones termobarométricas determinadas en los paquetes metasedimentarios permiten estimar las profundidades donde las rocas metasedimentarias experimentaron la temperatura del pico metamórfico y, considerando su relación de yacencia con las migmatitas máficas, también se pueden utilizar para inferir las condiciones a las que estas rocas alcanzaron las facies de granulita. Debido a que las migmatitas se encuentran intercaladas con rocas ígneas plutónicas, permiten conocer las condiciones de emplazamiento de estas rocas ígneas asociadas. Las presiones de equilibrio indican que cuando las migmatitas alcanzaron las condiciones del pico térmico, la profundidad de emplazamiento del magmatismo máfico era de aproximadamente 24-25 km. Siguiendo esta línea de argumentación se dedujo que el mayor volumen de magmas máficos ascendió y se emplazó a modo de *sills* hasta los 24-25 km de profundidad. En esta idea, las migmatitas que estaban fundidas habrían actuado como límite mecánico y reológico para el ascenso de los magmas máficos, ya que por el hecho de contener fundido serían menos densas y más susceptibles a comportarse con una reología plástica. Es importante notar que los magmas tonalíticos se emplazaron a profundidades menores que la de los niveles formados por migmatitas metasedimentarias, dado que sistemáticamente las tonalitas aparecen por encima de los paquetes metasedimentarios.

De este modo, tanto el conjunto litológico observado como su distribución espacial son típicas de encontrar en la corteza media de un arco magmático, en este caso en particular es el arco Famatiniano de edad Ordovícica inferior.

Datos geocronológicos, conjuntamente con las características petrológicas y relaciones de campo muestran una constante relación temporal entre las rocas representativas del magmatismo máfico e intermedio (490-465 Ma; Ducea et al., 2010) y las migmatitas que se formaron durante un proceso metamórfico contemporáneo con el magmatismo (~489-470 Ma; Rapela et al., 2007; Gallien et al., 2010; Cristofolini et al., 2012). De manera que, tanto las rocas ígneas como migmatíticas de la zona de estudio se generaron simultáneamente con la configuración

del arco magmático famatiniano (Otamendi et al., 2012; Cristofolini et al., 2010 y 2011) por la intrusión continua de numerosos pulsos de magmas primitivos, máficos e hidratados. Ducea et al. (2010) sugieren que la construcción de una corteza de arco completamente nueva abarcó un periodo de tiempo de aproximadamente 10 Ma. Durante este intervalo de tiempo, y antes de que el arco fuera cerrado por la colisión del Terreno Cuyania, la secuencia plutónica silícica e intermedia rica en cuarzo creció suficiente para dominar desde los niveles medios a superiores de la corteza del arco (Otamendi et al., 2010b).

### **7.c. EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y ESTRUCTURAL**

El análisis estructural de la unidad migmática y los fragmentos refractarios (*resisters*) presentes en las migmatitas, así como también su correlación con las fábricas observadas en las rocas ígneas de la unidad tonalítica han permitido inferir una historia deformacional de múltiples eventos, todos sucedidos bajo un campo de esfuerzos compresionales. Cabe destacar el hecho de que las estructuras pre-migmáticas ( $S_0$ - $S_R$ ), interpretadas como una estratificación sedimentaria y una foliación metamórfica relíctica, no han sido reconocidas en la porción central de la sierra de Valle Fértil (Tibaldi et al., 2012).

El desarrollo de fábricas migmáticas y la generación de granitos anatécicos, ocurridos en condiciones de alta temperatura fueron coetáneas con el magmatismo de arco, y por consiguiente, con las estructuras magmáticas y submagmáticas reconocidas en las rocas ígneas. Las paragénesis minerales asociadas a dichas estructuras indican que la deformación tuvo lugar en condiciones de facies de granulita y son consistentes con las presiones y temperaturas ( $7,7 \pm 0,5$  kbar;  $845^\circ$ - $900^\circ$  °C) estimadas en migmatitas en el área de estudio. Así, estas estructuras migmáticas, magmáticas y submagmáticas a subsólidas de alta temperatura en su conjunto se asocian a la primera etapa de deformación ( $D_1$ ). Por otro lado, se reconoce la presencia de fábricas post-migmáticas asignables a un evento de deformación ( $D_2$ ) que se encuentra asociado a fajas de cizalla, cuya extensión va de escala local hasta regional. En éstas se observan a los rasgos petrológicos primarios parcialmente a totalmente obliterados por el desarrollo de fábricas miloníticas ( $S_{2a}$ ,  $S_{2b}$ ), con rumbos predominantes en dirección NO-SE, en rocas de la denominada unidad milonítica. Las mencionadas estructuras planares registran una evolución bajo condiciones dúctiles-frágiles, en facies de anfibolita a esquistos verdes (Fig. 5.9; 5.10; 5.11; Capítulo 5). Por otro lado, la estructura planar de carácter frágil ( $S_3$ ), asociada a un campo de esfuerzos compresivos de orientación NE-SO, corresponde al evento de deformación

D<sub>3</sub> (Cristofolini et al., 2010; Tibaldi et al., 2012). Es importante aclarar que la orientación de las estructuras generadas por D<sub>3</sub> es similar a la posición espacial de las fábricas generadas durante el evento D<sub>2</sub>. Estos dos últimos eventos se consideran partes de un episodio de deformación progresiva, y estarían vinculados a las etapas de cierre y exhumación del arco magmático Famatiniano, como resultado de la colisión entre el terreno Cuyania y el margen activo de Gondwana Occidental.

#### **7.d. VARIACIONES LATERALES EN EL ARCO MAGMÁTICO FAMATINIANO**

El sector norte de la sierra de Valle Fértil se caracteriza por la presencia de rocas ígneas máficas en el segmento occidental (gabronoritas y gabros), con una gran abundancia de rocas ígneas intermedias (dioritas y tonalitas) en la porción central de la sierra, y en menor proporción rocas plutónicas silíceas (granodioritas) que sólo aparecen esporádicamente en el sector oriental. Los afloramientos granodioríticos son de dimensiones reducidas por lo que es posible afirmar que sólo se observa en esta región la sección basal de la unidad transicional, mientras que la unidad silícea se encuentra ausente, a diferencia de lo reconocido en la fracción central de la serranía donde se observa la columna ígnea completa (Otamendi et al., 2009a).

Por otra parte, la presencia de paquetes metasedimentarios cuyas relaciones de yacencia, mineralogía y condiciones termobarométricas son similares a aquellas observadas en las migmatitas de la porción central del cordón serrano (Otamendi et al., 2008) sugieren que: 1) las profundidades a las que ascendió el mayor volumen de magmas máficos es constante a lo largo de la sierra, dado que el límite reológico determinado por la presencia de migmatitas fue constante al menos a lo largo de 70 km, y 2) que la sección aquí estudiada correspondería a los niveles intermedios a someros de la sección expuesta del arco magmático Famatiniano.

Sin embargo, es necesario resaltar que, a diferencia de lo observado en el sector central del cordón serrano, los afloramientos de migmatitas en la porción norte presentan mayores dimensiones y conservan en su interior estructuras pre-migmáticas que brindan evidencias a cerca de la evolución de los paquetes metasedimentarios previa al desarrollo del primer evento de deformación D<sub>1</sub>. Esto puede deberse a que en la zona central tuvo lugar la intrusión de mayores volúmenes de magma máfico que borraron los rasgos originales de las secuencias metasedimentarias, contrario a lo sucedido en el área de estudio donde pueden observarse procesos asociados a un estado evolutivo previo (Tibaldi et al., 2012).

## CAPÍTULO VIII

### 8. CONCLUSIONES

- En el sector norte de la sierra de Valle Fértil, los rasgos mayores del relieve están controlados por el contexto geológico y el ambiente climático, que determina el tipo y la dinámica de los procesos modeladores. De modo que esta zona se divide, en base a criterios morfoestructurales y a los procesos generadores dominantes, en distintas unidades y subunidades geomorfológicas, siendo las dos unidades mayores: A- Relieves denudativos y B- Depresión intermontada oriental.
- El área de estudio se compone de cuatro unidades litológicas que se denominan: tonalítica, migmática, máfica y milonítica. Las rocas ígneas son dominantes.
- Se observa la ausencia de gneises granodioríticos y tonalíticos y el desarrollo de rocas migmáticas; esta conclusión indica que hay que revisar la hoja geológica 3169-II a escala 1:250.000 realizada por Furque et al. (2003).
- La unidad máfica se ubica en la porción occidental del área de estudio y dentro de ella se reconocen dos asociaciones principales denominadas de acuerdo al tipo litológico dominante como gábrica y diorítica. La primera predomina en el sector oeste, mientras que la asociación diorítica en el este, siendo el contacto entre ambas transicional. Corresponden a gabros hornbléndicos y gabros hornbléndicos piroxénicos, que comprenden las rocas menos evolucionadas de la región en estudio, y, de modo subordinado, dioritas correspondientes a la asociación que lleva su nombre.
- La unidad tonalítica presenta la mayor distribución areal en la región, localizándose en el sector oriental del cordón serrano. En esta unidad además de tonalitas, que son el tipo litológico dominante, se reconoce de modo subordinado la presencia de gabros, dioritas, granodioritas y granitos.
- El hecho de que las rocas de la unidad tonalítica son intruidas por rocas máficas en forma de lentes, diques y/o incluyen enclaves microgranulares, sugiere que el magmatismo máfico fue la principal fuente de las rocas ígneas intermedias en sílice y que la inyección de magmas máficos continuó durante la construcción del arco magmático. La interacción entre las secuencias metasedimentarias que fueron parcialmente fundidas y los magmas máficos produjo la formación de las tonalitas y dioritas (Otamendi et al., 2012).

- En el interior de la unidad tonalítica se reconoce una gradación continua de oeste a este, desde tonalitas hornbléndicas en el segmento más occidental que gradan a tonalitas biotíticas y por último a tonalitas con inyecciones de fundidos graníticos, resultando en el desarrollo de pequeños cuerpos de granodioritas, en la porción oriental de dicha unidad.
- La mezcla física y química de los magmas tonalíticos derivados de precursores ígneos máficos con los magmas graníticos de origen cortical, dio lugar probablemente a la formación de granodioritas de dos variantes texturales, granular y porfírica, hacia los niveles superiores.
- En dioritas, tonalitas y granodioritas se observa la presencia de enclaves máficos correspondientes a precursores menos evolucionados, característica típica de rocas ígneas cogenéticas vinculadas a ambientes de arco.
- El aumento significativo en rocas plutónicas que son más silíceas de oeste a este, refleja de modo indirecto paleopropiedades más someras hacia el este de la sierra.
- La unidad migmatítica se ubica en el límite entre la unidad tonalítica y la máfica o como *septos* en la primera, siendo el contacto neto a transicional. Comprende al conjunto de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios silico-clásticos e ígneos que abarca, como tipos litológicos predominantes, a migmatitas metasedimentarias, migmatitas máficas y cuarcitas impuras. De acuerdo a la estructura de las migmatitas metasedimentarias, se han diferenciado dentro de esta unidad a metatexitas, diatexitas y granitoides anatéticos.
- La paragénesis mineral constituida por  $Qtz+Pl+Kfs+Bt+Crd+Grt\pm Sil$ , sugiere que los protolitos más probables de las migmatitas metasedimentarias corresponderían a rocas sedimentarias de composición pelítica y semipelíticas.
- La alternancia litológica producida por la presencia de bancos cuarcíticos que se interdigitan con metatexitas pelíticas y semipelíticas, confirma la variación en la composición del protolito sedimentario e indica, por lo tanto, la ocurrencia de una estratificación sedimentaria ( $S_0$ ). Además se observa la presencia de *resisters* incluidos en las metatexitas y diatexitas, que se caracterizan por preservar una estructura previa a la foliación migmatítica, la que se manifiesta a través de una foliación metamórfica relíctica, caracterizada por recristalización sin la generación de plegamiento polifásico. De modo que no hay evidencias de deformación posterior a la depositación y previa a la migmatización.
- Los resultados termobarométricos calculados a través de las migmatitas metasedimentarias presentes en la zona de estudio, muestran que se equilibraron en

un rango de 845 a 900 °C y  $7,7 \pm 0,5$  kbar, indicando que los paquetes sedimentarios alcanzaron un pico de metamorfismo en condiciones de facies de granulita.

- La relación espacial entre las migmatitas metasedimentarias y migmatitas máficas sugiere que estas últimas se fundieron en los mismos niveles estructurales y en condiciones metamórficas equivalentes a las que se equilibraron los protolitos sedimentarios.
- La profundidad a la que las migmatitas experimentaron la temperatura del pico metamórfico fue de 24-25 km. Debido a que estas rocas se encuentran intercaladas con las rocas ígneas plutónicas, se infiere que esta fue la profundidad de emplazamiento del magmatismo máfico, actuando las migmatitas como un límite reológico que freno el ascenso de los magmas máficos. Los magmas tonalíticos se emplazaron a profundidades menores, dado que afloran por encima de los paquetes sedimentarios.
- Las rocas ígneas y metamórficas son representativas de la corteza media del arco magmático ordovícico, el cual evolucionó bajo un gradiente térmico alto de 35 a 37 °C/km debido a la intrusión continua de numerosos pulsos de magmas máficos.
- La unidad milonítica se halla distribuida de manera heterogénea en toda la zona de estudio, localizada como fajas discontinuas. Las fábricas de deformación presentes en estas fajas se superponen y retrabajan parcial o totalmente a las fábricas primarias de las litologías ígneas y metamórficas. Está conformada por rocas de la serie milonítica, incluyendo principalmente milonitas y protomilonitas.
- El desarrollo de fábricas migmatíticas y la generación de granitos anatéticos, ocurridos en condiciones de facies de granulita, tuvieron lugar durante el evento  $D_1$ . Este evento fue coetáneo con el magmatismo de arco, y por consiguiente, con las estructuras magmáticas y submagmáticas reconocidas en las rocas ígneas.
- El evento  $D_2$  se encuentra asociado al desarrollo de fábricas miloníticas ( $S_{2a}$ ,  $S_{2b}$ ), con rumbos predominantes en dirección NO-SE, cuya evolución sucedió en condiciones dúctiles-frágiles, en facies de anfíbolita a esquistos verdes.
- La estructura planar de carácter frágil ( $S_3$ ), asociada a un campo de esfuerzos compresivos de orientación NE-SO, corresponde al evento de deformación  $D_3$ .
- Tanto el evento  $D_2$  como  $D_3$  se consideran vinculados a las etapas de cierre y exhumación del arco magmático Famatiniano, como producto de la colisión entre el terreno Cuyania y el margen activo de Gondwana Occidental.
- A diferencia de lo reconocido en el sector central de la misma sierra, en la zona norte sólo se observa la sección basal de la unidad transicional y la unidad silícica está ausente, además los afloramientos de migmatitas presentan mayores dimensiones y

conservan en su interior estructuras pre-migmáticas. Esto sugiere que en la porción central del arco tuvo lugar la intrusión de mayores volúmenes de magma máfico que borraron los rasgos originales de las secuencias metasedimentarias, contrario a lo sucedido en el área de estudio donde pueden observarse procesos asociados a un estado evolutivo previo (Tibaldi et al., 2012).

- La presencia de paquetes metasedimentarios cuyas relaciones de yacencia, mineralogía y condiciones termobarométricas son similares a aquellas observadas en las migmatitas de la porción central del cordón serrano (Otamendi et al., 2008) indican que las profundidades a las que ascendió el magma máfico es constante a lo largo de la sierra, dado que el límite mecánico-reológico determinado por las migmatitas fue constante al menos a lo largo de 70 km y la porción aquí analizada correspondería a los niveles intermedios a someros de la sección expuesta del arco magmático Famatiniano.

**BIBLIOGRAFÍA**

- ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-763, Caracas.
- 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.
- ADAMS, C.J., MILLER, H., TOSELLI, A.J., GRIFFIN, W.L., 2008. The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Nenes Jahrbuch für Geologie und Paläontologie- Abhandlungen* 247, 341e352.
- ADAMS, C.J., MILLER, H., ACEÑOLAZA, F.G., TOSELLI, A.J., GRIFFIN, W.L., 2010. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic-early Paleozoic: detrital zircon UPb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. *Gondwana Research* 19, 71e83.
- ÁLVAREZ, P.P. y RAMOS, V.A., 1999. The Mercedario Rift System in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12(1): 17-31.
- ANNEN, C., SPARKS, R.S.J., 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 937–955.
- ANNEN, C., BLUNDY, J.D. y SPARKS, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47, 505-539.
- ASTINI, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 509-526, Buenos Aires.
- ASTINI, R.A., VACCARI, N.E., 1996. Las secuencias evaporíticas del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 51(1): 97-106, Buenos Aires.
- ASTINI, R. A., DÁVILA, F. M., 2004. Ordovician back arc foreland and Oclroyic thrust belt. Development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, 23: TC4008, doi: 10.1029/2003TC001620.

- AZCUY, L., CARRIZO, H.A., CAMINOS, R., 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. Geología Argentina (Caminos, R.; editor). Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR): 261-318. Buenos Aires.
- BALDO, E.G.A., CASQUET, C., RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., GALINDO, C., FANNING, C.M. Y SAAVEDRA, J., 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Actas 1: 544-547, Pucón.
- BARAZANGI, M. E ISACKS, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- BARTON, M. D., y HANSON, R. B., 1989, Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1051-1065.
- BERMAN, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O CaOMgO- FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*, 29: 445-522.
- BERMAN, R.G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, 75: 328-344.
- BERMAN, R.G., ARANOVICH, L.YA., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaOAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126: 1-24.
- BONALUMI, A. A., y GIGENA, A. A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento de Calamuchitas, Córdoba. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 42:73-81.
- BONALUMI A. A., 1988, Características petrológicas y geoquímicas de los granitoides asociados a la mineralización de manganeso en el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. República Argentina: 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: E 47-E61.
- BOSSI, G.E., 1976. Geología de la Cuenca de Marayes-El Carrizal (Prov. de San Juan, República Argentina) en VI Congreso Geol. Argentino, 21-27 Set. 1975, Bahía Blanca, Bs. As.: Actas 1, 23-38.
- BROGIONI, N., 1990. Geología y petrografía del vulcanismo Mio-Plioceno de la provincia de San Luis. Museo de La Plata. *Revista* 10 (90): 197-214.
- BROWN, G. C., THORPE, R. S., 1985. The Field Description of Igneous Rock. Geological Society of London Handbook Series, 160 p.

- BÜTTNER, S.H., GLODNY, J., LUCASSEN, F., WEMMER, K., ERDMANN, S., HANDLER, R., FRANZ, G., 2005. Ordovician metamorphism and plutonism in the Sierra de Quilmes metamorphic complex: implications for the tectonic setting of the northern Sierras Pampeanas (NW Argentina). *Lithos* 83, 143–181.
- CACHAVILIANI, E., 2011. Mapeo, petrología y emplazamiento del cuerpo gábrico cantera Champaquí, en el área de Santa Rosa de Calamuchita. Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad Nacional de Río Cuarto. 143 p. Río Cuarto, Córdoba.
- CAMINOS, R., 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J. C. M. (Ed.): Segundo Simposio Geología Regional Argentina, 41-80. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- CASQUET, C., BALDO, E., PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., GALINDO, C., FANNING, C.M., SAAVEDRA, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera Terrane in the Famatinian Mobile Belt: geochronological (U–Pb SHRIMP) and metamorphic evidence from Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29, 703–706.
- CASTRO DE MACHUCA, B. y CARRIZO M., 1993. Metamorfismo retrógrado asociado a una zona de falla, Serranías del Desierto, Provincia de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 431-437. Mendoza.
- CASTRO DE MACHUCA, B., CONTE-GRAND, A., MEISSL, E., PONTORIERO, S., RECIO, G., SUMAY, C., 2002. Mineralogy and textures of metagabbros and ultramafic related rocks from La Huerta and Valle Fertil ranges, western Pampean Ranges, San Juan, Argentina. In *Mineralogía y Metalogenia* (Brodtkorb, M.; Koukharsky, M.; Leal, R.; editores). *Congreso de Mineralogía y Metalogenia, No. 6*: 67-75. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B., MORATA, D., ARANCIBIA, G., BELMAR, M., PONTORIERO, S., 2004. Metamorphic evolution of high-grade metagabbros from La Huerta Range, western Pampean Ranges, San Juan, Argentina. *International Geological Congress, No. 32*. CD-ROM Edition. Florence.
- CASTRO DE MACHUCA, B., ARANCIBIA, G., MORATA, D., BELMAR, M., PONTORIERO, S., PREVILEY, L., 2005a. Transformaciones texturales, mineralógicas y químicas en metagabbros afectados por cizallamiento dúctil, Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. Congreso Geológico Argentino, No. 14, *Actas* (CD-ROM). La Plata.

- CASTRO DE MACHUCA, B., ARANCIBIA, G., MORATA, D., BELDAR, M., PONTORIERO, S., 2005b. Early Silurian medium-grade shear zone in the La Huerta range, Western Pampean Ranges, Argentina: implications for Gondwana margin evolution. *Gondwana No. 12: Geological and biological heritage of Gondwana* (Pankhurst, R.; Veiga, G.; editores). Academia Nacional de Ciencias, Abstracts, 93.
- CASTRO DE MACHUCA, B., ARANCIBIA, G., MORATA, D., BELMAR, M., PREVILEY, L., PONTORIERO, S., 2007. P–T–t evolution of an Early Silurian medium grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13, 216–226.
- CASTRO DE MACHUCA, B., ARANCIBIA, G., PREVILEY, L., PONTORIERO, S. y MORATA, D., 2008. Ordovician mylonites from Mesoproterozoic granitoid, Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, San Juan Province. 6<sup>o</sup> South American Symposium on Isotope Geology, CD-ROM edition, 4 p., San Carlos de Bariloche.
- CASTRO DE MACHUCA, B., DELPINO, S., PREVILEY, L., MOGESSIE, A. Y 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.
- CISTERNA, C.E., 2001. Volcanismo subácueo en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56, 16–24.
- CHINCARINI, A. D., MARTINO, R. D., GUERESCHI, A. B., 1998. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 435–444.
- COIRA, B., PÉREZ, B., FLORES, P., KAY, S.M., WOLL, B., HANNING, M., 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. In: Ramos, V., Keppie, J. (Eds.), *Laurentia- Gondwana Connections Before Pangea*, vol. 336. Geological Society of America, pp. 145–170. Special paper.
- COLLO, G., ASTINI, R., 2008. La Formación Achavil: una nueva unidad de bajo grado metamórfico en la evolución cámbrica superior del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 344–362.
- COLLO, G., ASTINI, R.A., CAWOOD, P.A., BUCHAN C., PIMENTEL M., 2009. U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd isotopic features in low-grade metasedimentary

- rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic – early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, London, 116, 1–17.
- COMÍNGUEZ, A., RAMOS, V.A., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: Evidencia de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile*, 18: 3-14.
- COSTA, C.H., 1998. Tectónica cuaternaria en las Sierras Pampeanas. Libro Geología Argentina. SEGEMAR. Buenos Aires.
- CRISTOFOLINI, E.A., OTAMENDI, J.E., TIBALDI, A.M., MARTINO, R.D. y BALIANI, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista Asociación Geológica Argentina* 67 (4): 521-535.
- CRISTOFOLINI, E.A., OTAMENDI, J.E., MARTINO, R.D., BALIANI, I. y TIBALDI, A.M., 2011. Evolución tectónica del margen occidental de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 162-163, Neuquén.
- CRISTOFOLINI, E.A., OTAMENDI, J.E., DUCEA, M.N., PEASON, D., TIBALDI, A.M. Y BALIANI, I., 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from the sierra de Valle Fértil: revealing entrapment of late Cambrian marine successions into the deep roots of the early Ordovician Famatinian Arc. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 77-94.
- CUERDA, A.J., CINGOLANI, C.A., VARELA, R. y SCHAUER, O.C. 1984. Descripción geológica de la Hoja 19 d. Mogna. Servicio Geológico Nacional, Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 192, S8 p., Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C., VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia- Gondwana collision? *Geology*, 20:617-620.
- 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.
- DEBARI, S., 1994. Petrogenesis of the Fiambalá gabbroic intrusion, Northwestern Argentina, a deep crustal syntectonic pluton in a continental magmatic arc. *Journal of Petrology* 35, 679–713.
- DEER, W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN, J., 1996. An introduction to: The rock forming minerals, Longman, 385 p., Inglaterra.
- DEMICHELIS, A., CONIGLIO, J.E., OTAMENDI, J.E., RABBIA, O.M., 1996. Geology and petrology of Sol de Mayo-Inti Yaco metagabbro (Comechingones Ranges, Córdoba). XIII Congreso Geológico Argentino, 5: 413.

- DEMICHELIS, A.H., PAUL, S., SCHONWAND, D., RABBIA, O.M., TIBALDI, A., OTAMENDI, J.E., 2000. Mineralogía y textura de las rocas máficas y sus encajantes en la comarca de Río Grande, Sierras de Comechigones, Argentina. XI Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 605-609.
- DUCEA, M.N., OTAMENDI, J.E., BERGANTZ, G., STAIR, K., VALENCIA, V. Y GEHRELS, G., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics* 29: TC4002, doi: 10.1029/2009TC002615.
- ESCAIOLA, M.P., RAMÉ, G.A., KRAEMER, P.E., 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de Córdoba. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 421-438, Buenos Aires.
- FANNING, C.M., PANKHURST, R.J., RAPELA, C.W., BALDO, E.G., CASQUET, C., GALINDO, C., 2004. K-bentonites in the Argentine Precodillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian arc. *Journal of the Geological Society, London* 161, 747–756.
- FANTINI, R., GROMET, P.L., SIMPSON, C., NORTHROP, C.J., 1998. Timing of the high-temperature metamorphism in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina: implications for Laurentia-Gondwana interactions. In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Actas 2: 388-392. Buenos Aires.
- FLORES, M.A. y CRIADO ROQUE, P., 1972. Cuenca de San Luis. En Leanza A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 567-579, Córdoba.
- FURQUE, G., P. GONZÁLEZ, M. CABALLÉ, L. PÉREZ, R. CARDÓ, M. GODEAS, A. CONDE y J. C. PUCCI, 2003. Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal. Provincias de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 259- 76 p. Buenos Aires.
- GALLIEN, F., MOGESSIE, A., BJERG, E., DELPINO, S., CASTRO DE MACHUCA, B., 2009. Contrasting fluid evolution of granulite facies marbles: implications for a High-T intermediate-P Terrain in the Famatinian range, San Juan, Argentina. *Mineralogy and Petrology* 95, 135e157.
- GALLIEN, F., MOGESSIE, A., BJERG, E., DELPINO, S., CASTRO DE MACHUCA, B., THÖNI, M. y KLÖTZLID, U., 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.

- GIMÉNEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P., INTROCASO, A., 2000. A Crustal 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.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.
- GROMET, L. P. y SIMPSON, C., 2000. Cambrian orogeny in the Sierras Pampeanas, Argentina: ridge subduction or continental collision? *Geological Society of America Abstracts with Programs*. A-505.
- GROMET, L.P., OTAMENDI, J.E., MIRÓ, R., DEMICHELIS, A., SCHWARTZ, J., TIBALDI, A., 2005. The Pampean Orogeny: Ridge Subduction or Continental Collision?. *Gondwana 12 Conference, Abstracts*: p. 185.
- HALLER, M.A., RAMOS, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), *Actas 2*: 66-83, Buenos Aires.
- HOLLAND, T., POWELL, R., 1992. Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist*, 77: 53-61.
- HOLLAND, T.J.B., POWELL, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309–343.
- JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science*, 286: 737- 764.
- KAY, S.M., GORDILLO, C. E., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 25- 44.
- KLINGER LINCE, F., GIMÉNEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P. e INTROCASO, A., 2008. Las estructuras de la Cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 281-287.
- KOHN, M.J., SPEAR, F.S., 2000. Retrograde Net Transfer Reaction (ReNTR) insurance for P–T estimates. *Geology* 28, 1127–1130.
- KRAEMER P. E., ESCAYOLO, M. P., MARTINO R. D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'–32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1- 4): 47-59.

- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- LEAL A., ENDELE S., STENGEL C., HUEHNE K., LOETTERLE J., BARRANTES R., WINTERPACHT A., RAUTENSTRAUSS B., 2003. A novel myosin heavy chain gene in human chromosome 19q13.3. *Gene* 312:165–171.
- LE MAITRE, R., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- LE MAITRE, R., 2002. *Igneous rocks. A classification and glossary of terms.* Cambridge University Press, 236 p.
- LLAMBÍAS, E.J., SATO, A.M., ORTIZ SUÁREZ, A., PROZZI, 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.
- LLAMBÍAS, E.J., QUENARDELLE, S. y MONTENEGRO, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 243–257.
- LÓPEZ DE LUCHI, M.G., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, sierra de San Luis, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 84-87, Tucumán.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G., 2005. The early palaeozoic orogen in the central Andes: a non-collisional orogen comparable to the cenozoic high plateau? In: Vaughan, A., Leat, P., Pankhurst, R. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*, vol. 246. Geological Society London, pp. 257–373. Special Publication.
- LUCERO MICHAUT, N., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. En: Turner, J. C. M. (Ed.): *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*, pp. 293- 348. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- LYONS, P., SKIRROW, R. G., y STUART-SMITH, P. G., 1997. Report on geology and metallogeny of the “Sierras Septentrionales” de Córdoba: province of Córdoba map. Canberra, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization, scale, 1 : 250,000.
- MANNHEIM, R., MILLER, H., 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte* 19A, 159–186.

- MARTINEZ, R., 1994. Estratigrafía del sector Agua de la Peña-Río de la Chilca, Formación Ischigualasto (Triásico superior), Cuenca de Ischigualasto, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan. Inédito. 116 pp.
- MARTINO, R.D., CARIGNANO, C.C. y GUERESCHI, A.B., 2011. Influencia de la tectónica Preandina sobre la tectónica Andina: El caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. 18º Congreso Geológico Argentino, Actas: 204-205, Neuquén.
- Mc CLAY, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, Ed. M Freitas, 160 p.
- MEHNERT, K. R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam. 391 pp.
- MILANA, J.P. y ALCOBER, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la Cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Asociación Geológica Argentina, Revista 49(3-4): 217-235, Buenos Aires.
- MINERA T.E.A., 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 pág. (inédito), San Juan.
- MIRRE, J.C., 1976. Descripción geológica de la Hoja 19-c Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 p., Buenos Aires.
- MULCAHY, S.R., ROESKE, R.M., MCCLELLAND, W.C., RENNE, P.R., JOURDAN, F. e IRIONDO, A., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30: 1-24.
- MURRA, J., BALDO, E., 2001. Metamorfismo y deformación en La Sierra de las Imanas, margen occidental del orógeno Famatiniano, Sierras Pampeanas Argentinas. Congreso Geológico Latinoamericano No. 11, Abstracts, 3: 18. Montevideo.
- MURRA, J. A., BALDO, E. G., 2006. Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 277-298.
- OTAMENDI, J. E., FAGIANO, M. R., NULLO, F. E., CASTELARINI, P. A., 2002. Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (4): 389- 403.

- OTAMENDI, J.E., DEMICHELIS, A.H., RABBIA, O.M., 2003. Petrology of rocks formed by interaction of mafic magmas and high-grade metamorphic rocks at Suya Taco area, northern Sierra de Comechingones, Argentina. *Lithos*, 66: 107-132.
- OTAMENDI, J. E., CASTELLARINI, P. A., FAGIANO, M. R., DEMICHELIS, A. H., y TIBALDI, A. M., 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Res.* 7:1143–1155.
- OTAMENDI, J.E., TIBALDI, A.M., VUJOVICH, G.I., VIÑAO, G.A., 2008. 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* 25, 313–335.
- OTAMENDI, J. E., VUJOVICH, G. I., DE LA ROSA, J. D., TIBALDI, A. M., CASTRO, A., MARTINO, R. D. y PINOTTI, L. P., 2009a. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras de Valle Fértil and la Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 258-279.
- OTAMENDI, J., DUCEA, M., TIBALDI, A., BERGANTZ, G., DE LA ROSA, J., VUJOVICH, G., 2009b. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust of the Famatinian Magmatic Arc. *Journal of Petrology* 50, 841-873. doi:10.1093/petrology/egp022.
- OTAMENDI, J. E., CRISTOFOLINI, E., TIBALDI A., QUEVEDO, I., 2010a. Petrology of mafic and ultramafic layered rocks from the Jaboncillo Valley, Sierra de Valle Fértil, Argentina: implications for the evolution of magmas in the lower crust of the Famatinian arc. *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2009.11.001.
- OTAMENDI, J.E., PINOTTI, L.P., BASEI, M.A.S. y TIBALDI, A.M., 2010b. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina: petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatinian-Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Sciences* 30, 29-45.
- OTAMENDI, J.E., DUCEA, M. y BERGANTZ, G.W., 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53 (4): 761-800.

- PAGE, S., LIMARINO, C. y CASELLI, A., 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 202-208.
- 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, 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., TROUW, R.A.J, 1996. *Microtectonic*. Springer, 289 p.
- PINOTTI, L., CONIGLIO, J., ESPARZA, A., D'ERAMO, F., LLAMBÍAS, E., 2002. Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero Batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 251–265.
- PATIÑO DOUCE, A. E., JOHNSTON, A. D., RICE, J.M., 1993. Octahedral excess mixing properties in biotite: a working model with applications to geobarometry and geothermometry. *American Mineralogist*, 78: 113-131.
- PATTISON, D., CHACKO, T., FARQUHAR, J., MCFARLANE, C., 2003. Temperatures of granulite-facies Metamorphism: Constraints from Experimental Phase Equilibria and Thermobarometry Corrected for Retrograde Exchange. *Journal of Petrology*, 44: 867-900.
- PINOTTI, L., TUBÍA, J. M., D'ERAMO, F., VEGAS, N., SATO, A. M., CONIGLIO, J., ARANGUREN, A., 2006. Structural interplay between plutons during the construction of a batholith (Cerro Aspero batholith, Sierras de Córdoba, Argentina). *Journal of Structural Geology*, 28: 834– 849.
- PONTORIERO, S. y CASTRO DE MACHUCA, B. 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of La Huerta range, province of San Juan, Argentina. 2º South American Symposium of Isotopic Geology, Actas 1: 101-104, Carlos Paz.
- 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.
- RAMOS, V., T. JORDAN, R. ALLMENDINGER, S. KAY, J. CORTÉS y M. PALMA, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 84-106. Bariloche.

- RAMOS, V. A., JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., MPODOZIS, C., KAY, S., CORTÉS, J. M. y PALMA, M. A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5:855-880.
- RAMOS, V.A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174, Ottawa.
- RAMOS, V.A., 1988c. La estructura de la Cordillera Patagónica (47°-49°S) de Argentina y Chile. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 101-114, Santiago.
- RAMOS, V.A., 1989a. Southern South America: an active margin for the past 700 M.y 28th. International Geologic Congress, Abstract 2: 664 p., Washington.
- RAMOS, V.A., 1989b. The birth of Southern South America. *American Scientist*, 77(5): 444-450.
- RAMOS, V. A., KAY, S. M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.
- RAMOS, V. y CORTÉS, J., 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°-33° S Latitude). 2° International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts:233-236, Oxford.
- RAMOS, V.A. y BASEI, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. Symposium on Terrane Dynamics' 97: 140-143, New Zealand.
- RAMOS, V.A., DALLMEYER, D., VUJOVICH, G.I., 1998. Ar/Ar constraints in the age of deformation of the Pie de Palo basement: Implications for the docking of Precordillera and Chilenia. In R.J. Pankhurst and C.W. Rapela (Eds.) *The Proto- Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publication, 142: 143- 158.
- RAMOS, V., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *Evolución tectónica de la Argentina*. Geología Argentina, capítulo 24, 715 p.
- RAPELA, C. W., COIRA, B., TOSELLI, A., SAAVEDRA, J., 1992. The Lower Paleozoic magmatism of southwestern Gondwana and the evolution of the Famatinian orogene. *International Geology Review*, 34 (11):1081-1142.
- RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J., TOSELLI, A. y PELLITERO, E., 1996. El plutonismo fuertemente peraluminoso de las Sierras Pampeanas Orientales. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 5:337-354.

- RAPELA, C.W., PANKHURST, R., CASQUET, C., BALDO, E., SAAVEDRA, J., GALINDO, C., 1998a. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26(8): 707-710.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., BALDO, E.G.A., SAAVEDRA, J., GALINDO, C., 1998b. Las colisiones continentales Pampeana y famatiniana. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6 ° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 404 p.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R., BALDO, E., CASQUET, C., GALINDO, C., FANNING, C. y SAAVEDRA, J., 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: new U-Pb SHRIMP ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. *Proceedings III South American Symposium of Isotope Geology* 3, 616-619.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., FANNING, C.M., BALDO, E., GONZALEZ-CASADO, J., GALINDO, C. Y DALHQUIST, J., 2007. The Rio de la Plata Craton and assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review* 83: 49-82.
- ROESKE, S., MCCLELLAND, W., CAIN, J., MULCAHY, S., VUJOVICH, G. y IRIONDO, A., 2005. Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de la Huerta, Argentina. In Pankhurst, R. and Veiga, G. (eds.) *Geological and Biological Heritage of Gondwana, Abstracts Gondwana 12*: 315, Córdoba.
- ROSELLO, E., M. MOZETIC, P. COBBOLD, M. DE URREIZTIETA y D. GAPAIS, 1996a. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 187-194. Buenos Aires.
- ROSELLO, E., M. MOZETIC, P. COBBOLD, M. DE URREIZTIETA, D. GAPAIS y O. LÓPEZ GAMUNDI, 1996b. The Valle Fértil flower structure and its relationships with the Precordillera and Pampean Ranges, (30°- 32°S), Argentina. 3° International Symposium on Andean Geodynamics: 481-484. St. Malo, Francia.
- ROSSI, J.N., TOSELLI, A.J., SAAVEDRA, J., SIAL, A.N., PELLITERO, E. y FERREIRA, V.P., 2002. Common crustal source for contrasting peraluminous facies in the Early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina. *Gondwana Research*, 5 (2): 325-337.
- SAAVEDRA, J., TOSELLI, A., ROSSI, J., PELLITERO, E., DURAND, F., 1998. The early palaeozoic magmatic record of Famatina system: a review. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, vol. 142. Geological Society London, pp. 283–295. Special Publication.

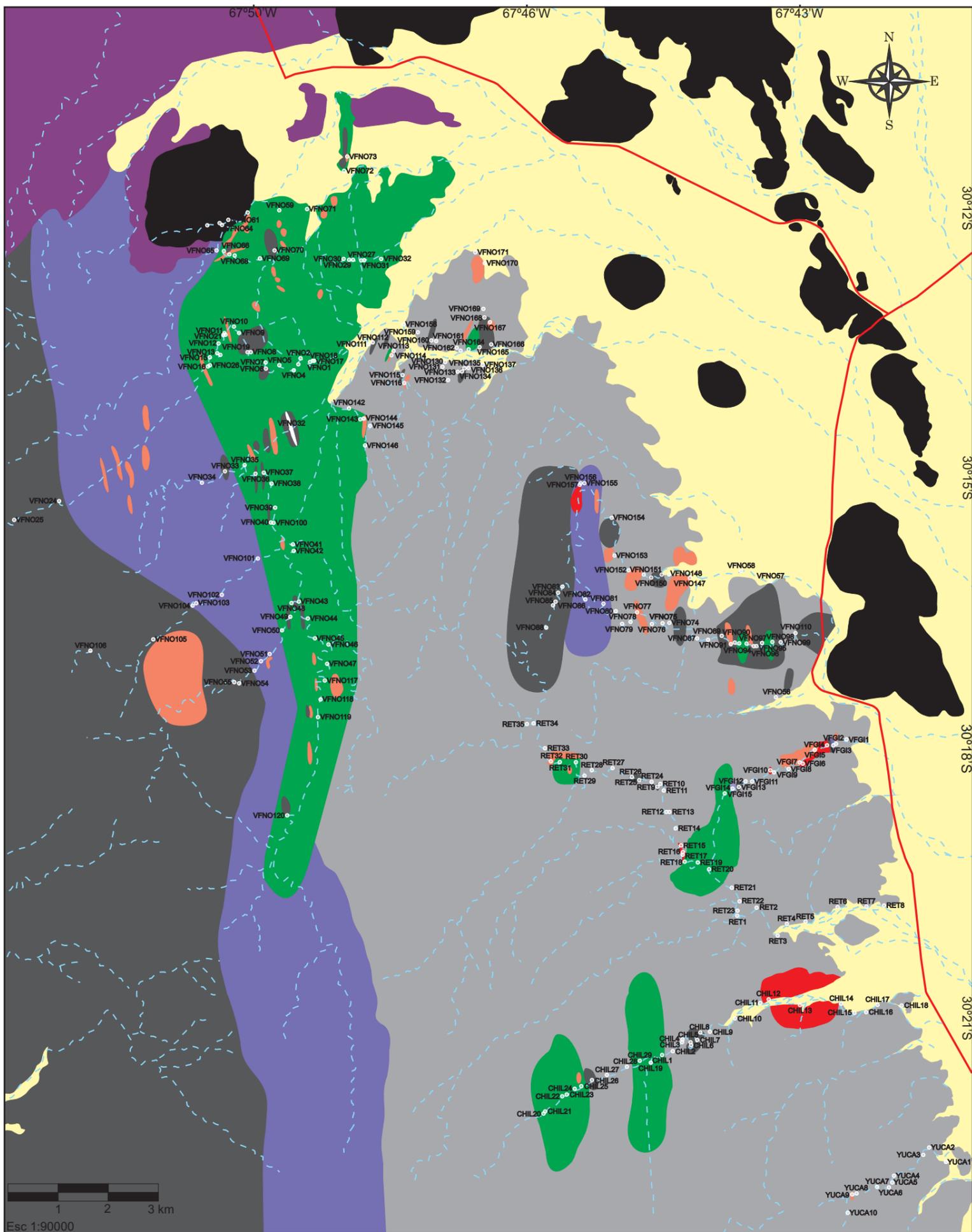
- SATO, A. M., GONZÁLEZ, P. D., LLAMBÍAS, E. J., 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 487- 504.
- SCHONWANANDT, D., 2000. Estudio de los cuerpos gabro-dioríticos del Río Grande en el Area de Cerro Pelado, dpto. Calamuchita, Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad Nacional de Río Cuarto. 62 p. Río Cuarto, Córdoba.
- SCHWARTZ JOSHUA J., GROMET L. PETER y MIRÓ ROBERTO, 2008 Timing and Duration of the Calc-Alkaline Arc of the Pampean Orogeny: Implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian Evolution of Western Gondwana. *The Journal of Geology*, volume 116, p. 39–61.
- SELLEY, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Eds: Chapman & Hall, 445 p.
- SIMS, J., IRELAND, T. R., CAMACHO, A., LYONS, P., PIETERS, P. E., SKIRROW, R., STUART-SMITH, P. G. y MIRÓ, R., 1998. U-Pb, Th-Pb, and Ar-Ar geochronology from the Southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. *In* Pankhurst, R. J., and Rapela, C. W., eds. *The proto-Andean margin of Gondwana*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 142:259–281.
- SOLLNER, F., LEAL, P. R., MILLER, H., y BRODTKORB, M. K., 2000. Edades U/Pb in circones de la riodacite de la Sierra de Ambargasta, provincia de Córdoba. *In* Schalamuk, I.; Brodtkorb, M. K.; and Etcheverry, R., eds. *Mineralogía y metalogenia*. La Plata, Instituto de Recursos Minerales, p. 465–469.
- SPEAR, F.S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, 799 p., Washington.
- STRECKEISEN, 1976. (Ver CASTRO DORADO, A., 1989. *Petrografía básica. Textura, clasificación y nomenclatura de rocas*. Ed: Paraninfo S.A., Madrid. 143 p).
- STUART-SMITH, P., MIRÓ, R., PIETERS, P., LYONS, P., SIMS, J., CAMACHO, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas 2:147-148.
- STUART-SMITH, P.G., CAMACHO, A., SIMS, J.P., SKIRROW, R.G., LYONS, P., PIETERS, P.E., BLACK, L.P. y MIRÓ R., 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. *En* Ramos, V.A. y Keppie, J.D. (eds.) *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America, Special Paper 336: 87-114.

- SUVIRES G. M., 1996. Mapa geomorfológico San Juan. Junta de Andalucía, Gobiernos y Universidades de la Región Andina Argentina. Sistema Físico Ambiental de Cuyo, provincia de Mendoza. Argentina.
- TIBALDI, A., M., 2006. Petrogénesis de rocas híbridas asociadas con plutonismo máfico en la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Tesis de Doctorado (Inédito). Universidad Nacional de Río Cuarto. 459 p. Río Cuarto, Córdoba.
- TIBALDI, A., M., 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. Actas 1: 259-268.
- TIBALDI, A., OTAMENDI, J., CRISTOFOLINI, E., VUJOVICH, G., MARTINO, R., 2009. Condiciones de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la Sierra de Valle Fértil: implicancias en la constitución del arco Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 487-503.
- TIBALDI, A., OTAMENDI, J., CRISTOFOLINI, E. y BALIANI, I., 2010. Petrología y termobarometría del sector norte de la Sierra de Valle Fértil: un aporte a la reconstrucción del segmento norte del arco Famatiniano. 10º Congreso de Mineralogía y Metalogía, 373 p., Río Cuarto, Córdoba.
- TIBALDI, A.M., ÁLVAREZ-VALERO, A.M., OTAMENDI, J.E., CRISTOFOLLINI, E.A., 2011. Formation of paired pelitic and gabbroic migmatites: an empirical investigation of the consistency of geothermometers, geobarometers, and pseudosections. *Lithos* 122, 57–75.
- TIBALDI, A., CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., BALIANI, I. y GAIDO, G., 2012. Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (2): 250-260.
- TIBALDI ALINA M., OTAMENDI JUAN E., CRISTOFOLINI EBER A., BALIANI IGNACIO, WALKER BARRY A. JR., BERGANTZ GEORGE W., 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics* Volume 589, Pages 151–166.
- 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. In: *Proceedings of the Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, vol. 5. pp. 443–462

- TURNER, J.C., MÉNDEZ, V., 1979. Puna. In: Leanza, E.F. (Ed.), Proceedings of the II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. pp. 117–142.
- VARELA, R., BASEI, M.A.S., SATO, A.M., GONZÁLEZ, P.D., SIGA JR., O., CAMPOS NETO, M.DA C. y CINGOLANI, C., 2003. Grenvillian basement and Famatinian events of the Sierra de Umango (29° S): a review and new geochronological data. Enviado a 4° South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brasil.
- 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 (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. 81 p. Río Cuarto, Córdoba.
- VUJOVICH, G., GODEAS, M., MARIN, G., PEZZUTTI, N., 1996. El complejo magmático de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: 465-475, Buenos Aires.
- VUJOVICH, G.I., CHERNICOFF, J., TCHILIGUIRIAN, P., GODEAS, M., MARÍN, G., PEZZUTTI, N., SEPÚLVEDA, E., 1998. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, Provincias de San Juan y La Rioja. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 54 p. Buenos Aires.
- VUJOVICH, G.I., OSTERA, H.A., 2003. Evidencias del Ciclo Pampeano en el basamento del sector noroccidental de la sierra de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista 58 (4): 541-548.
- YÁÑEZ, G.A., RANERO, C.R., VON HUENE, R. y DÍAZ, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325- 6345.
- ZARDINI, R.A., 1971. Geología regional y depósitos minerales de la provincia de San Juan, República Argentina – Parte I: Sierras Pampeanas. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 26: 265-271.

# ANEXO I

MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN Y MUESTREO EN EL SECTOR NORTE DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, ENTRE LA LOCALIDAD DE BALDES DEL ROSARIO Y EL PARQUE PROVINCIAL ISCHIGUALASTO, DEPARTAMENTO VALLE FÉRTIL, SAN JUAN

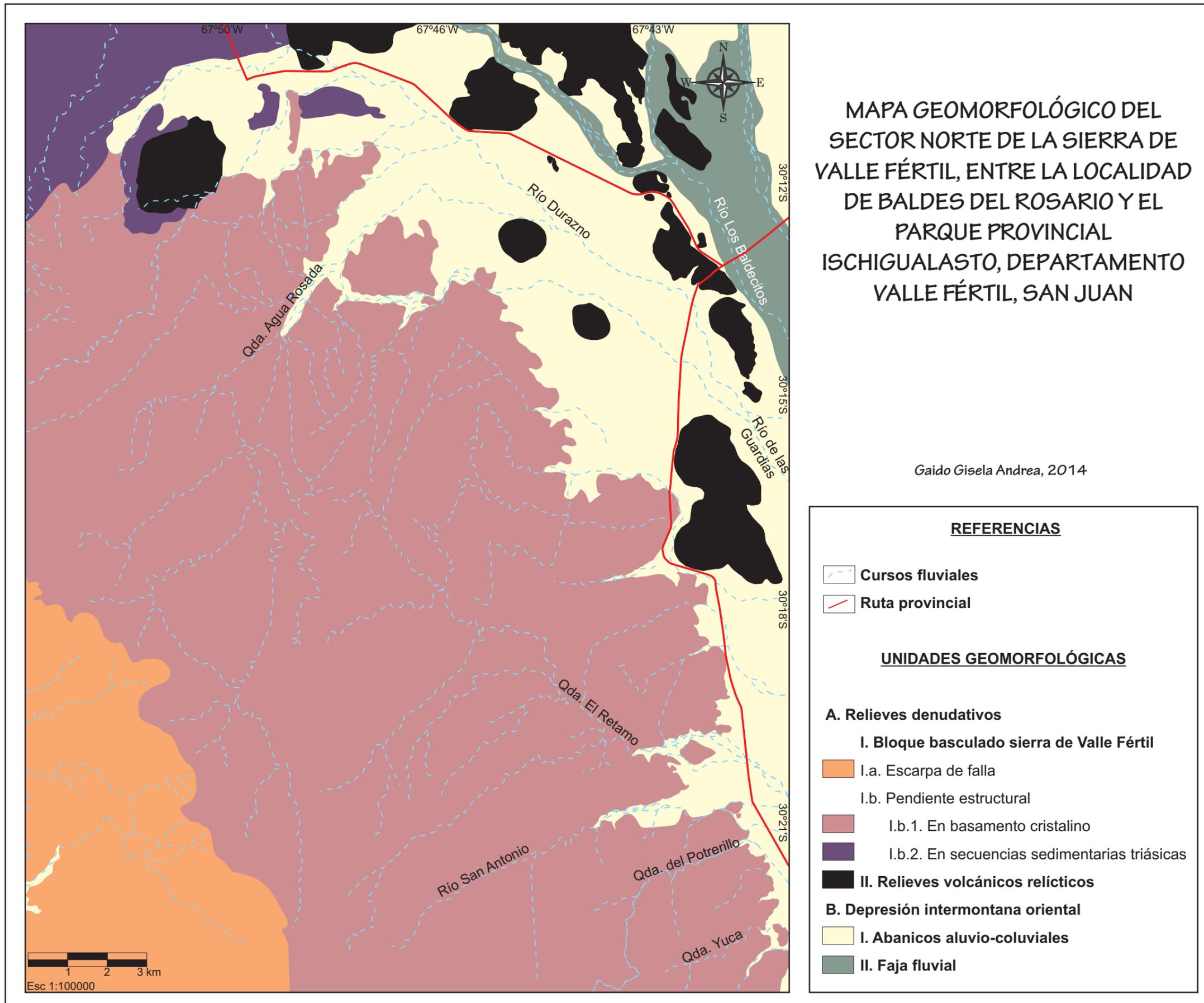


**REFERENCIAS**

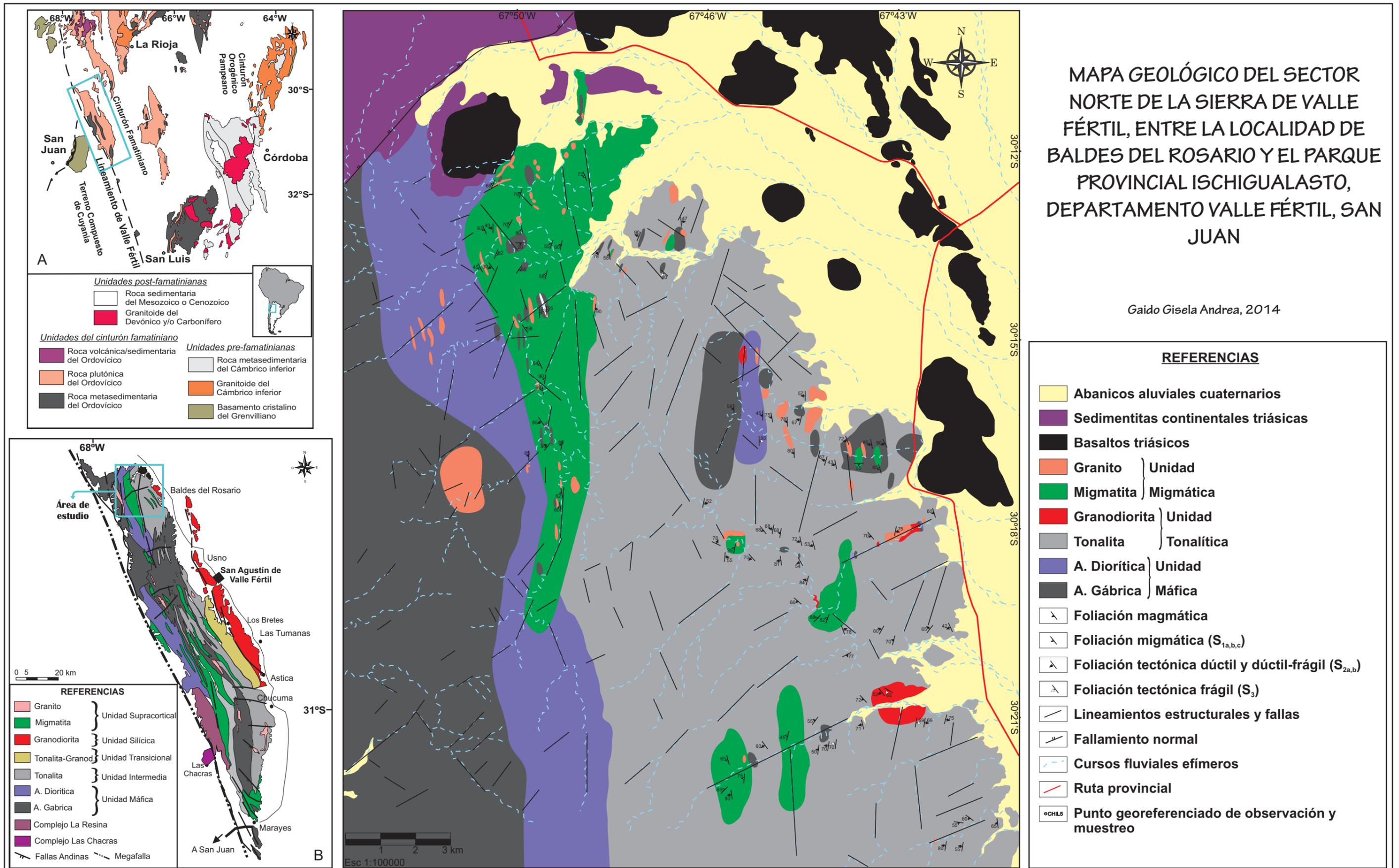
- |  |   |
|--|---|
|  Abanicos aluviales cuaternarios      |  A. Diorítica } Unidad                           |
|  Sedimentitas continentales triásicas |  A. Gábrica } Máfica                             |
|  Basaltos triásicos                   |  Cursos fluviales efímeros                       |
|  Granito } Unidad                     |  Ruta provincial                                 |
|  Migmatita } Migmática                |  Punto georeferenciado de observación y muestreo |
|  Granodiorita } Unidad                |   |
|  Tonalita } Tonalítica                |   |

Gaido Gisela Andrea, 2014

- Figura 1 -



- Figura 2 -



- Figura 3 -

# ANEXO II

## II. a. ANÁLISIS MODAL

**Tabla 1:** Análisis modal de la composición de las distintas litologías del área de estudio.

Muestra	Litología	Unidad litológica	Qtz (%)	Pl (%)	Kfs (%)	Bt (%)	Hbl (%)	Cpx (%)	Opx (%)	Op (%)	Ap (%)	Zrn (%)	Ep (%)	Chl (%)	Crđ (%)	Grt (%)
RET 22	Tonalita	Tonalítica	40,3	39,7	0	16,9	0	0	0	1,3	0	0,9	0	0,9	0	0
VFNO 137	Tonalita	Tonalítica	32,3	37,2	0	17,3	10,9	0	0	0,5	0,9	0,6	0	0,3	0	0
CHIL 4B	Granodiorita	Tonalítica	47,1	25,7	6,6	15,8	2,6	0	0	0,4	0,8	1	0	0	0	0
YUCA 9A	Monzogranito	Migmática	47,7	18,1	29,9	3,6	0	0	0	0	0	0,6	0,1	0	0	0
VFNO 24	Gabro hornbléndico piroxénico	Máfica	2,9	43,2	0	0	8,7	19,5	21,9	3,4	0	0,4	0	0	0	0
VFNO 55	Gabro hornbléndico	Máfica	1,5	24,8	0	4	66,6	0	0	1,4	0,1	1,1	0	0,5	0	0
VFNO 51	Diorita	Máfica	8,3	66,2	0	12,8	15	0	0	0,8	0,2	0,5	0	0,2	0	0
RET 18A	Metatexita	Migmática	33,5	21,3	0	12,5	0	0	0	1,3	0	0,9	0	0	28,5	2

Muestra	Litología	Unidad litológica	Q	A	P
RET 22	Tonalita	Tonalítica	50,4	0,0	49,6
VFNO 137	Tonalita	Tonalítica	46,5	0,0	53,5
CHIL 4B	Granodiorita	Tonalítica	59,3	8,3	32,4
YUCA 9A	Monzogranito	Migmática	49,8	31,2	18,9
VFNO 24	Gabro hornbléndico piroxénico	Máfica	6,3	0,0	93,7
VFNO 55	Gabro hornbléndico	Máfica	5,7	0,0	94,3
VFNO 51	Diorita	Máfica	11,1	0,0	88,9
			<b>PI</b>	<b>Px</b>	<b>Hbl</b>
VFNO 55	Gabro hornbléndico	Máfica	27,1	0,0	72,9
VFNO 24	Gabro hornbléndico piroxénico	Máfica	46,3	44,4	9,3

**Nota:** Las abreviaturas de los minerales son de acuerdo a Kretz (1983).

## II. b. FICHAS PETROGRÁFICAS

### **Muestra N°: RET 1A**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Hbl, Bt, Px

Accesorios: Ap, Zrn, óxidos

Secundarios:

##### 3) Clasificación: TONALITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Se presenta de forma anheda y tamaño de grano medio. Algunos cristales se observan zonados y con inclusiones de biotita. En cuanto al maclado, se destacan las maclas polisintéticas y, en menor medida, de dos individuos. En cuanto a las primeras, se identifican acuñadas evidenciando deformación en los cristales.

*Cuarzo:* sigue en abundancia a la plagioclasa. Se trata de cristales anhedros de tamaño principalmente medio. Posee extinción ondulosa y fracturas irregulares. Se destaca la recristalización del mismo en torno a los cristales de hornblenda y biotita.

*Hornblenda:* su contenido es menor que el de los minerales anteriormente descritos. Sus cristales son de forma anheda, tienen clivaje en dos direcciones e inclusiones de biotita. Se caracterizan por su color verde y su pleocroísmo moderado que varía de verde claro a oscuro.

*Biotita:* está presente en un porcentaje similar al de hornblenda. Su forma es subhedra con clivaje en una dirección, color pardo oscuro y un moderado pleocroísmo. Se destacan los halos pleocroicos como consecuencia de las inclusiones de circón. Algunos cristales se observan alterados.

*Piroxeno:* se trata posiblemente de ortopiroxeno, que se identifica como núcleos o relictos en biotita. Se observa pasando a ésta última y en sus bordes, se destaca la presencia de óxidos.

*Apatito y circón:* se encuentran en baja proporción como pequeños cristales de inclusión. Sus formas son subredondeadas y, en el caso del circón, produce halos pleocroicos.

*Óxidos:* se encuentran en los bordes de los piroxenos relícticos.

5) Observaciones: la hornblenda pasa a biotita identificándose cuarzo recristalizado en los bordes.

### **Muestra N°: RET 1B**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: bandeada curva

2) Composición mineral:

Esenciales: Bt, Pl, Qtz, Opx

Accesorios: Ap, Zrn

Secundarios: Ep

3) Clasificación: GABRO BIOTÍTICO

4) Descripción de los minerales:

*Biotita:* es el mineral de mayor predominancia. Se observan aglutinaciones del mismo, formando una textura típica de intercrecimiento, que se refleja en la muestra como una microestructura bandeada curva. Su forma es subhedra con inclusiones de apatito y halos pleocroicos con circón. Algunos cristales se observan con bordes aserrados y otros se distinguen deformados distinguiéndose el clivaje curvado.

*Plagioclasa:* su contenido es menor al de la biotita. Su forma es anhedra con un tamaño de grano que varía de fino a medio. En ciertos cristales se observan maclas polisintéticas acuñadas e inclusiones de biotita.

*Cuarzo:* su porcentaje es inferior al de los minerales anteriores. Se trata de cristales anhedros que presentan, en su mayoría, un tamaño fino. En algunos casos, aparece como inclusiones en la biotita y sino se encuentra intercrecido entre las mismas. Su extinción es ondulosa.

*Epidoto:* se presenta en una proporción menor que la de los minerales anteriores. Su color es pardo claro, su relieve alto y carece de pleocroísmo. Se identifica por su alto color de interferencia.

*Ortopiroxeno*: se encuentra en baja proporción. Su forma es anhedra, su color pardo claro, su relieve alto y carece de pleocroísmo. Se caracteriza por poseer un color de interferencia de primer orden.

*Apatito y circón*: son los minerales que se presentan en más bajo porcentaje, encontrándose como inclusiones de forma subredondeada. En el caso del circón, se destaca por su relieve y color de interferencia alto, y por el desarrollo de halos pleocroicos. Mientras que el apatito es incoloro y posee un color de interferencia de primer orden.

### **Muestra N°: RET 2A**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt, Hbl

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ser, Ep

##### 3) Clasificación: TONALITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Corresponde a cristales subhedros a anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Sus inclusiones son de biotita, óxidos, cuarzo y circón. Presenta maclas polisintéticas que son localmente acuñadas y flexuradas. Además se observa alteración sericitica.

*Cuarzo*: su contenido es inferior que el de la plagioclasa. Su forma es anhedra con bordes lobulados a irregulares y su tamaño de grano, medio. Se encuentra altamente fracturado de manera irregular y posee inclusiones de biotita. Su extinción es ondulosa.

*Biotita*: su contenido es alto aunque inferior que el de los minerales anteriores. Se trata de cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño medio a fino, pudiendo encontrarse tanto como inclusiones en cuarzo y plagioclasa como rellenando los intersticios. Se identifican inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Hornblenda*: se halla en bajo porcentaje, tratándose de cristales esqueléticos de tamaño medio rodeados por cuarzo y plagioclasa. Su color es verde con un

pleocroísmo moderado que varía de verde claro a oscuro. Se distingue su paso a biotita.

*Circón y óxidos:* se encuentran a modo de inclusiones de tamaño fino y hábito subredondeado o, en el caso del circón, también prismático. Su relieve y color de interferencia son elevados y se destaca por el desarrollo de halos pleocroicos.

*Sericita:* es producto de la alteración en la plagioclasa.

*Epidoto:* se encuentra en baja proporción asociado a la biotita. Su forma es subhedra y su tamaño de grano, medio a fino. Su relieve y color de interferencia son altos.

### **Muestra N°: RET 2B**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: bandeada fina

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt, Hbl

Accesorios: Ap, Zrn

Secundarios: Chl

3) Clasificación: TONALITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Presenta un tamaño de grano variable, de fino a medio, siendo su forma anhedra con bordes lobulados. Posee un maclado polisintético, que en algunos sectores se acuña en los bordes con extinción ondulosa y en otros se flexura, además se observan maclas de dos individuos y combinadas albita+Carlsbad. Se identifican fracturas irregulares e inclusiones de biotita y cuarzo.

*Cuarzo:* sigue en abundancia al mineral anteriormente descrito. Su forma es anhedra con bordes lobulados y tamaño medio, destacándose la presencia de fracturas irregulares e inclusiones de biotita y apatito. Su extinción es ondulosa. En ciertas zonas de la muestra se identifica su recristalización, reflejada en la disminución del tamaño de grano.

*Biotita:* se encuentra en una proporción menor, observándose intercrecida entre el cuarzo y la plagioclasa y como inclusiones dentro de ésta última. Tiene forma subhedra con bordes aserrados e inclusiones de circón. Es de color pardo con un

pleocroísmo que varía desde pardo claro a oscuro. Se distingue cierta orientación de los cristales formando bandas finas. Se debe resaltar la desferrización de la biotita y su alteración a clorita.

*Hornblenda:* se presenta en bajo porcentaje, como cristales anhedros a subhedros de tamaño medio. Sus bordes son difusos al observarse su paso a biotita. Su color es verde con un marcado pleocroísmo que varía de verde claro a oscuro. Se caracteriza por su clivaje en dos direcciones y su extinción oblicua con respecto a una de las direcciones de exfoliación.

*Apatito:* se identifica como inclusiones subredondeadas de tamaño pequeño y relieve alto. Es incoloro con ausencia de pleocroísmo y su color de interferencia es de primer orden.

*Circón:* se presenta como inclusiones de tamaño pequeño y forma subredondeada. Se destaca por su birrefringencia alta.

### **Muestra N°: RET 7**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: bandeada dada por la alternancia en el tamaño de grano

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Hbl, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ser

##### 3) Clasificación: TONALITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia en la muestra, presentándose como cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Los de mayor tamaño forman porfiroclastos rodeados por biotita y hornblenda. Se caracterizan por la presencia de un maclado polisintético, acuñado y, frecuentemente, flexurado y de dos individuos. Se destaca alteración sericitica e inclusiones de óxidos, biotita y hornblenda.

*Cuarzo:* se encuentra en una proporción inferior que la plagioclasa. Su forma es anhedra con bordes curvos o irregulares y su tamaño de grano, medio a fino. Los cristales de tamaño fino son producto de la recristalización dinámica en las sombras

de presión de los porfiroclastos de plagioclasa o de cuarzo. Presentan fracturas concoides e inclusiones de biotita. La extinción es ondulosa y en damero.

*Hornblenda:* su contenido es menor que el de los minerales anteriores. Se trata de cristales subhedros o anhedros con bordes lobulados o irregulares, de tamaño medio a fino y, localmente, con inclusiones de cuarzo. Los de menor tamaño se localizan a modo de inclusiones. Algunos cristales de tamaño medio poseen núcleos poiquilíticos con cuarzo. Su color es verde con un pleocroísmo moderado desde verde claro a oscuro. Se observa su alteración a biotita, siendo difuso, muchas veces, su contacto con la misma.

*Biotita:* se desarrolla en un porcentaje similar que el de la hornblenda. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio a fino. Puede identificarse como inclusiones en cuarzo y plagioclasa, rellenando los intersticios, formando aglomeraciones o dentro de las sombras de presión de los porfiroclastos. Presenta inclusiones subredondeadas o prismáticas de circón con halos pleocroicos.

*Circón y óxidos:* corresponden a inclusiones subredondeadas y también, en el caso del circón, prismáticas. El circón posee relieve y color de interferencia altos.

*Sericita:* es producto de la alteración en la plagioclasa.

5) Observaciones: presenta un alto grado de deformación dúctil. La deformación se concentra en el sector donde el tamaño de grano es mayor.

### **Muestra N°: RET 8A**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano principalmente fino

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Opx, Cpx, Hbl, Qtz

Accesorios: óxidos, Zrn

Secundarios:

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO PIROXÉNICO

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Su forma es anhedra con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano, medio a fino. Presenta maclado

polisintético, que puede encontrarse acunado, y de dos individuos. En los cristales de tamaño medio se destaca la presencia de inclusiones de óxidos y biotita.

*Hornblenda:* su contenido es ligeramente inferior que el de la plagioclasa. Se trata de cristales subhedros a anhedros con bordes irregulares, de tamaño fino y con inclusiones de óxidos y circón. De modo localizado, se observan maclas de dos individuos.

*Ortopiroxeno:* se encuentra en un porcentaje menor que el de los minerales anteriores. Corresponde a cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Presenta clivaje en dos direcciones, color verde o rosa pálido e inclusiones de óxidos y hornblenda. Además se identifican cristales con núcleos poiquilíticos con inclusiones de plagioclasa.

*Clinopiroxeno:* su porcentaje es inferior que el del ortopiroxeno. Se presenta como cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Aunque también se identifican cristales esqueléticos. Posee clivaje en dos direcciones e inclusiones de óxidos, plagioclasa y hornblenda.

*Cuarzo:* su contenido es bajo, localizándose como cristales subredondeados de tamaño fino.

*Óxidos:* corresponden a inclusiones subredondeadas de tamaño fino, aunque también se observan cristales anhedros de tamaño mayor.

*Circón:* constituye inclusiones pequeñas de forma subredondeada o prismática. Se caracteriza por su relieve y color de interferencia altos.

5) Observaciones: en afloramiento se distinguen capas de rubrefracción.

### **Muestra N°: RET 9A**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Hbl, Pl, Qtz

Accesorios: Bt, Ap, Zrn, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Hornblenda:* es el mineral de mayor abundancia. Su tamaño de grano es medio y su forma, anheda con bordes irregulares y clivaje en dos direcciones. Su color es verde con un pleocroísmo que varía de verde a pardo. En algunos cristales se observan maclas de dos individuos y pueden contener inclusiones de biotita, cuarzo, apatito y óxidos. Se destaca su alteración a biotita, donde sus bordes son difusos.

*Plagioclasa:* su contenido es menor que el de la hornblenda. Se presentan con forma anheda, bordes lobulados y tamaño de grano medio a fino. En ciertos sectores se destaca su extinción ondulosa. Se observan maclas polisintéticas, así como también de dos individuos. Con respecto a las primeras, se observan acuñadas hacia los bordes de algunos cristales. Sus cristales muestran alteración sericítica.

*Cuarzo:* se desarrolla en un bajo porcentaje, siendo su tamaño de grano principalmente fino y su forma, anheda con bordes principalmente subredondeados. Su extinción es ondulosa.

*Biotita:* su contenido es inferior que el de los minerales anteriormente descritos. Presenta forma subhedra, tamaño medio a fino y clivaje en una dirección. Se destaca su alteración a clorita.

*Apatito, circón y óxidos:* se presentan en baja proporción como inclusiones pequeñas de forma subredondeada y, en el caso del circón, también prismática. El apatito y el circón se destacan por su relieve alto. En el caso de los óxidos, se encuentran principalmente en la hornblenda.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con clivaje en una dirección y color verde, mientras que sus colores de interferencia son anómalos.

*Sericita:* es producto de la alteración de la plagioclasa.

5) Observaciones: se identifica uralitización.

### **Muestra N°: RET 10**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Hbl, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ser

### 3) Clasificación: TONALITA

#### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* se encuentra en un alto porcentaje, siendo su forma anheda con bordes curvos o irregulares y su tamaño de grano medio a grueso. Se observan las maclas de dos individuos y las polisintéticas, que pueden estar acuñadas y flexuradas. Algunos cristales se aprecian zonados. Localmente, se desarrollan como porfiroclastos. Se destacan las inclusiones de óxidos y biotita y su alteración sericítica.

*Cuarzo:* su contenido es inferior que el de la plagioclasa, siendo su forma anheda con bordes lobulados o irregulares y su tamaño de grano fino a grueso. Algunos cristales forman porfiroclastos, pudiendo haber cristales de grano fino en sus sombras de presión. Además se distinguen mirmequitas, fracturas concoides a irregulares e inclusiones de óxidos y biotita. Se identifica una extinción ondulosa, en damero y el desarrollo de subgranos elongados.

*Hornblenda:* su proporción es inferior que la de los minerales anteriormente descriptos. Su forma es subhedra a anheda con bordes lobulados o irregulares y su tamaño de grano, medio. Presenta clivaje en dos direcciones, inclusiones de cuarzo y color verde con pleocroísmo moderado desde verde claro a oscuro. Se distingue su alteración a biotita.

*Biotita:* se desarrolla en un porcentaje menor que el resto de los minerales esenciales. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio. Se encuentra como inclusiones en plagioclasa y cuarzo, rellenando los intersticios o formando aglomeraciones. Posee inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Óxidos y circón:* se reconocen como pequeñas inclusiones subredondeadas y también, en el caso del circón, prismáticas.

*Sericita:* es producto de la alteración en la plagioclasa.

#### 5) Observaciones: deformación dúctil sobre la muestra.

### **Muestra N°: RET 12**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: granolepidoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: esquistosidad milonítica

## 2) Composición mineral:

### Esenciales:

- Matriz: Bt, Qtz
- Porfiroclastos: Pl

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ser

## 3) Clasificación: MILONITA

## 4) Descripción de los minerales:

### Matriz

*Biotita*: es el mineral de mayor abundancia en la matriz. Se trata de cristales de forma subhedra con extremos aserrados y tamaño de grano fino. Se encuentra formando bandas alrededor de los porfiroclastos, por lo que los cristales están flexurados. Además se desarrollan en las sombras de presión y como inclusiones en los porfiroclastos de plagioclasa.

*Cuarzo*: su contenido es ligeramente inferior que el de la biotita. Su forma es anhedra y su tamaño de grano, fino. Se disponen a modo de cintas, junto con la biotita, que rodean a los porfiroclastos y también forman las sombras de presión. Además se distinguen granos de tamaño medio que se encuentran flexurados y elongados con extinción ondulosa.

### Porfiroclastos

*Plagioclasa*: compone la mayor parte de los porfiroclastos, siendo su forma subhedra o anhedra con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano medio. Presenta maclas polisintéticas, acuñadas y flexuradas, y de dos individuos, además de inclusiones alineadas, de manera local, de óxidos, biotita y circón. Se trata de porfiroclastos tipo sigma y delta con sombras de presión constituidas por biotita y cuarzo de grano fino. Algunos se encuentran zonados composicionalmente. También se reconoce rotación de los porfiroclastos y alteración sericítica.

*Circón y óxidos*: corresponden a inclusiones diminutas de forma subredondeada o prismática. Con respecto al circón, posee relieve y birrefringencia altos.

*Sericita*: producto de la alteración de la plagioclasa.

## **Muestra N°: RET 15**

### **Observación microscópica:**

#### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Kfs, Bt

Accesorios: Zrn

Secundarios: Chl, Ep

3) Clasificación: GRANODIORITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia. Presenta forma anheda con bordes irregulares y de tamaño medio. Se identifica el característico maclado polisintético, que en algunos cristales se acuña y en otros se flexura. En ciertos cristales se observan inclusiones de biotita y cuarzo.

*Cuarzo:* se encuentra en un alto porcentaje pero inferior que el de la plagioclasa. Se trata de cristales de forma anheda con bordes irregulares y de tamaño medio a grueso. Se presentan altamente fracturados y con extinción ondulosa. Se debe destacar la presencia de mirmequitas que corresponden a una asociación del cuarzo y la plagioclasa en una estructura vermicular.

*Feldespato potásico:* se desarrolla en una proporción menor que la de los minerales anteriores. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se caracteriza por presentar un maclado denominado en enrejado. Su color de interferencia es de primer orden y posee inclusiones de cuarzo.

*Biotita:* su contenido es menor en relación al resto de los minerales descriptos. Posee forma subhedra con extremos aserrados e inclusiones de circón. En ciertos sectores, se encuentra en los intersticios o intercrecida con el cuarzo y la plagioclasa. Localmente se altera a clorita.

*Circón:* se presenta en forma de escasas inclusiones subredondeadas de pequeño tamaño. Su relieve y color de interferencia son altos. Se destaca el desarrollo de halos pleocroicos.

*Epidoto:* se encuentra asociado a la biotita. Su color pardo claro y su relieve alto. A nicoles cruzados se destaca por su elevado color de interferencia.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con clivaje en una dirección.

**Muestra N°: RET 18A****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: granolepidoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: estromatítica

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Crd, Bt, Grt, Pl, Sill

- Leucosoma: Qtz, Crd, Pl
- Mesosoma: Bt, Grt, Crd, Sill, Qtz, Pl

Accesorios: Zrn, Spl, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

## 3) Clasificación: METATEXITA

## 4) Descripción de los minerales:

**Leucosoma**

*Cuarzo*: es el mineral más abundante en la muestra. Su forma es anheda con bordes lobulados a irregulares o, localmente, rectos y su tamaño de grano, grueso. Su extinción es ondulosa y en damero. Posee fracturas concoides o irregulares e inclusiones de biotita.

*Cordierita*: se encuentra en una proporción inferior al cuarzo, presentándose como cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y de tamaño medio. Poseen inclusiones de biotita y circón con el desarrollo de halos pleocroicos. Además se distinguen maclas polisintéticas acuñadas y de dos individuos. Se observa pinitización en torno a los bordes y en forma de sutura de malevo.

*Plagioclasa*: se encuentra en una proporción inferior a los minerales anteriormente descritos. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Presentan maclado polisintético, que frecuentemente se encuentra acuñado, y de dos individuos y alteración sericítica. Por otro lado, se observan cristales con núcleo poiquilítico con inclusiones de biotita y óxidos.

**Mesosoma**

*Biotita*: es el mineral de mayor proporción en el mesosoma. Su forma es subhedra con bordes aserrados y tamaño de grano medio a fino. Presenta inclusiones

subredondeadas o prismáticas de circón con el desarrollo de halos pleocroicos. De modo localizado, se destaca cloritización.

*Granate:* corresponde a cristales anhedros a subhedros de tamaño grueso a medio, con bordes irregulares y núcleos poiquilíticos de cuarzo. Algunos cristales son esqueléticos. Se destacan por su carácter isótropo y su color pardo claro. Poseen inclusiones de cuarzo y biotita y un alto grado de fracturación irregular.

*Cordierita:* se trata de cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y de tamaño medio, aunque menor que el presente en el leucosoma. Se destaca la presencia de pinitización en torno a los bordes y en forma de sutura de malevo. Se observan inclusiones de biotita, espinelo y circón con halos pleocroicos y fracturas irregulares. También poseen maclas polisintéticas acuñaadas y de dos individuos.

*Cuarzo:* se trata de cristales anhedros con bordes lobulados a irregulares y de tamaño medio a fino. Su extinción es ondulosa y, localmente, en damero. Presenta fracturas irregulares e inclusiones de biotita.

*Plagioclasa:* su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Posee maclas polisintéticas, que se encuentran acuñaadas, y de dos individuos. También se distinguen alteración sericítica, fracturas irregulares e inclusiones de biotita y óxidos.

*Sillimanita:* se desarrolla en forma de cristales prismáticos dentro de la cordierita o aciculares en contacto con la plagioclasa, biotita y granate.

*Espinelo:* se encuentra como pequeñas y escasas inclusiones dentro de la cordierita. Su color es verde y su forma, euhedra.

*Circón y óxidos:* se localizan como inclusiones de tamaño fino y forma subredondeada o también, en el caso del circón, prismática. El circón se caracteriza por el desarrollo de halos pleocroicos.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra y su tamaño de grano, fino.

5) Observaciones: en el leucosoma también puede encontrarse, de manera ocasional y accesoria, biotita.

### **Muestra N°: RET 18C**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: granonematoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: bandeada

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Hbl, Pl

Accesorios: óxidos, Ap

Secundarios: Bt

3) Clasificación: METATONALITA

4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Se trata de cristales anhedros con bordes lobulados a irregulares y de tamaño medio a fino, localizándose de manera puntual de grano grueso. La extinción de aquellos cuarzos de mayor tamaño es ondulosa. Se observan inclusiones de apatito y óxidos.

*Hornblenda*: se encuentra en alta proporción aunque inferior a la del cuarzo. Su forma es subhedra a anhedra con bordes irregulares y ocasionales núcleos poiquilíticos con inclusiones de cuarzo y óxidos y su tamaño de grano es medio a fino. Presenta clivaje en dos direcciones. Su color es verde con pleocroísmo moderado que varía de verde a pardo. De modo localizado, se observa su alteración a biotita.

*Plagioclasa*: su contenido es menor que el de los minerales anteriores. Su forma es subhedra a anhedra con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano, medio a fino. Se distingue maclado polisintético, localmente acuñado, y de dos individuos. Posee escasas inclusiones pequeñas de cuarzo.

*Óxidos y apatito*: se desarrollan como inclusiones subredondeadas de tamaño pequeño. El apatito se destaca por su relieve alto y su color de interferencia bajo. Los óxidos además se encuentran como cristales anhedros con bordes irregulares y de tamaño medio.

*Biotita*: es producto de la alteración de la hornblenda y forma bandas que atraviesan la muestra.

5) Observaciones: venillas de argilominerales, biotita y óxidos que cortan al resto de los minerales y atraviesan toda la muestra, generando una estructura bandeada.

**Muestra N°: RET 19**

**Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: granolepidoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: estromatítica

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Crd, Qtz, Pl, Bt,

- Leucosoma: Crd, Qtz, Pl
- Mesosoma: Crd, Qtz, Bt, Pl

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Chl

## 3) Clasificación: METATEXITA

## 4) Descripción de los minerales:

Leucosoma

*Cordierita*: es el mineral más abundante en la muestra. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares y de tamaño medio a grueso. Debe destacarse que algunos son poiquilíticos con inclusiones de biotita y óxidos. Se observan fracturas e inclusiones de óxidos, biotita y circón con el desarrollo de halos pleocroicos. Se caracterizan por presentar pinitización en forma de sutura de malevo. También poseen maclas de dos individuos y polisintéticas acuñadas.

*Cuarzo*: es el mineral que sigue en abundancia. Se presenta en cristales anhedros con bordes lobulados y de tamaño medio. Poseen fracturas irregulares e inclusiones de biotita y óxidos. Su extinción, localmente, es ondulosa.

*Plagioclasa*: su proporción es inferior que la del cuarzo. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Presenta maclado polisintético, que en muchos cristales se encuentra acuñado. Posee inclusiones de óxidos y biotita.

*Biotita*: se desarrolla en baja proporción, tratándose de cristales de forma subhedra y tamaño medio. Presentan inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Óxidos*: no sólo se encuentran como inclusiones pequeñas sino que también se desarrollan como cristales anhedros de tamaño mayor, que se ubican en los intersticios.

Mesosoma

*Cordierita*: corresponde a cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Presentan inclusiones de óxidos, biotita y circón con la formación de halos pleocroicos. Se observa pinitización en forma de sutura de malevo. Además, localmente, poseen maclas polisintéticas acuñadas.

*Cuarzo*: se trata de cristales anhedros con bordes lobulados y de tamaño medio a fino. Poseen fracturas irregulares e inclusiones de biotita y óxidos. Además se distinguen mirmequitas. Su extinción, localmente, es ondulosa.

*Biotita*: su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino. Se desarrolla como inclusiones en cordierita, cuarzo y plagioclasa, como relleno de fracturas o en los intersticios. Además puede distinguirse en las sombras de presión de los porfiroblastos de cordierita. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos. En ciertos sectores se observa su transformación a clorita.

*Plagioclasa*: su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Presenta maclado polisintético, que puede encontrarse acuñado. Posee inclusiones de óxidos y biotita.

*Circón y óxidos*: se desarrollan a modo de inclusiones subredondeadas o prismáticas de tamaño fino. El circón se distingue por su relieve y color de interferencia altos, además por sus halos pleocroicos.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino.

5) Observaciones: en comparación con el mesosoma, el leucosoma posee una baja proporción de biotita y un mayor tamaño de grano. De manera que la biotita predomina en el mesosoma.

### **Muestra N°: RET 22**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios:

3) Clasificación: TONALITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral más abundante en la muestra. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio a grueso. Presenta sus características maclas polisintéticas, que en ciertos cristales se acuñan. Se reconocen inclusiones de biotita y óxidos. Además posee fracturas irregulares y alteración sericítica.

*Cuarzo*: sigue en abundancia a la plagioclasa. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Se destaca la presencia de fracturas irregulares e inclusiones de biotita y óxidos. Su extinción es ondulosa.

*Biotita*: se encuentra en una proporción inferior que la de los minerales anteriores. Corresponde a cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño medio a fino. Se observa relleno de los intersticios, como inclusiones en cuarzo y plagioclasa o intercrecida con el resto de los minerales de la muestra. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Circón y óxidos*: se encuentran como inclusiones pequeñas subredondeadas. En el caso del circón, su relieve y color de interferencia son elevados.

### **Muestra N°: CHIL 1A**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: granolepidoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: esquistosidad milonítica

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Kfs, Bt, Hbl

Accesorios: Zrn

Secundarios: Chl, Ser

##### 3) Clasificación: PROTOMILONITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Se trata de cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y de tamaño grueso a fino. Los cuarzos de menor tamaño, son producto de la recristalización. Su extinción es ondulosa y se distinguen subgranos elongados. Se observan mirmequitas.

*Plagioclasa*: se desarrolla en un porcentaje menor que el del cuarzo. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se observan maclas polisintéticas, que pueden hallarse acuñadas o flexuradas, y de dos individuos. Presenta inclusiones de biotita y cuarzo y alteración sericítica.

*Feldespato potásico*: su porcentaje es menor que el del cuarzo y la plagioclasa. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño grueso, localizándose

como porfiroclastos en una matriz de menor tamaño de grano. Presentan pertitas, maclas en enrejado e inclusiones de biotita y cuarzo.

*Biotita*: su contenido es inferior que el de los minerales anteriormente descriptos. Corresponde a cristales subhedros con bordes aserrados y tamaño fino. Se desarrollan como inclusiones en plagioclasa y feldespatos potásicos, como cintas rodeando a los minerales de mayor tamaño o junto al cuarzo en las sombras de presión de los porfiroclastos. Poseen inclusiones de circón y se alteran a clorita.

*Hornblenda*: se encuentra en baja proporción asociada a la biotita, siendo su forma anhedra a subhedra y su tamaño de grano medio a fino.

*Circón*: se desarrolla a modo de inclusiones pequeñas subredondeadas o prismáticas. Su relieve y color de interferencia son elevados.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Se trata de cristales de color verde, forma subhedra y tamaño fino.

*Sericita*: es producto de la alteración en la plagioclasa.

### **Muestra N°: CHIL 3**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Hbl, Qtz, Bt

Accesorios: Ap, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral que se presenta en mayor proporción. Su forma es subhedra a anhedra y su tamaño de grano, medio con inclusiones de biotita, cuarzo y apatito. Se encuentra en contacto tanto con el cuarzo como con la hornblenda. Posee maclado polisintético que, ocasionalmente, se observa acuñado y combinado con maclas de dos individuos. Además se distingue alteración sericítica.

*Hornblenda*: su porcentaje sigue al de la plagioclasa. Se trata de cristales de forma anhedra con bordes que varían de rectos, en contacto principalmente con la plagioclasa, a lobulados, en contacto con el cuarzo, y tamaño medio. Su color es verde

con pleocroísmo que varía de verde a pardo oscuro. Presentan clivaje en dos direcciones, maclado de dos individuos e inclusiones de biotita y cuarzo.

*Cuarzo*: se desarrolla en un contenido inferior que el de los minerales anteriores. Presenta forma anheda con bordes irregulares o subredondeados y tamaño fino a medio. Posee extinción ondulosa.

*Biotita*: se encuentra en baja proporción. Su forma es subhedra con extremos aserrados y tamaño fino a medio. Presenta un color pardo con pleocroísmo desde pardo claro a oscuro. Se observan inclusiones de circón.

*Apatito y circón*: se presentan de manera accesoria, siendo bajo su contenido. Ambos se encuentran como inclusiones de tamaño pequeño, forma subredondeada y relieve alto.

*Sericita*: es producto de la alteración en la plagioclasa.

5) Observaciones: se distingue uralitización, reconociéndose piroxenos relícticos en su paso a hornblenda.

#### **Muestra N°: CHIL 4A**

##### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt, Hbl

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

3) Clasificación: TONALITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: se desarrolla en alta proporción, siendo su forma subhedra a anheda y su tamaño de grano medio con bordes irregulares. Se destacan maclas polisintéticas que localmente se presentan acuñadas hacia los bordes de los cristales. Además se observa inclusiones de biotita y cuarzo y alteración sericítica a largo de las fracturas irregulares.

*Cuarzo*: se presenta en un contenido menor que el de la plagioclasa. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se reconocen

inclusiones de apatito y una alta fracturación irregular. Su extinción es ondulosa y en damero, identificándose en algunos cristales lamelas de deformación y, en otros, desarrollo de subgranos.

*Biotita*: su proporción es menor que la de los minerales anteriormente descritos. Presenta forma subhedra con extremos aserrados y tamaño de grano fino a medio. Se observan inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos y alteración a clorita.

*Hornblenda*: se encuentra en bajo porcentaje ya que es relíctica, observándose su paso a biotita. Su forma es anhedra con bordes mayormente difusos en contacto con la biotita. Su color es verde con pleocroísmo moderado y posee clivaje en dos direcciones.

*Circón*: se encuentra en bajo porcentaje, siendo su forma subredondeada o prismática y su tamaño de grano pequeño. Su relieve y birrefringencia son altos.

*Apatito y óxidos*: se desarrollan a modo de pequeñas inclusiones subredondeadas.

*Clorita*: es producto de la cloritización de la biotita. Su forma es subhedra con clivaje en una dirección y color verde, mientras que sus colores de interferencia son anómalos.

*Sericita*: es producto de la alteración de la plagioclasa.

### **Muestra N°: CHIL 4B**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt, Kfs, Hbl

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Ep, Chl, Ser

##### 3) Clasificación: GRANODIORITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo*: es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Su forma es anhedra con bordes irregulares, siendo su tamaño variable. Su extinción es ondulosa, distinguiéndose en ciertos cristales lamelas de deformación y en otros, el desarrollo de

subgranos elongados. Presenta inclusiones de biotita y apatito, una alta fracturación irregular y, localmente, se observan mirmequitas.

*Plagioclasa:* su contenido es menor que el del cuarzo. Se trata de cristales de forma anhedra y tamaño medio. Se caracterizan por presentar maclado polisintético, que frecuentemente se encuentra acuñado hacia los bordes. Se observan fracturas irregulares e inclusiones de biotita, óxidos, apatito y circón. Además se identifica alteración sericítica.

*Feldespato potásico:* se encuentra en una proporción menor que el cuarzo y la plagioclasa. Su forma es anhedra con bordes irregulares y tamaño medio. Presenta maclado en enrejado y fracturas irregulares, además de inclusiones de biotita, óxidos, sericita y cuarzo.

*Biotita:* se desarrolla en un porcentaje inferior que el de los minerales anteriores. Su forma es subhedra con extremos aserrados y tamaño de grano, fino. Se presenta tanto como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como rellenando los intersticios. Se destacan sus inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos. Localmente se observa su alteración a clorita.

*Hornblenda:* se observa en un contenido menor que el de la biotita. Corresponde a cristales subhedros a anhedros de tamaño medio. Su color es verde con pleocroísmo que varía de verde a pardo oscuro. Poseen clivaje en dos direcciones y, localmente, maclas de dos individuos. Debe resaltarse que se asocia a la biotita ya que se observa su alteración a la misma.

*Circón:* se presenta en baja proporción a manera de inclusiones tanto subredondeadas como prismáticas cortas. Su relieve es alto y su color de interferencia elevado.

*Apatito y óxidos:* se localizan como inclusiones pequeñas de forma subredondeada. En el caso del apatito, se destaca su alto relieve y su color de interferencia de primer orden.

*Epidoto:* se encuentra en baja proporción asociado a la biotita. Su birrefringencia y relieve son altos.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita, por lo que se distingue intercrecida con ésta. Se caracteriza por su color verde y su pleocroísmo moderado.

*Sericita:* es producto de la alteración de la plagioclasa.

5) Observaciones: se distinguen venillas de cuarzo recrystalizado y de biotita atravesando de manera irregular toda la muestra.

**Muestra N°: CHIL 4C****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Kfs, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ep, Chl, Ser

## 3) Clasificación: GRANODIORITA

## 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Su forma es anheda y su tamaño de grano varía desde fino a medio. Su extinción es ondulosa y se identifican subgranos elongados. Se observan mirmequitas, inclusiones de biotita y alteración sericítica.

*Plagioclasa:* se encuentra en una proporción menor que el cuarzo. Se trata de cristales anhedros de tamaño medio con bordes irregulares. Se destaca la presencia de maclas polisintéticas que frecuentemente se acuñan hacia los bordes y de un alto porcentaje de inclusiones de biotita, óxidos y cuarzo. Además presentan alteración sericítica a través de sus fracturas.

*Feldespato potásico:* se desarrolla en un porcentaje menor que el de los minerales anteriores. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio a grueso. Se distinguen maclas en enrejado, fracturas irregulares e inclusiones de biotita, óxidos y cuarzo.

*Biotita:* su contenido es menor que el del resto de los minerales esenciales. Se caracteriza por su forma subhedra con extremos aserrados y su color pardo con un moderado pleocroísmo que varía de pardo claro a oscuro. Se desarrolla tanto como inclusiones en el cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como en los intersticios. Posee inclusiones de circón y en determinados sectores de la muestra se altera a clorita.

*Circón y óxidos:* se encuentran en baja proporción a modo de pequeñas inclusiones subredondeadas. El circón posee alto relieve y birrefringencia.

*Epidoto:* se observa asociado a la biotita, distinguiéndose a causa de su forma prismática y su relieve y color de interferencia elevados.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Se presenta en un bajo porcentaje, con forma subhedra y clivaje en una dirección.

*Sericita*: se trata de un mineral secundario producto de la alteración tanto en la plagioclasa como en el cuarzo y el feldespato potásico.

5) Observaciones: venillas de cuarzo recristalizado y biotita atraviesan la muestra rodeando los cristales.

### **Muestra N°: CHIL 6**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Hbl, Pl, Qtz

Accesorios: óxidos

Secundarios: Ser

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Hornblenda*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Su forma es subhedra o anhedra con bordes lobulados o rectos y su tamaño de grano, medio. Su color es verde con pleocroísmo moderado que varía de verde claro a oscuro. Posee inclusiones de cuarzo y plagioclasa y maclas de dos individuos.

*Plagioclasa*: se encuentra en una proporción inferior que la hornblenda. Se presenta como cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Se observan maclas polisintéticas, que pueden estar acuñadas, y de dos individuos. Además se distinguen inclusiones de hornblenda y óxidos, fracturas irregulares y alteración sericítica.

*Cuarzo*: su contenido es bajo y constituye cristales subredondeados de tamaño fino.

*Óxidos*: se desarrollan a modo de diminutas inclusiones subredondeadas.

**Muestra N°: CHIL 9A****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Ep, Chl, Ser

## 3) Clasificación: TONALITA

## 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral que se presenta en mayor abundancia. Se trata de cristales anhedros de tamaño variable con bordes irregulares. Su extinción es ondulosa y en determinados cristales, se observa desarrollo de subgranos. Poseen una alta fracturación irregular e inclusiones de biotita. Además se distingue la presencia de cuarzo recristalizado, lo que se evidencia a causa de la disminución en el tamaño del grano.

*Plagioclasa:* su proporción sigue a la del cuarzo. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Posee el maclado polisintético característico y de dos individuos, localmente las maclas polisintéticas se observan acuñadas. Por otro lado, determinados cristales se encuentran zonados. Además presenta inclusiones de biotita, circón, cuarzo y óxidos, fracturas irregulares y alteración serícitica a través de las mismas.

*Biotita:* su contenido es menor al de los minerales anteriormente descritos. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino a medio. Se desarrolla intercrecida con el resto de los minerales o como inclusiones en el cuarzo y la plagioclasa. Algunos cristales se observan flexurados. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos y se destaca su alteración a clorita.

*Circón, apatito y óxidos:* se desarrollan como escasas inclusiones subredondeadas de pequeño tamaño. Se distinguen por su relieve alto y, en el caso del circón, por su color de interferencia elevado.

*Epidoto:* se trata de cristales subhedros a anhedros que se asocian principalmente a la biotita y, en menor medida, a la plagioclasa. Presentan relieve y color de interferencia altos.

*Clorita*: es producto de la cloritización de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados.

*Sericita*: es producto de la alteración de la plagioclasa.

### **Muestra N°: CHIL 9C**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt, Hbl, Opx

Accesorios: Zrn, Ap

Secundarios: Ep, Chl, Ser

##### 3) Clasificación: TONALITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Se trata de cristales anhedros de tamaño variable con bordes irregulares e inclusiones. Poseen maclas polisintéticas y de dos individuos y, localmente, algunos cristales se encuentran zonados. Con respecto a las primeras, se observan acuñadas hacia los bordes con extinción ondulosa y, localmente, flexuradas. Poseen inclusiones de biotita, circón y cuarzo. Presentan fracturas transversales al maclado polisintético rellenas principalmente por caolinita y alteración sericítica.

*Cuarzo*: su abundancia sigue a la de la plagioclasa. Su forma es anhedra y su tamaño de grano, medio a grueso. Se distingue la presencia de inclusiones de biotita y una alta fracturación irregular. Su extinción es ondulosa o en damero y, en ciertos cristales, se observa el desarrollo de subgranos.

*Biotita*: se desarrolla en un porcentaje menor que el de los minerales anteriores. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, principalmente medio. Se localiza como inclusiones en plagioclasa y cuarzo, relleno de fracturas o intercrecida con el resto de los minerales esenciales. Presenta inclusiones de circón y apatito y se altera a clorita.

*Hornblenda*: se encuentra de manera relíctica asociada a cuarzo recristalizado. Su forma es anhedra con bordes difusos y su tamaño de grano, medio. Su color es verde con pleocroísmo moderado y posee clivaje en dos direcciones.

*Ortopiroxeno*: se encuentra en baja proporción, observándose en contacto con biotita, ya que se observa su paso a la misma. Su tamaño de grano es medio y su forma anhedra.

*Circón y apatito*: son minerales accesorios que se desarrollan como escasas inclusiones pequeñas subredondeadas de relieve alto.

*Epidoto*: se encuentra en bajo porcentaje, asociado a la biotita. Su forma es subhedra a anhedra con bordes rectos a irregulares y su tamaño de grano, medio. Se caracteriza por sus colores de interferencia y relieve altos.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con bordes aserrados y, en ciertos casos, difusos en asociación con la misma.

*Sericita*: es producto de la alteración de la plagioclasa.

### **Muestra N°: CHIL 10B**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Kfs, Pl, Bt

Accesorios: Ap

Secundarios: Chl

##### 3) Clasificación: GRANITO

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo*: es el mineral más abundante en la muestra, siendo su forma anhedra, sus bordes irregulares y su tamaño de grano principalmente medio. Su extinción es ondulosa con desarrollo de lamelas de deformación y de subgranos elongados. Presenta una alta fracturación irregular rellena por cuarzo y biotita e inclusiones de apatito y biotita. Se observan mirmequitas y además, se distingue recristalización evidenciada por la disminución en el tamaño de grano.

*Feldespato potásico*: se encuentra en una proporción menor que la del cuarzo. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a grueso. Se caracterizan por la presencia de maclas en enrejado. Poseen inclusiones de cuarzo y biotita y fracturas irregulares. Se distingue el desarrollo de perfitas, que corresponden

a una asociación entre el feldespato potásico y el sódico, en la que éste último está incluido en el anterior que actúa como huésped.

*Plagioclasa:* se desarrolla en una proporción inferior a la de los minerales anteriormente descritos. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se destacan las maclas polisintéticas y de dos individuos, las primeras se encuentran localmente acuñadas hacia los bordes con extinción ondulosa. Posee inclusiones pequeñas de biotita y fracturas irregulares, además de alteración sericitica.

*Biotita:* su contenido es menor que el resto de los minerales esenciales. Presenta forma subhedra con extremos aserrados y tamaño de grano fino a medio. Se desarrolla tanto como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico como rellenándolos intersticios. Su color es pardo oscuro con pleocroísmo moderado. De manera local, se observa cloritización.

*Apatito:* se desarrolla como escasas inclusiones pequeñas subredondeadas de relieve alto y color de interferencia bajo.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados y, en ciertos casos, difusos en asociación con la misma.

### **Muestra N°: CHIL 12A**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Kfs, Pl, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

##### 3) Clasificación: GRANODIORITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* se encuentra en un alto porcentaje, siendo su forma anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano medio a grueso. Se identifica extinción ondulosa, en damero y desarrollo de subgranos elongados. Además se reconocen mirmequitas e inclusiones de biotita y óxidos. Por último, se encuentra altamente fracturado.

*Feldespato potásico:* se desarrolla en una proporción elevada aunque inferior que la del cuarzo. Se presenta como cristales anhedros con bordes irregulares y de tamaño

medio a grueso. Poseen pertitas, fracturas concoides e inclusiones de biotita, cuarzo y óxidos. Algunos cristales tienen maclas en enrejado.

*Plagioclasa:* su contenido es inferior que el de los minerales anteriores. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Presenta maclas polisintéticas, que pueden estar acuñadas, y de dos individuos. Se destaca sus inclusiones de biotita y cuarzo y su alteración sericítica.

*Biotita:* se encuentra en un porcentaje bajo, correspondiendo a cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño medio a fino. Puede desarrollarse como inclusiones en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa o rellenando los intersticios. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos y alteración a clorita.

*Circón y óxidos:* se localizan como inclusiones pequeñas subredondeadas y, en el caso del circón, también prismáticas. El circón posee relieve y birrefringencia elevados.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su color verde.

*Sericita:* es producto de la alteración en la plagioclasa.

### **Muestra N°: CHIL 12C**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: bandeada dada por la alternancia en el tamaño de grano y el nivel de deformación de los cristales

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt, Hbl

Accesorios: óxidos

Secundarios: Chl

##### 3) Clasificación: PROTOMILONITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral más abundante en la muestra, siendo su forma anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, variable (medio a fino). Presenta extinción ondulosa y en damero, además de desarrollo de subgranos elongados. Por otro lado, posee fracturas irregulares e inclusiones de biotita. Los cristales de tamaño fino son

producto de la recristalización dinámica en las sombras de presión de los porfiroclastos de plagioclasa.

*Plagioclasa:* se encuentra en un porcentaje menor que el cuarzo. Su forma es subhedra a anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Los cristales presentan maclas polisintéticas, que son acuñadas y, de manera dispersa, flexuradas, y de dos individuos. En aquellas zonas donde se concentra la deformación, se desarrollan como porfiroclastos tipo sigma rodeados de biotita y con sombras de presión de cuarzo recristalizado. También se destaca en ellos inclusiones de biotita y óxidos y alteración sericítica.

*Biotita:* sigue en abundancia a los minerales anteriores. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio a fino. Sus cristales se encuentran deformados ya que su clivaje se observa flexurado. Se localizan alineados en torno a los porfiroclastos o como inclusiones en plagioclasa y cuarzo. Se distingue cloritización local.

*Hornblenda:* su contenido es bajo, encontrándose asociada a la biotita ya que es reemplazada por ésta. Su color es verde y su forma anheda con bordes irregulares.

*Óxidos:* se hallan como inclusiones pequeñas subredondeadas.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita, siendo difuso el contacto con la misma. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino.

### **Muestra N°: CHIL 14**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Hbl, Bt

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Ep, Chl, Ser

##### 3) Clasificación: TONALITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral que se encuentra en mayor proporción. Su forma es anheda con bordes irregulares y núcleos poiquilíticos con inclusiones de plagioclasa y biotita y su tamaño de grano, grueso a medio. Localmente, se identifica cuarzo de tamaño de

grano fino. Presenta fracturas concoides, extinción ondulosa o en damero e inclusiones de biotita, óxidos y circón.

*Plagioclasa*: su contenido es menor que el del cuarzo. Corresponde a cristales subhedros con bordes irregulares y tamaño grueso a medio. Poseen maclas polisintéticas, que se acuñan y flexuran, y de dos individuos. También se reconocen inclusiones de biotita, circón, cuarzo y óxidos y alteración sericítica a lo largo de sus fracturas.

*Hornblenda*: se encuentra en un porcentaje inferior que el cuarzo y la plagioclasa. Se trata de cristales subhedros a anhedros con bordes irregulares y tamaño, medio. Se caracteriza por presentar clivaje en dos direcciones y color verde con pleocroísmo moderado. Se destacan sus inclusiones de cuarzo y circón y su alteración a biotita.

*Biotita*: se desarrolla en una proporción inferior que el resto de los minerales esenciales. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio a fino. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Circón y óxidos*: corresponden a inclusiones de tamaño de grano fino y forma subredondeada o también, en el caso del circón, prismática. El circón se reconoce por su relieve y color de interferencia altos, y por sus halos pleocroicos.

*Epidoto*: se encuentra asociado a la biotita. Su forma es subhedra a anhedra y su tamaño de grano, medio. Su relieve y color de interferencia son elevados.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Presenta forma subhedra y tamaño de grano, fino.

*Sericita*: es producto de la alteración en la plagioclasa. Se localiza a lo largo de sus fracturas.

### **Muestra N°: CHIL 17**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Bt, Hbl, Opx, Qtz

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Chl, Ep, Ser

##### 3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO PIROXÉNICO

#### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se observan cristales zonados. Presenta maclas polisintéticas, que frecuentemente se localizan acuñadas y, en ciertos cristales, flexuradas, y de dos individuos. Posee inclusiones de biotita y óxidos y alteración sericítica.

*Biotita:* sigue en abundancia a la plagioclasa. Corresponde a cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño medio a fino. Además se distinguen cristales esqueléticos. Se observa reemplazando a la hornblenda y al ortopiroxeno. Presentan inclusiones de circón con la formación de halos pleocroicos y en determinados sectores de la muestra, se distingue su alteración a clorita.

*Hornblenda:* su proporción es menor que la de la plagioclasa y la biotita. Se trata de cristales subhedros a anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Se encuentra asociada a la biotita, ya que pasa a la misma. Se observan cristales esqueléticos. Su color es verde con pleocroísmo moderado. Presentan clivaje en dos direcciones e inclusiones de cuarzo y minerales opacos. Además se observan maclas simples de dos individuos.

*Ortopiroxeno:* su contenido es inferior con respecto a los minerales anteriores. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se asocia a la biotita ya que es reemplazado por ésta, localizándose en la muestra de manera relíctica. Su color es pardo y su color de interferencia, de primer orden. Posee fracturas irregulares.

*Cuarzo:* se halla en bajo porcentaje. Su forma es anheda y su tamaño de grano, fino. Se asocia a la biotita y la hornblenda.

*Circón:* se encuentra como inclusiones escasas y pequeñas de forma subredondeada. Se caracteriza por la presencia de halos pleocroicos. Es incoloro y posee relieve y color de interferencia altos.

*Óxidos:* su forma es subhedra a anheda. El tamaño de grano es fino cuando se desarrollan como inclusiones subredondeadas y medio, cuando se asocia a la biotita y la hornblenda.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio. Su color es verde y su color de interferencia, anómalo.

*Epidoto:* corresponde a cristales subhedros incoloros con relieve y color de interferencia altos. Se localizan asociados a la biotita y ésta localmente los corta. Presentan inclusiones de circón.

*Sericita:* es producto de la alteración de la plagioclasa.

**Muestra N°: CHIL 20A****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Bt, Opx, Qtz

Accesorios: Zrn, óxidos

Secundarios: Chl

## 3) Clasificación: TONALITA

## 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral más abundante. Su forma es anheda con bordes lobulados a irregulares y su tamaño de grano, medio. A veces su extinción es ondulosa y presenta inclusiones pequeñas de óxidos.

*Plagioclasa:* su contenido es ligeramente inferior al del mineral anteriormente descrito. Se presenta como cristales anhedros con bordes irregulares, tamaño medio y con inclusiones de biotita. Se distinguen maclas polisintéticas que pueden encontrarse acuñadas o flexuradas.

*Ortopiroxeno:* se encuentra en una proporción inferior que la de los minerales anteriores. Corresponde a cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y tamaño medio, además pueden distinguirse algunos esqueléticos con bordes irregulares y tamaño medio, que están asociados principalmente a biotita. Poseen clivaje en dos direcciones, color pardo a rosa pálido e inclusiones de óxidos y biotita. También es posible reconocer una parcial alteración a hornblenda y biotita.

*Biotita:* se localiza como inclusiones en plagioclasa, rellenando los intersticios y asociada al ortopiroxeno. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, medio a fino. Presenta inclusiones de circón con formación de halos pleocroicos. Se observa su alteración a clorita.

*Circón:* se localiza a modo de inclusiones de tamaño fino y forma subredondeada o prismática. Su relieve y color de interferencia son elevados. Desarrolla halos pleocroicos.

*Óxidos:* se encuentran como inclusiones subredondeadas de tamaño fino y además pueden reconocerse como cristales anhedros de tamaño ligeramente superior.

5) Observaciones: uralitización.

### **Muestra N°: CHIL 24**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano mayormente fino

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Hbl, Qtz, Bt

Accesorios: Ap, Zrn, óxidos

Secundarios:

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral más abundante en la muestra, siendo su forma anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano fino a medio. Presenta maclas polisintéticas que, localmente, se observan acuñadas y flexuradas y de dos individuos. Posee inclusiones de minerales opacos, hornblenda, apatito, biotita y circón. De manera local, se observa alteración sericítica a lo largo de sus fracturas y zonación.

*Hornblenda:* su abundancia sigue a la de la plagioclasa. Su forma es anheda con bordes mayormente lobulados y su tamaño de grano, fino a medio. Su color es verde a pardo oscuro con un pleocroísmo moderado. Presenta clivaje en dos direcciones e inclusiones de cuarzo y óxidos. Se observa su alteración a biotita.

*Cuarzo:* se encuentra en una proporción inferior que la plagioclasa y la hornblenda. Se trata de cristales de forma anheda, tamaño fino a medio y con inclusiones de biotita. Localmente su extinción es ondulosa.

*Biotita:* se encuentra en baja proporción, siendo su forma subhedra con extremos aserrados y difusos en contacto con la hornblenda. Su color es pardo con un moderado pleocroísmo. Presenta inclusiones de circón con desarrollo de halos pleocroicos.

*Apatito, circón y óxidos:* se encuentran como inclusiones pequeñas y escasas de forma subredondeada. En el caso de los dos primeros, se caracterizan por su relieve alto. El apatito presenta una birrefringencia baja y el circón posee un color de interferencia alto y halos pleocroicos.

5) Observaciones: en afloramiento corresponde a un enclave microgranular máfico.

### **Muestra N°: VFGI 3A**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Hbl, Bt, Qtz

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Chl

3) Clasificación: DIORITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Consiste en cristales anhedros y subhedros de tamaño medio con bordes irregulares e inclusiones de óxidos, biotita, apatito y hornblenda. Se caracterizan por la presencia de maclas polisintéticas y de dos individuos. Con respecto a las primeras, debe destacarse que se encuentran acuñadas y frecuentemente flexuradas. Además se observan fracturas transversales al maclado.

*Hornblenda:* su proporción es menor que la de la plagioclasa. Su forma es subhedra a anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se distinguen inclusiones de cuarzo, circón y óxidos. A nicoles paralelos, se observa verdoso a pardo con pleocroísmo moderado. Se encuentra asociada a la biotita, por lo que localmente puede alterarse a la misma.

*Biotita:* se encuentra en una proporción inferior a la de los minerales anteriormente descritos. Consiste en cristales subhedros de color pardo con un moderado pleocroísmo, con extremos localmente aserrados y tamaño medio a fino. Presentan inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Cuarzo:* se encuentra en bajo porcentaje, tratándose de cristales anhedros de tamaño medio a fino. Su extinción es principalmente ondulosa.

*Circón, apatito y óxidos:* se encuentran como inclusiones escasas de tamaño pequeño y forma subredondeada. Se destacan por su relieve elevado.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra y sus bordes, difusos en contacto con la biotita.

**Muestra N°: YUCA 6****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Bt, Cpx, Hbl

Accesorios:

Secundarios: Srp, Chl

## 3) Clasificación: GABRO SERPENTINIZADO

## 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral más abundante en la muestra, siendo su forma anhedra y su tamaño de grano medio. Posee maclas polisintéticas, que pueden estar acuñadas, y de dos individuos e inclusiones de biotita, clinopiroxeno, hornblenda y serpentina.

*Biotita:* su contenido es inferior que el de la plagioclasa. Se trata de cristales subhedros con extremos rectos o aserrados y de tamaño fino. Se observa su alteración a clorita.

*Clinopiroxeno:* se encuentra en una proporción inferior que los minerales anteriormente descritos. Corresponde a cristales subhedros o anhedros con bordes rectos, curvos o irregulares y tamaño medio a fino. Su color es verde pálido y su color de interferencia, de segundo orden.

*Hornblenda:* se presenta como cristales anhedros de tamaño fino y color verde con pleocroísmo moderado.

*Serpentina:* se desarrolla en un porcentaje inferior al de los minerales anteriores. Su forma es subhedra y su tamaño de grano, fino. A nicoles paralelos es incoloro, mientras que su color de interferencia es de primer orden. Se asocia a la biotita y a los piroxenos.

**Muestra N°: YUCA 9A****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Kfs, Pl

Accesorios: Bt, Zrn

Secundarios: Ep

## 3) Clasificación: MONZOGRANITO

## 4) Descripción de los minerales:

*Feldespato potásico*: es el mineral más abundante en la muestra. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio a grueso. Se caracteriza por la presencia de maclas en enrejado y pertitas.

*Cuarzo*: su contenido es inferior que el del feldespato potásico. Su forma es anhedra con bordes irregulares y el tamaño de grano, variable, desde fino a medio. Su extinción es ondulosa y localmente, en damero. Se destaca la presencia de mirmequitas. Además se observa recristalización en torno a los cristales de cuarzo, lo que se evidencia por la disminución en el tamaño de grano.

*Plagioclasa*: es el mineral que sigue en abundancia. Sus cristales son anhedros con bordes irregulares y tamaño medio. Poseen maclas polisintéticas y, de manera local, de dos individuos.

*Biotita*: se encuentra en baja proporción, tratándose de cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño medio a fino. En determinados sectores de la muestra, se localizan alineados rellenando fracturas. Presenta inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos. De manera local, se observan parcialmente cloritizados.

*Circón*: se desarrolla a modo de inclusiones pequeñas de forma subredondeada y elevado relieve. A nicoles paralelos se observa incoloro, mientras que su color de interferencia es alto.

*Epidoto*: se encuentra asociado a la biotita. Su forma es prismática y su relieve y color de interferencia, altos.

## **Muestra N°: YUCA 9B**

### **Observación microscópica:**

#### 1) Patrón textural:

Textura: granoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea

#### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Grt, Pl, Bt

Accesorios: Ep, Zrn

Secundarios:

### 3) Clasificación: DIATEXITA

#### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo*: es el mineral que se encuentra en mayor proporción en la muestra. Su forma es anheda con bordes irregulares y su tamaño de grano, grueso a medio. Se observa altamente fracturado de manera concoide o irregular y con inclusiones de biotita. Su extinción es mayormente ondulosa.

*Granate*: su contenido es inferior al del cuarzo. Se trata de cristales anhedros con bordes curvos a irregulares, que de manera puntual poseen un núcleo poiquilítico con cuarzo y biotita, y de tamaño grueso a medio. Además se observan cristales esqueléticos. Se caracterizan por su relieve alto y su carácter isótropo. Presentan inclusiones de cuarzo y biotita, y un elevado grado de fracturación. Se encuentran asociados principalmente a la biotita.

*Plagioclasa*: su porcentaje es menor que el de los minerales anteriores. Su forma es subhedra a anheda y su tamaño de grano, medio. Posee maclas polisintéticas, acuñadas y localmente flexuradas, y de dos individuos, e inclusiones de biotita. También se distinguen cristales zonados. Al igual que el resto de los minerales esenciales presentan fracturación irregular.

*Biotita*: se desarrolla en una proporción inferior que los minerales anteriormente descritos. Corresponde a cristales subhedros con clivaje en una dirección, extremos mayormente aserrados y tamaño medio a fino. Se observan formando aglomeraciones, como inclusiones en cuarzo, granate y plagioclasa o rellenando fracturas. Poseen inclusiones de circón con desarrollo de halos pleocroicos. De manera localizada, se destaca cloritización.

*Epidoto*: se encuentra en bajo porcentaje. Su forma es subhedra y su tamaño de grano, fino. Se caracteriza por su relieve y color de interferencia elevados.

*Circón*: se localiza como inclusiones pequeñas y subredondeadas de color de interferencia y relieve altos. Se destacan sus halos pleocroicos en la biotita.

**Muestra N°: VFNO 24****Observación microscópica:**

## 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano principalmente fino

Microestructura: homogénea o masiva

## 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Opx, Cpx, Hbl, Qtz

Accesorios: óxidos, Zrn

Secundarios:

## 3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO PIROXÉNICO

## 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa:* es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Su forma es anhedra con bordes curvos a irregulares y su tamaño de grano, medio a fino. Presenta maclado polisintético, que puede encontrarse acuñado, y de dos individuos. En los cristales de tamaño medio se destaca la presencia de inclusiones de óxidos y biotita.

*Hornblenda:* su contenido es ligeramente inferior que el de la plagioclasa. Se trata de cristales subhedros a anhedros con bordes irregulares, de tamaño fino y con inclusiones de óxidos y circón. De modo localizado, se observan maclas de dos individuos.

*Ortopiroxeno:* se encuentra en un porcentaje menor que el de los minerales anteriores. Corresponde a cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Presenta clivaje en dos direcciones, color verde o rosa pálido e inclusiones de óxidos y hornblenda. Además se identifican cristales con núcleos poiquilíticos con inclusiones de plagioclasa.

*Clinopiroxeno:* su porcentaje es inferior que el del ortopiroxeno. Se presenta como cristales anhedros con bordes irregulares y tamaño medio a fino. Aunque también se identifican cristales esqueléticos. Posee clivaje en dos direcciones e inclusiones de óxidos, plagioclasa y hornblenda.

*Cuarzo:* su contenido es bajo, localizándose como cristales subredondeados de tamaño fino.

*Óxidos:* corresponden a inclusiones subredondeadas de tamaño fino, aunque también se observan cristales anhedros de tamaño mayor.

*Circón*: constituye inclusiones pequeñas de forma subredondeada o prismática. Se caracteriza por su relieve y color de interferencia altos.

### **Muestra N°: VFNO 51**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Hbl, Bt, Qtz

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Chl

##### 3) Clasificación: DIORITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Consiste en cristales anhedros y subhedros de tamaño medio con bordes irregulares e inclusiones de óxidos, biotita, apatito y hornblenda. Se caracterizan por la presencia de maclas polisintéticas y de dos individuos. Con respecto a las primeras, debe destacarse que se encuentran acuñadas y frecuentemente flexuradas. Además se observan fracturas transversales al maclado.

*Hornblenda*: su proporción es menor que la de la plagioclasa. Su forma es subhedra a anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio. Se distinguen inclusiones de cuarzo, circón y óxidos. A nicoles paralelos, se observa verdoso a pardo con pleocroísmo moderado. Se encuentra asociada a la biotita, por lo que localmente puede alterarse a la misma.

*Biotita*: se encuentra en una proporción inferior a la de los minerales anteriormente descritos. Consiste en cristales subhedros de color pardo con un moderado pleocroísmo, con extremos localmente aserrados y tamaño medio a fino. Presentan inclusiones de circón con el desarrollo de halos pleocroicos.

*Cuarzo*: se encuentra en bajo porcentaje, tratándose de cristales anhedros de tamaño medio a fino. Su extinción es principalmente ondulosa.

*Circón, apatito y óxidos*: se encuentran como inclusiones escasas de tamaño pequeño y forma subredondeada. Se destacan por su relieve elevado.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra y sus bordes, difusos en contacto con la biotita.

**Muestra N°: VFNO 55**

**Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Hbl, Pl, Qtz

Accesorios: Bt, Ap, Zrn, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Hornblenda*: es el mineral de mayor abundancia. Su tamaño de grano es medio y su forma, anhedra con bordes irregulares y clivaje en dos direcciones. Su color es verde con un pleocroísmo que varía de verde a pardo. En algunos cristales se observan maclas de dos individuos y pueden contener inclusiones de biotita, cuarzo, apatito y óxidos. Se destaca su alteración a biotita, donde sus bordes son difusos.

*Plagioclasa*: su contenido es menor que el de la hornblenda. Se presentan con forma anhedra, bordes lobulados y tamaño de grano medio a fino. En ciertos sectores se destaca su extinción ondulosa. Se observan maclas polisintéticas, así como también de dos individuos. Con respecto a las primeras, se observan acuñadas hacia los bordes de algunos cristales. Sus cristales muestran alteración sericítica.

*Cuarzo*: se desarrolla en un bajo porcentaje, siendo su tamaño de grano principalmente fino y su forma, anhedra con bordes principalmente subredondeados. Su extinción es ondulosa.

*Biotita*: su contenido es inferior que el de los minerales anteriormente descritos. Presenta forma subhedra, tamaño medio a fino y clivaje en una dirección. Se destaca su alteración a clorita.

*Apatito, circón y óxidos*: se presentan en baja proporción como inclusiones pequeñas de forma subredondeada y, en el caso del circón, también prismática. El apatito y el circón se destacan por su relieve alto. En el caso de los óxidos, se encuentran principalmente en la hornblenda.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con clivaje en una dirección y color verde, mientras que sus colores de interferencia son anómalos.

*Sericita*: es producto de la alteración de la plagioclasa.

5) Observaciones: se identifica uralitización.

### **Muestra N°: VFNO 134**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, equigranular hipidiomórfica de tamaño de grano fino

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Hbl, Pl, Qtz

Accesorios: Bt, óxidos, Zrn

Secundarios: Chl

3) Clasificación: GABRO HORNBLÉNDICO

4) Descripción de los minerales:

*Hornblenda*: es el mineral de mayor abundancia, siendo su forma subhedra a anhedra con bordes rectos o lobulados y su tamaño de grano, fino. Presenta un color verde con pleocroísmo moderado que varía de verde a pardo y colores de interferencia de segundo orden. Posee clivaje en dos direcciones y pequeñas inclusiones de cuarzo.

*Plagioclasa*: se encuentra en una proporción menor que la de la hornblenda. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, fino. Aunque se destaca la presencia de un cristal de tamaño grueso. Posee maclas polisintéticas y de dos individuos e inclusiones de biotita, óxidos y circón.

*Cuarzo*: es el mineral que sigue en abundancia. Se trata de cristales anhedros con bordes irregulares de tamaño fino. Presentan extinción ondulosa e inclusiones pequeñas de biotita.

*Biotita*: se localiza en bajo porcentaje, siendo su forma subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino. Su color es pardo oscuro con pleocroísmo moderado. Se observa cloritización.

*Óxidos y circón*: se desarrollan a modo de pequeñas inclusiones subredondeadas. En el caso del circón, presenta relieve y color de interferencia altos.

*Clorita*: se trata de un mineral secundario producto de la alteración de la biotita. Su forma es subhedra con extremos aserrados y su tamaño de grano, fino. Presenta colores de interferencia anómalos.

5) Observaciones: localmente se distingue uralitización.

### **Muestra N°: VFNO 137**

#### **Observación microscópica:**

1) Patrón textural:

Textura: fanerítica, inequigranular hipidiomórfica de tamaño de grano variable

Microestructura: homogénea o masiva

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt, Hbl

Accesorios: Zrn, Ap, óxidos

Secundarios: Chl, Ser

3) Clasificación: TONALITA

4) Descripción de los minerales:

*Plagioclasa*: es el mineral de mayor abundancia en la muestra. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, medio a grueso. Presenta maclas polisintéticas, que están localmente acuñadas, y de Carlsbad e inclusiones de biotita, apatito y óxidos. Se observa altamente fracturado de manera transversal al maclado polisintético, reconociéndose también una fuerte alteración sericítica.

*Cuarzo*: su proporción es inferior a la de la plagioclasa, siendo su forma anhedra con bordes lobulados a irregulares y su tamaño de grano, principalmente medio. Se encuentra fracturado y con inclusiones de biotita, apatito, circón y óxidos. Su extinción es ondulosa.

*Hornblenda*: se desarrolla en un porcentaje menor que los minerales anteriores. Se trata de cristales poiquilíticos de tamaño medio, localizándose cuarzo en su interior. Presentan clivaje en dos direcciones e inclusiones de cuarzo y biotita. Además se observa su alteración a biotita.

*Biotita*: se encuentra en una proporción similar a la de la hornblenda. Se localiza rellenando los intersticios, como inclusiones en el cuarzo, plagioclasa y hornblenda y junto a la hornblenda producto de su alteración. Su forma es subhedra de tamaño medio y con extremos aserrados, en los que se destaca su desferrización. Se

observan inclusiones de apatito y circón con el desarrollo de halos pleocroicos. Se distingue su alteración a clorita y en contacto con la misma, sus bordes son difusos.

*Circón:* se encuentra como inclusiones de tamaño pequeño y forma subredondeada y prismática. Su relieve y color de interferencia son altos.

*Apatito y óxidos:* se desarrollan como escasas y pequeñas inclusiones subredondeadas. En el caso del apatito, su color de interferencia es de primer orden y su relieve, alto.

*Clorita:* es producto de la alteración de la biotita, siendo su forma subhedra con extremos aserrados. Su color de interferencia es anómalo.

*Sericita:* es producto de la alteración de la plagioclasa. Se observa a lo largo de sus fracturas.

### **Muestra N°: VFNO 1**

#### **Observación microscópica:**

##### 1) Patrón textural:

Textura: granoblástica, inequigranular hipidioblástica de tamaño de grano principalmente fino

Microestructura: homogénea o masiva

##### 2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt, Grt

Accesorios: Zrn, Ap

Secundarios: Ser, Chl

##### 3) Clasificación: CUARCITA

##### 4) Descripción de los minerales:

*Cuarzo:* es el mineral que predomina en la muestra, tratándose de cristales anhedros con bordes curvos a irregulares y tamaño fino. Presentan inclusiones pequeñas de biotita, circón y apatito. A veces su extinción es ondulosa.

*Plagioclasa:* se desarrolla en una proporción inferior que la del cuarzo. Su forma es anhedra con bordes irregulares y su tamaño de grano, fino. Posee inclusiones de biotita, circón y apatito y maclado polisintético acuñado y de dos individuos. Además se reconoce una leve alteración sericítica.

*Biotita:* su abundancia sigue a la de los minerales anteriormente descritos. Se trata de cristales subhedros con extremos aserrados y tamaño fino. Se desarrollan tanto como inclusiones en el cuarzo, plagioclasa y granate como en los intersticios. Se

destacan sus inclusiones de circón con la formación de halos pleocroicos y su alteración parcial a clorita.

*Granate*: se encuentra en baja proporción, siendo su forma anhedra con bordes irregulares, tamaño de grano medio y núcleos poiquilíticos con inclusiones de cuarzo y biotita. Además se observan cristales esqueléticos.

*Circón y apatito*: se trata de cristales pequeños que se desarrollan a modo de inclusiones en la plagioclasa y el cuarzo, y en el caso del circón, también en la biotita. La forma del apatito es subredondeada y la del circón puede ser tanto subredondeada como prismática. Ambos minerales se destacan por su relieve alto. El circón se caracteriza por el desarrollo de halos pleocroicos.

*Clorita*: es producto de la alteración de la biotita. Presenta bordes difusos en contacto con la misma.

*Sericita*: es producto de la alteración de la plagioclasa.

# ANEXO III

## III. a. CÁLCULO DE LAS FÓRMULAS ESTRUCTURALES CORRESPONDIENTES A LA MIGMATITA METASEDIMENTARIA

Tabla 1: Composición química representativa de granates (normalizados a 8 cationes y +24 cargas).

Puntos	NO49-1	NO49-2	NO49-31	NO49-3	NO49-32	NO49-4	NO49-33	NO49-5	NO49-34	NO49-6	NO49-35	NO49-36	NO49-7
SiO <sub>2</sub>	38,048	38,086	38,146	37,833	38,321	38,066	38,035	38,061	38,023	37,984	38,061	38,090	38,139
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,054	0,024	0,000	0,046	0,044	0,032	0,055	0,035	0,016	0,026	0,039	0,036
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,864	23,056	22,039	23,016	22,924	22,841	22,735	22,726	22,759	22,792	22,841	22,901	22,886
MgO	8,512	9,234	9,074	9,014	8,713	8,481	8,555	8,430	8,415	8,400	8,865	8,905	9,053
FeO	26,755	26,292	26,241	26,184	26,451	26,849	26,855	26,858	26,724	26,590	26,108	25,817	25,626
CaO	0,848	0,889	0,887	0,892	0,899	0,858	0,885	0,899	0,894	0,889	0,886	0,879	0,876
MnO	3,789	3,800	3,726	3,644	3,812	3,669	3,729	3,789	3,831	3,874	3,732	3,801	3,790
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,080	0,025	0,020	0,005	0,026	0,040	0,016	0,101	0,034	0,002	0,047	0,047	0,056
Total	100,896	101,436	100,157	100,588	101,192	100,848	100,842	100,919	100,715	100,547	100,566	100,479	100,462
Si	2,930	2,911	2,955	2,915	2,937	2,933	2,932	2,933	2,934	2,935	2,932	2,933	2,935
Ti	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Al	2,076	2,078	2,013	2,091	2,072	2,075	2,067	2,065	2,071	2,077	2,075	2,080	2,077
Mg	0,977	1,052	1,048	1,035	0,995	0,974	0,983	0,968	0,968	0,968	1,018	1,022	1,039
Fe <sup>+2</sup>	1,723	1,681	1,700	1,687	1,695	1,730	1,731	1,731	1,725	1,718	1,682	1,662	1,649
Ca	0,070	0,073	0,074	0,074	0,074	0,071	0,073	0,074	0,074	0,074	0,073	0,073	0,072
Mn	0,247	0,246	0,244	0,238	0,247	0,239	0,243	0,247	0,250	0,254	0,243	0,248	0,247
Cr	0,005	0,002	0,001	0,000	0,002	0,002	0,001	0,006	0,002	0,000	0,003	0,003	0,003
X <sub>Fe</sub>	0,638	0,615	0,619	0,620	0,630	0,640	0,638	0,641	0,640	0,640	0,623	0,619	0,614
Mg/Mg+Fe	0,362	0,385	0,381	0,380	0,370	0,360	0,362	0,359	0,360	0,360	0,377	0,381	0,386
X <sub>Mg</sub>	0,324	0,345	0,342	0,341	0,331	0,323	0,324	0,321	0,321	0,321	0,338	0,340	0,345
X <sub>Fe</sub>	0,571	0,551	0,554	0,556	0,563	0,574	0,571	0,573	0,572	0,570	0,558	0,553	0,548
X <sub>Ca</sub>	0,023	0,024	0,024	0,024	0,025	0,023	0,024	0,025	0,024	0,024	0,024	0,024	0,024
X <sub>Mn</sub>	0,082	0,081	0,080	0,078	0,082	0,079	0,080	0,082	0,083	0,084	0,081	0,082	0,082

Tabla 1: Continuación.

Puntos	NO49-23	NO49-24	NO49-25	NO49-26	NO49-27	NO49-28
SiO <sub>2</sub>	38,560	38,387	38,634	38,846	38,744	38,750
TiO <sub>2</sub>	0,030	0,031	0,000	0,039	0,056	0,032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,985	22,904	22,772	22,786	22,829	22,847
MgO	7,803	8,510	8,530	8,521	8,611	8,672
FeO	26,801	26,882	26,706	26,664	26,399	26,442
CaO	0,855	0,868	0,885	0,908	0,901	0,844
MnO	3,878	3,725	3,867	3,920	3,900	3,889
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,111	0,025	0,087	0,061	0,073	0,050
Total	101,023	101,332	101,481	101,745	101,513	101,526
Si	2,962	2,941	2,954	2,961	2,957	2,957
Ti	0,002	0,002	0,000	0,002	0,003	0,002
Al	2,082	2,069	2,053	2,048	2,055	2,056
Mg	0,894	0,972	0,972	0,968	0,980	0,987
Fe <sup>+2</sup>	1,722	1,722	1,708	1,700	1,685	1,687
Ca	0,070	0,071	0,073	0,074	0,074	0,069
Mn	0,252	0,242	0,250	0,253	0,252	0,251
Cr	0,007	0,002	0,005	0,004	0,004	0,003
X <sub>Fe</sub>	0,658	0,639	0,637	0,637	0,632	0,631
Mg/Mg+Fe	0,342	0,361	0,363	0,363	0,368	0,369
X <sub>Mg</sub>	0,304	0,323	0,324	0,323	0,328	0,329
X <sub>Fe</sub>	0,586	0,573	0,569	0,567	0,563	0,564
X <sub>Ca</sub>	0,024	0,024	0,024	0,025	0,025	0,023
X <sub>Mn</sub>	0,086	0,080	0,083	0,084	0,084	0,084

**Tabla 2:** Composición química representativa de biotitas (normalizadas a +22 cargas).

Puntos	NO49-15	NO49-17	NO49-18	NO49-29	Promedio
SiO <sub>2</sub>	35,972	36,407	36,248	36,096	36,18075
TiO <sub>2</sub>	2,356	3,8	3,941	4,842	3,73475
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,982	18,011	18,173	17,368	18,1335
MgO	13,976	13,715	13,441	12,716	13,462
FeO	13,699	14,295	13,986	15,157	14,28425
MnO	0,078	0,143	0,13	0,146	0,12425
K <sub>2</sub> O	9,521	9,914	9,975	9,988	9,8495
Na <sub>2</sub> O	0,111	0,1	0,145	0,08	0,109
BaO	0	0	0	0	0
F	0,688	0,46	0,648	0,532	0,582
Total	95,383	96,845	96,687	96,925	96,46
Si	2,681	2,682	2,678	2,676	2,679
Al(IV)	1,319	1,318	1,322	1,324	1,321
Al(VI)	0,349	0,246	0,260	0,194	0,262
Ti	0,132	0,211	0,219	0,270	0,208
Fe	0,854	0,881	0,864	0,940	0,885
Mg	1,552	1,506	1,480	1,405	1,486
Mn	0,005	0,009	0,008	0,009	0,008
Sum(VI)	2,892	2,852	2,831	2,817	2,848
Vac(VI)	0,108	0,148	0,169	0,183	0,152
Na	0,016	0,014	0,021	0,011	0,016
K	0,905	0,932	0,940	0,945	0,930
F	0,162	0,107	0,151	0,125	0,136
HO	1,838	1,893	1,849	1,875	1,864
#Mg	0,645	0,631	0,631	0,599	0,627

**Tabla 3:** Composición química representativa de plagioclasas y feldespato potásico (normalizados a 5 cationes y 8 oxígenos).

Puntos	NO49-8	NO49-9	NO49-11	NO49-19	NO49-20	NO49-22	NO49-30
SiO <sub>2</sub>	61,22	61,075	63,581	61,385	60,774	63,807	61,258
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,568	24,702	19,606	24,762	24,41	19,393	24,464
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,034	0,009	0	0,134	0,05	0,021
CaO	5,237	5,217	0,121	5,16	5,353	0,056	5,21
Na <sub>2</sub> O	8,284	8,155	1,368	8,431	8,405	1,711	8,266
K <sub>2</sub> O	0,272	0,243	15,02	0,2	0,196	14,242	0,251
SrO	0,039	0,049	0,04	0,029	0,039	0,05	0,057
BaO	0,012	0,027	0,241	0,029	0,08	0,316	0,092
Total	99,632	99,502	99,986	99,996	99,391	99,625	99,619
Si	2,725	2,722	2,942	2,722	2,718	2,955	2,729
Al	1,289	1,298	1,070	1,295	1,287	1,059	1,285
Fe <sup>+3</sup>	0,000	0,001	0,000	0,000	0,005	0,002	0,001
Ca	0,250	0,249	0,006	0,245	0,257	0,003	0,249
Na	0,715	0,705	0,123	0,725	0,729	0,154	0,714
K	0,015	0,014	0,887	0,011	0,011	0,841	0,014
X <sub>Ca</sub>	0,255	0,257	0,006	0,250	0,257	0,003	0,255
X <sub>Na</sub>	0,729	0,728	0,121	0,739	0,731	0,154	0,731
X <sub>K</sub>	0,016	0,014	0,873	0,012	0,011	0,843	0,015

**Tabla 4:** Composición química representativa de cordieritas (normalizadas a 11 cationes).

Puntos	NO49-10	NO49-13	NO49-14	NO49-16	NO49-21
SiO <sub>2</sub>	48,836	48,995	49,005	49,230	48,961
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000	0,046	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,485	34,392	34,504	34,388	34,410
FeO*	5,403	5,542	5,412	5,616	5,507
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,353	0,220	0,403	0,318	0,378
FeO	5,085	5,344	5,049	5,330	5,167
MgO	9,925	9,824	10,134	9,972	9,977
MnO	0,210	0,292	0,255	0,276	0,264
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na <sub>2</sub> O	0,096	0,051	0,045	0,068	0,074
K <sub>2</sub> O	0,000	0,006	0,009	0,016	0,001
Total	104,393	104,666	104,816	105,260	104,739
Si	4,921	4,937	4,918	4,935	4,924
Ti	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
Al	4,097	4,086	4,082	4,064	4,080
Fe <sup>+2*</sup>	0,455	0,467	0,454	0,471	0,463
Mg	1,490	1,475	1,516	1,490	1,495
Mn	0,018	0,025	0,022	0,023	0,022
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,019	0,010	0,009	0,013	0,014
Mg/Fe+Mg	0,777	0,766	0,781	0,769	0,775
X <sub>Mg</sub> <sup>^2</sup>	0,603	0,587	0,611	0,592	0,600
X <sub>Fe</sub> <sup>^2</sup>	0,050	0,055	0,048	0,053	0,051