

**Universidad Nacional de Río Cuarto. Facultad de Ciencias Exactas Físico-Química y Naturales.
Departamento de Geología.**

Caracterización Petro-Estructural del sector centro-oriental de la Sierra de Valle Fértil, entre 30°40' y 30°48' de latitud Sur, departamento Valle Fértil, San Juan



Tesis de licenciatura

Autor: Sebastián Ezequiel Barrón

Director: Dr. Juan E. Otamendi

Co-director: Dr. Eber Cristofolini



AGRADECIMIENTOS...

- *A mi familia, especialmente a mis padres por ser los mejores papás del mundo y apoyarme en cada momento de mi vida.*
- *A Daisy, por hacerme feliz cada día, tenerme paciencia y aguantar mis locuras.*
- *A Eber Cristofolini, por su predisposición sin precedentes en la historia, correcciones y enseñanzas.*
- *A Juan Otamendi, por confiar en mí y permitirme ser parte de su equipo de trabajo.*
- *A mis amigos, especialmente a Lucas (Lukín), Mauro (Coco), Patricio (Nono), Rómulo (Orejón) y Sebastián (GI). El orden es alfabético, por lo que no denota mayor o menor importancia.*

Dedicado a mis tíos; Bruno y Lina Nímis.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.2.a. Generales	1
1.2.b. Específicos	2
1.3. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO	2
1.4. MATERIALES Y METODOLOGÍA	3
1.4.a. Epata de gabinete inicial	3
1.4.b. Etapa de campo	3
1.4.c. Etapa de laboratorio	4
1.4.d. Etapa de gabinete final	5
CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL	6
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL	6
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	12
CAPÍTULO 3: ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO PRE-MESOZOICO	19
3.1. INTRODUCCIÓN	19
3.2. DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS LITOLÓGICOS	20
3.3. UNIDAD TONALÍTICA	20
3.3.1. Tonalitas	21
3.3.2. Diorita Cuarzosa	25
3.3.3. Monzogranitos y leucogranitos	27
3.3.4. Protomilonitas en facies de anfibolita baja	30
3.3.5. Mármol	32
3.4. UNIDAD TONALÍTICA/GRANODIORÍTICA	33

3.4.1. Tonalitas	33
3.4.2. Pegmatitas simples	37
3.4.3. Estromatitas cordieríticas	38
3.4.4. Granodioritas	40
3.4.5. Granitos	43
3.4.6. Gabros hornbléndicos	45
3.5. UNIDAD GRANODIORÍTICA QUIMILO	47
3.5.1. Granodiorita porfírica	47
3.5.2. Granodiorita inequigranular	50
3.5.3. Milonitas	53
3.5.4. Monzogranitos	55
CAPÍTULO 4: ESTRUCTURA DEL BASAMENTO	58
4.1. INTRODUCCIÓN	58
4.2. CRITERIOS PARA LA DIFERENCIACIÓN DE LAS FOLIACIONES MAGMÁTICA/MIGMÁTICA S1 Y DE DEFORMACIONES S2 Y S3.	58
4.3. DOMINIO ESTRUCTURAL MAGMÁTICO/MIGMÁTICO (S1).	59
4.4. DOMINIO ESTRUCTURAL MILONÍTICO EN FACIES DE ANFIBOLITA ALTA TRANSICIÓN A GRANULITA (S2).	65
4.5. DOMINIO ESTRUCTURAL MILONÍTICO EN FACIES DE ANFIBOLITA BAJA (S3).	67
CAPÍTULO 5: MICROESTRUCTURAS Y MICROTEXTURAS	69
5.1. INTRODUCCIÓN	69
5.2. MICROESTRUCTURAS	69
5.2.a. Maclado mecánico y “kinking”	69
5.2.b. Creep por disolución	71

5.2.c. Creep por dislocación	72
5.2.d. Creep por difusión en estado sólido	73
5.2.e. Mirmequitas	75
5.2.f. Recuperación o recovery	76
5.2.g. Recristalización dinámica	77
5.3. MICROTEXTURAS	78
5.3.a. Sutura de malevo	78
5.3.b. Uralitización	78
5.3.c. Pertitas	79
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN	80
6.1. INTRODUCCIÓN	80
6.2. PETROGÉNESIS	80
6.3. GENERACIÓN DE ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS HOSPEDADOS EN LA UNIDAD GRANODIORÍTICA QUIMILO.	85
6.4. EVOLUCIÓN PETRO-ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	86
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	88
BIBIOGRAFÍA	90
ANEXO I: MAPAS	99
ANEXO II: FICHAS PETROGRÁFICAS	100
ANEXO III: TABLAS	125

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en la región centro-oriental de la Sierra de Valle Fértil en la provincia de San Juan. Dentro del contexto geológico regional, la zona de estudio forma parte del arco magmático Famatiniano y queda comprendida dentro de la provincia geológica de las Sierras Pampeanas, según lo establecido por Ramos (1999).

Las Sierras de Valle Fértil y La Huerta constituyen una unidad orográfica de 140 km de largo con un máximo de 30 km de ancho a la latitud de San Agustín de Valle Fértil. Este bloque serrano se extiende con rumbo NNO-SSE a lo largo del límite oriental de la provincia de San Juan. El área de investigación no posee antecedentes precisos que caractericen la estructura y estratigrafía de manera detallada. Sin embargo, en las inmediaciones de la zona de estudio se han realizado diferentes aportes concernientes al conocimiento geológico del basamento, entre los que se destacan los trabajos realizados por Viñao (2007), Baliani (2009) y Falcone (2009). Es importante mencionar, además, las investigaciones de carácter regional desarrolladas previamente por Mirré (1971 y 1976). Este autor definió tres unidades litoestratigráficas principales que están caracterizadas por presentar asociaciones litológicas claramente distinguibles, estas son: 1- rocas ígneas máficas y ultramáficas, incluyendo las anfibolitas dominadas por texturas metamórficas; 2- rocas ígneas intermedias, abarcando dioritas cuarzosas, tonalitas y granodioritas; y 3- rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios, agrupando a gneises, migmatitas, mármoles, anfibolitas espacialmente asociadas a mármoles, y un cortejo de pegmatitas y granitos derivados de la fusión parcial de los protolitos fértiles.

Esta investigación y su defensa permitirán concluir con la "Tesis de Licenciatura en Geología". Además, el mapeo de detalle del área de estudio contribuirá a ampliar el conocimiento científico del basamento que compone la Sierra de Valle Fértil.

1.2. OBJETIVOS

1.2.a. Generales

Desarrollar un estudio geológico-petroológico-estructural profundo del basamento cristalino del sector centro-oriental de las Sierras de Valle Fértil.

Elaborar un mapa geológico a escala 1:50.000 del área en estudio, integrando todos los resultados petro-estructurales relevados durante la investigación.

1.2.b. Específicos

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

Llevar a cabo una caracterización petrológica en toda el área de estudio, diferenciando, clasificando y delimitando los diferentes tipos litológicos.

Delimitar el borde occidental del cuerpo granodiorítico Quimilo.

Efectuar la caracterización estructural de la comarca, reconociendo y clasificando los distintos elementos estructurales presentes. Dentro de este objetivo se pondrá énfasis en determinar los rasgos estructurales de escala mesoscópica y microscópica que afectaron a las rocas durante su evolución magmática, posmagmática y metamórfica.

Reconstruir la evolución geológica de la zona, sin perder de vista el marco geológico regional.

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

1.3. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra sobre el flanco centro-oriental de la Sierra de Valle Fértil, a unos 20 Km al Sur de la localidad de San Agustín de Valle Fértil, provincia de San Juan. Más precisamente se ubica entre los 30°40' y 30°48' de latitud sur y 67°34' y 67°23'40" longitud oeste, ocupando una superficie aproximada de 150 km² (Fig. 1.1).

Para llegar a la localidad de San Agustín, antes se debe pasar a la localidad de Marayes a través de la ruta Nacional 141. A este punto se puede llegar desde Chepes por el este, o desde San Juan por el oeste. Desde Marayes se debe conducir por la ruta Provincial N° 510 hasta San Agustín de Valle Fértil. Al área de estudio se accede desde San Agustín hacia el sur, unos 27 Km, a través de caminos rurales en general con buen mantenimiento.



Figura 1.1: Mapa de ubicación geográfica y vías de acceso a la zona de estudio.

1.4. MATERIALES Y METODOLOGÍA

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

1.4.a. Etapa de gabinete inicial

Durante esta primera fase se seleccionaron y analizaron los antecedentes de la zona, además de lecturas específicas concernientes a metodologías de relevamiento geológico-estructural, mapeo y descripciones petrográficas. A partir de la Hoja Geológica 19e Valle Fértil (Mirrè 1976) a escala 1:200.000 e imágenes satelitales de escala 1:20.000 en formato papel y digital, se realizó la fotointerpretación del área de estudio. Posteriormente, se confeccionó un mapa base preliminar discriminando mega-estructuras y fallas menores, además se delimitaron presumibles límites entre unidades litológicas.

1.4.b. Etapa de campo

Durante este trabajo se llevaron a cabo 3 campañas de siete días cada una. Las mismas consistieron en el relevamiento geológico de las unidades definidas en la etapa de fotointerpretación, descripción de las diferentes litologías presentes, relaciones de campo, distribución espacial y naturaleza de sus contactos. Seguidamente, se desarrolló un muestreo sistemático para realizar estudios macroscópicos y microscópicos, con el propósito de definir y caracterizar la estratigrafía de

las unidades propuestas (Fig. 1.2). Asimismo, se efectuó el reconocimiento y relevamiento a mesoescala, de los diferentes elementos estructurales magmáticos, metamórficos y tectónicas presentes en la comarca, mediante brújula geológica tipo Brunton. El relevamiento en campo se ejecutó sistemáticamente siguiendo la propuesta de los manuales de campo de Passchier y Trouw (1996) y McClay (1987). Cabe aclarar que parte de los datos lito-estructurales del sector noroeste del área de estudio fue complementado con la información obtenida por Viñao (2007). Seguidamente, toda la información de campo se volcó en la libreta de campaña, en la cual también, se esquematizaron las relaciones de campo observadas entre los tipos litológicos. Posteriormente se organizaron y trasladaron los datos al mapa base preliminar para obtener una visión general de la geología del sector.

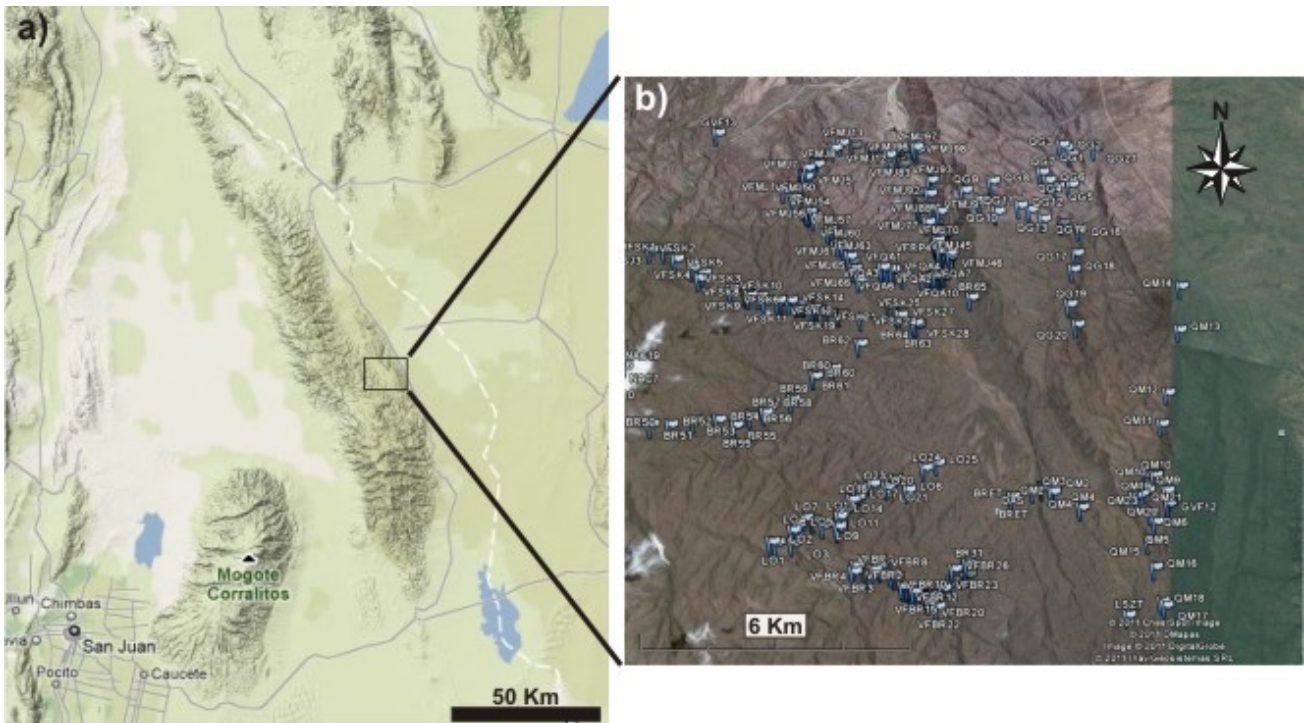


Figura 1.2: Imágenes digitales de la ubicación del área de estudio. a) muestra una escala regional del sector de estudio. b) Imagen de mayor detalle de la anterior en la cual se observa la ubicación de las muestras tomadas. Parte de los puntos registrados en el cuadrante noroeste corresponden al trabajo realizado por Viñao (2007).

1.4.c. Etapa de laboratorio

Durante esta etapa se confeccionaron secciones delgadas de muestras representativas de todos los tipos litológicos encontrados. Luego se realizó un análisis bajo microscopio binocular para definir su textura a escala de toda la sección, siguiendo los criterios propuestos por Passchier y Trouw (1996), Selley (1993) y Winter (2001). Por último se efectuó el estudio petrográfico con microscopio de polarización. Mediante su uso fueron determinados los minerales esenciales,

accesorios y secundarios o de alteración; la simbología utilizada para los minerales fue tomada de Kretz (1983). También se determinaron las diferentes relaciones texturales presentes en las rocas ígneas, a partir de las cuales se evaluaron las secuencias de cristalización (Selley 1993) y el origen de las texturas de reacción (Winter 2001).

Por otro lado, los datos estructurales relevados en campo, se procesaron utilizando el programa StereoNett versión 1.0.0.1. Se proyectó en el hemisferio inferior los polos de las estructuras planares, con el propósito de determinar los dominios estructurales existentes en las distintas unidades litológicas a fin de elaborar un mapa lito-estructural.

En gabinete, y después de cada campaña se prosiguió con la reinterpretación de las imágenes satelitales, teniendo en cuenta que las tareas de campo permitieron corroborar, y en algunos casos modificar, las hipótesis planteadas en etapas iniciales.

1.4.d. Etapa de gabinete final

Se realizó la selección e integración de toda la información recabada en las etapas previas, con el objetivo de confeccionar un mapa geológico del área de estudio, representativo, comprensible y a escala adecuada. Para ello se procedió a la digitalización y tratamiento de datos mediante la utilización de software Corel DRAW 13®.

Por último, se redactó el informe final correspondiente a la Tesis de Licenciatura, donde se sintetizó la información relevante obtenida en todas las etapas de la investigación.

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL Y LOCAL

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El área de investigación ubicada en las Sierras de Valle Fértil - La Huerta, forma parte de la provincia geológica de Sierras Pampeanas. Más precisamente, se encuentra en el sector occidental de la misma, como parte integrante de un cinturón dominado por rocas del arco magmático Ordovícico (Ramos 1999), conocido como Arco Famatiniano (Fig. 2.1).

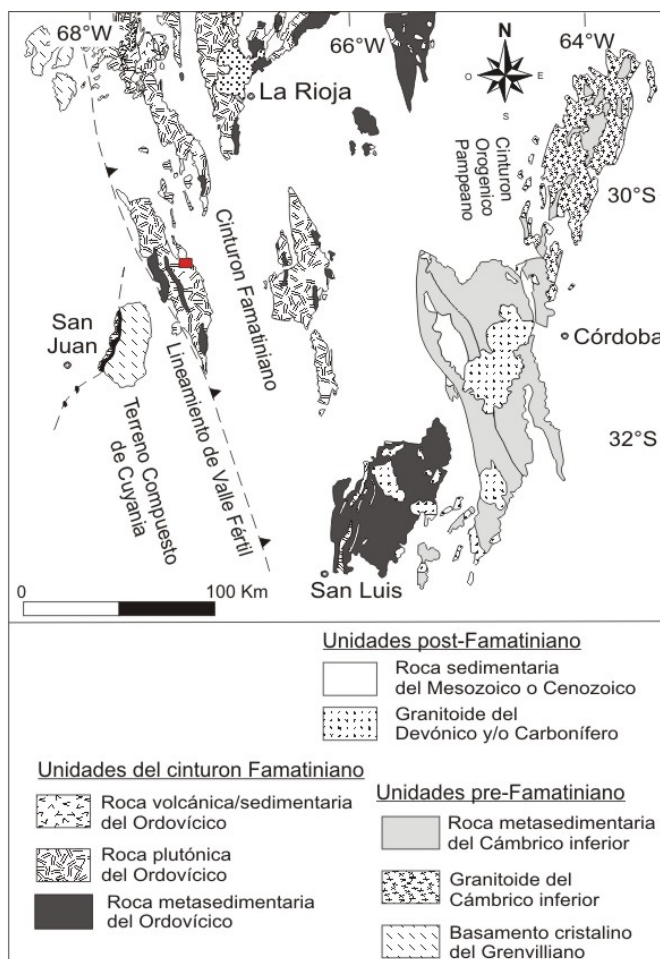


Figura. 2.1: Ubicación de La Sierra de Valle Fértil y localización de los diferentes sistemas serranos que conforman el segmento central del arco magmático Famatiniano, modificado de Ramos (1999). El rectángulo señala la ubicación aproximada del área de estudio.

Los sistemas serranos que conforman esta unidad morfo-estructural fueron estudiadas por distintos autores tales como Stelzner (1875), Bodenbender (1895) y Rasmuss (1916; en Ramos 1999), quienes describieron un basamento plutónico-metamórfico de edad precámbrica-eopaleozoica,

parcialmente cubiertos por sedimentitas de edades neopaleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. El mismo fue interpretado por Dalla Salda (1987) como producto de una faja de movilidad ensiálica, o como terrenos que acrecieron al margen occidental del cratón del Río de la Plata, según lo planteado por Ramos (1988).

Esta región geológica, a lo largo de los años, ha sido dividida en diferentes sub-provincias geológicas. En primera instancia, Caminos (1979) la denomina las Sierras Pampeanas Noroccidentales, subdivididas a su vez en base a las características litológicas en la Faja Oriental y la Faja Occidental. Con posterioridad, y siguiendo la propuesta de Caminos (1979), Toselli *et al.*, (1992 y 1996) reconocen dos regiones definidas como cinturones metamórficos con características litológicas bien diferenciadas, demarcando una zona con condiciones metamórficas de presiones medias (cinturón occidental) y otra con presiones bajas (cinturón centro-oriental). Ramos (1999) también propone para la región una división en: la provincia geológica de las "Sierras Pampeanas Orientales" y la provincia de las "Sierras Pampeanas Occidentales", cuyo límite pasa por el lineamiento Valle Fértil, ubicado en el borde oriental de la sierra homónima.

Estudios recientes realizados en las Sierras de Valle Fértil-La Huerta por Otamendi *et al.*, (2008), Ducea *et al.*, (2010), Vujovich *et al.*, (1998) y Viñao (2007), demuestran que: 1- existe un pasaje transicional entre la unidad intermedia dominada por tonalitas ubicada al oeste del límite propuesto por Caminos (1979) y la unidad silícica dominada por granodioritas al este de la mencionada demarcación, por lo tanto en la región centro-oriental no existiría un límite geológico de escala regional; 2- edades aportadas por Ducea *et al.*, (2010), muestran que tanto las tonalitas como las granodioritas presentan edades de cristalización de entre 485 y 470 Ma, indicando que las mismas se generaron concomitantemente durante el desarrollo del arco Famatiniano; 3- los complejos estratificados máficos-ultramáficos al oeste de la unidad intermedia, contienen rocas cumulares con mineralogía típica de arcos magmáticos, tales como las descritas por Baliani (2009) en cercanías del paraje Las Juntas y Quevedo (2008) para la Quebrada del Jaboncillo; 4- la transición entre la unidad máfica y la intermedia se encontraba a unos 20 km de profundidad en la corteza del arco Famatiniano según lo establecido por Otamendi *et al.*, (2008); y 5- la mejor reconstrucción geológica del cordón serrano sugieren que las rocas máficas dominan al oeste y que las rocas silícicas se restringen a su flanco oriental.

De esta forma todas las observaciones toman importancia cuando se recuerda que el límite entre Faja Oriental y Faja Occidental definido por Caminos (1979) para Sierras Pampeanas (ver Fig. 2.1), se encuentra en el borde oriental de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta. Esta divisoria no tendría ninguna relevancia geológica a escala regional. Por el contrario, si existe un límite geológico,

el mismo estaría ubicado inmediatamente al oeste de la mencionada serranía, según lo establecido por Giménez *et al.*, (2000) e Introcaso *et al.*, (2004) entre otros, en el denominado Valle del Bermejo.

Dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas se pueden distinguir tres ciclos tectónicos-metamórficos-magmáticos propuestos por Stuart-Smith *et al.*, (1996); Rapela *et al.*, (1998). Estos ciclos se denominaron:

- Pampeano (Neoproterozoico Tardío - Cámbrico Inferior)
- Famatiniano (Ordovícico Inferior y Medio)
- Achaliano (Silúrico - Carbonífero Inferior)

Esta idea había sido ya adelantada por Aceñolaza y Toselli (1976), quienes proponían distinguir a las Sierras Pampeanas como bloques formados durante el Ciclo Pampeano (Cámbrico) y Famatiniano (Ordovícico-Silúrico; ver Fig. 2.2).

El ciclo Pampeano, dió lugar a la generación de rocas metamórficas que conforman el sector de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Santiago del Estero y parte de Tucumán (Ramos, 1988; Kraemer *et al.*, 1995), mientras que en el noroeste Argentino generó la deformación de la Formación Puncoviscana (Omarini, 1983). Dataciones en circones mediante el método U-Pb realizadas por Rapela *et al.*, (1998) establecen para Sierras Pampeanas Orientales una edad tectono-térmica que se ubicaría en los 543 y 530 Ma. También, durante este ciclo, se generaron granitoides asociados a subducción que corresponderían al Proterozoico Superior a Cámbrico basal, seguidos por granitos sin-colisional del Cámbrico Inferior.

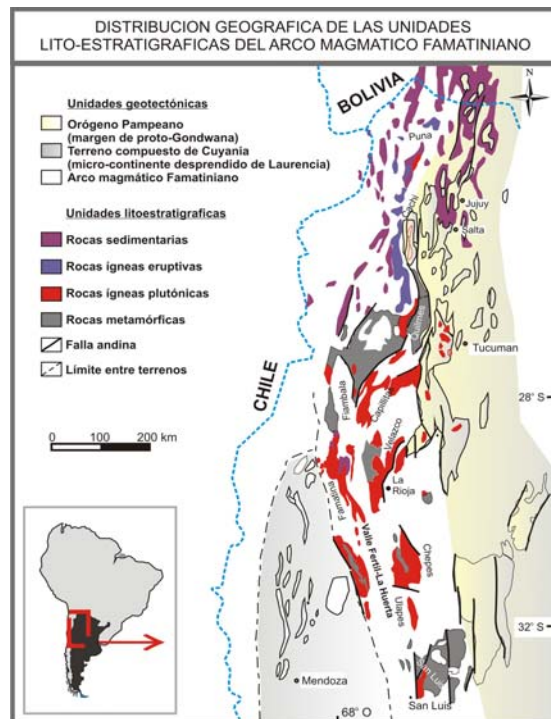


Figura 2.2: Mapa de distribución geográfica de unidades geotectónicas y unidades lito-estratigráficas del arco magmático Famatiniano. Modificado de Caminos y Gonzáles (1996).

Respecto a la interpretación geotectónica, la etapa orogénica Pampeana ha sido explicada por Rapela (2001) como el resultado de una colisión entre el terreno Pampeano para-autóctono y el margen occidental de Gondwana, durante el Cámbrico Inferior a Medio. Edades U-Pb de 600 y 1100 Ma. reconocidas en los núcleos de circones detríticos provenientes de metapelitas de bajo grado, migmatitas y granitoides anatécticos pampeanos, indican que las cuencas sedimentarias recibieron un aporte detrítico de una fuente de edad Proterozoico Medio a Superior de afinidades Gondwánicas (Sims *et al.*, 1998; Rapela *et al.*, 1998).

El ciclo Famatiniano, originalmente definido por Aceñolaza y Toselli (1976), se relaciona a la generación de un cinturón magmático plutónico-volcánico, llamado luego arco magmático Famatiniano (Toselli *et al.*, 1996). La estratigrafía del arco ordovícico es compleja y cambia a lo largo del cinturón magmático. Esto es así debido a las sucesivas orogénesis (Oclóyica, Chánica, Gondwánica y Andina) que lo afectaron y que han exhumado o soterrado e incluso yuxtapuesto y duplicado, distintos niveles corticales del arco Famatiniano. El rasgo más saliente de esta configuración geológica compleja, es que los niveles corticales más profundos del arco magmático, están expuestos entre los 30° y 33° de latitud sur. Entre estas latitudes los complejos ígneos-metamórficos, que se formaron durante el Ordovícico en niveles medios de la corteza, están expuestos fundamentalmente en tres sistemas serranos: San Luis, Ulapes-Chepes-Los Llanos y Valle Fértil-La Huerta. Sato *et al.*, (2003) integran la información geológica sobre la evolución y cierre del arco magmático ordovícico en la Sierra de San Luis, demostrando que los granitoides calco-alcalinos y el cinturón máfico-ultramáfico están volumétricamente subordinados con respecto a las rocas metamórficas y que el plutonismo precede al evento tectónico más intenso. Por otro lado, el plutonismo del arco ordovícico del segundo bloque serrano, denominado batolito Los Llanos-Ulapes, está constituido por granitoides calco-alcalinos mayormente intermedios en sílice, con intrusiones menores de granitoides peraluminosos y félsicos (Pankhurst *et al.*, 1998). En estas latitudes el magmatismo se extendió hasta el ante-país donde quedó representado por un magmatismo trondhjémítico (Pankhurst *et al.*, 2000). En cuanto al sistema serrano de Valle Fértil y La Huerta, el mismo se constituye principalmente de secuencias plutónicas, de amplio rango geoquímico y progresivamente más evolucionadas desde oeste a este.

Desde el sistema de Famatina hasta la Puna se encuentra representada la corteza superior del mencionado arco Famatiniano, y aunque la estratigrafía de esas provincias geológicas no es simple, es posible caracterizarla siguiendo los trabajos de Turner y Méndez (1979) y De Alba (1979). Dichos autores definieron para la región un basamento metamórfico de edad Proterozoico superior-

Cámbrico inferior, con importantes volúmenes de magmatismo y secuencias volcano-sedimentarias ordovícicas, sucesiones sedimentarias del Paleozoico Superior, además de sucesiones sedimentarias sin-orogénicas del Terciario. Como punto importante a destacar, es que en esas regiones geológicas está expuesto el zócalo del arco ordovícico que está formado mayormente por metasedimentos (Fm. Puncoviscana *s.l.*), así como también secuencias del arco volcánico y de las cuencas de retro-arco (Aceñolaza *et al.*, 2000; Astini y Dávila, 2004). El ciclo orogénico Famatiniano es evidenciado por procesos de sedimentación, deformación, metamorfismo y magmatismo que tuvieron lugar durante el Ordovícico a lo largo del margen occidental de Gondwana. Este ciclo es reconocido desde el Perú hasta la Patagonia (Rapela *et al.*, 2005; Chew *et al.*, 2007), sin embargo, constituiría un orógeno acrecional en el segmento sur del arco, cerrado durante el Ordovícico medio por la colisión del terreno Precordillera (Astini y Dávila, 2004).

El ciclo Achaliano se caracteriza por la presencia de magmatismo granítico del Silúrico, Devónico y Carbonífero en las Sierras Pampeanas. Este magmatismo se considera post-colisional, y ha sido ampliamente estudiado en las Sierras de San Luís y Córdoba (López de Lucchi, 1987; Quenardelle 1995; Llambías *et al.*, 1998 y Pinotti *et al.*, 2002). Rapela *et al.*, (2008) proponen que el batolito de Achala, localidad tipo de este evento, representa proporciones variables de componentes de un manto juvenil y fundidos corticales formados por deshidratación de biotita. En cuanto al contexto tectónico, Ramos (1999) destaca que estos granitos fueron formados y emplazados concomitantemente con la cratonización y el levantamiento de una gran parte de las Sierras Pampeanas.

Continuando con la sucesión de acontecimientos, en la región se depositaron en discordancia sobre el basamento cristalino Paleozoico, los sedimentos continentales (conglomerados y areniscas) del denominado Grupo Paganzo. En el Grupo Paganzo, Gonzáles y Aceñolaza (1972) definen tres pisos, correspondientes al Paganzo I-II (Carbonífero-Pérmico) y Paganzo III (Triásico). Dichos depósitos se asocian a una cuenca intra-cratónica (Cuenca Paganzo), constituida por una serie de depocentros controlados por discontinuidades corticales profundas previas y antiguas (Fernández Seveso *et al.*, 1993). De la misma forma Bally (1989), caracteriza a los depocentros como episuturales típicos, ya que están asociados a los límites corticales generados por las orogenias del Paleozoico Temprano. Es necesario mencionar que Astini (1996) describe para el Devónico, el desarrollo de una serie de eventos de deformación asociados a los movimientos Chánicos, responsables de la discordancia entre los depósitos Devónicos y Carboníferos.

Con posterioridad, durante el Mesozoico se desarrollaron fallas asociadas a un período distensivo a escala regional, que dió lugar a los sistemas de rift triásicos localizados en las zonas de suturas de los terrenos adosados durante el Paleozoico (Comínguez y Ramos, 1991; Hungerford *et*

al., 1996; Ramos, 1999). Relacionado al mismo régimen, a lo largo del lineamiento de Valle Fértil, se generaron diversos depocentros aislados como son los de Ischigualasto, Marayes, Las Salinas y Beazley con paquetes sedimentarios silicoclásticos continentales de potencias variadas que alcanzan los 2000 metros. En la estratigrafía de estas cuencas, también se reconocen basaltos alcalinos de intraplaca con una variación de edad que fluctúa de oeste a este, desde el Triásico Tardío a Jurásico Temprano.

Por otra parte, en el Cenozoico, entre los 27° y 33° de latitud sur en donde la subducción de la placa de Nazca es subhorizontal, se generaron depósitos sin-orogénicos en el sistema de Cordillera Principal, Cordillera Frontal, sistema de Famatina y Sierras Pampeanas. Asociado a esta etapa se desarrollaron cuencas de antepaís como lo son la denominada cuenca del Bermejo, que limita con el lineamiento principal de Valle Fértil y La Huerta en su margen occidental, y la cuenca de Pagancillo al noroeste. Cabe mencionar, que durante el Cenozoico tardío las Sierras Pampeanas sufrieron el mayor levantamiento diferencial y diacrónico desde su consolidación (Ramos *et al.*, 2001). Las principales fallas cenozoicas se han registrado a lo largo del lineamiento de Valle Fértil y de la Sierra de Chepes, reconociéndose actualmente la mayor actividad tectónica y de levantamiento en la región de Sierra de Pie de Palo. Esta actividad neotectónica se correlaciona con la elevación de la Precordillera oriental y con una deformación generalizada en toda el área. Se inició a partir de Mioceno inferior, y a partir de esa edad se propagó hacia el antepaís plegando los sedimentos de la cuenca de Bermejo y ocasionando, durante el Pleistoceno Temprano, el levantamiento de la Sierra de Valle Fértil (Ramos, 1999). Según los estudios realizados por Ramos y Vujovich (2000), la deformación comenzó aproximadamente a los 3 Ma y continúa en el presente con una tasa de acortamiento cercano a los 4 mm/a y un levantamiento de 1 mm/a.

Finalmente, la provincia geológica de las Sierras Pampeanas, en relación a las mega-estructuras y estructuración intrínseca del basamento, constituye una unidad orográfica constituida por varios cordones montañosos con rumbos submeridianos, relacionados a bloques fallados con planos de fallas de alto ángulo buzantes al este. Parte de ellos sufrieron un basculamiento hacia el oriente, generando así, una morfología asimétrica con laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas, separados por valles longitudinales (González Bonorino, 1950). La morfología actual del basamento de las Sierras Pampeanas responde a la compresión Andina desarrollada durante el Cenozoico Tardío (Ramos, 1999). Sin embargo, es evidente que las unidades morfo-estructurales actuales, se encuentran controladas por estructuras antiguas. Asimismo, muchos autores reconocen a las Sierras Pampeanas como un mosaico de terrenos, cuyas potenciales líneas de sutura estarían dispuestas a lo largo de los cinturones ofiolíticos (Ramos, 1999). Sobre la base de datos de campo, gravimetría y anomalías magnéticas se ha determinado que una de las discontinuidades más

importantes corresponde al lineamiento de Valle Fértil, elemento estructural de escala regional que pone en contacto el arco magmático Famatiniano con el terreno compuesto de Cuyania. Dicha estructura, ha jugado un rol fundamental, y ha controlado la continua elevación del basamento de la Sierra de Valle Fértil y La Huerta, Guasayán y otras, a lo largo de 600 Km (Ramos, 1999).

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

Las Sierras de Valle Fértil y La Huerta conforman un sistema serrano que está siendo elevado por una falla de alto ángulo con buzamiento al este, ubicada en el borde oeste del bloque de serrano (Jordan y Allmendinger, 1986). Esta estructura de primer orden, coincide, a escala regional, con el lineamiento de Valle Fértil. Datos de gravimetría aportados por Giménez *et al.*, (2000) indican la existencia de una paleo-sutura que correspondería al límite entre el terreno Cuyania desmembrado de Laurentia, y el margen occidental de Gondwana. Esta sutura está situada entre el arco magmático Famatiniano y el basamento de Cuyania, inmediatamente al oeste de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta por debajo de la cubierta sedimentaria de la cuenca del Bermejo (Cominguez y Ramos, 1991). Edades Ar-Ar en muscovita indican que esta estructura estuvo activa hasta los 390 Ma, lo cual correspondería con el momento de la consolidación final del terreno Cuyania y cese de la deformación dúctil registrada en las Sierras Pampeanas (Ramos *et al.*, 1996).

Estos datos geofísicos, junto a estudios detallados de la geología regional, permitieron establecer que las Sierras de Valle Fértil y La Huerta constituyen la porción de basamento plutónico del arco magmático ordovícico generado sobre el borde oeste de Gondwana (Ramos, 2004).

La estructura mayor que limita y levanta el bloque serrano es una falla inversa, que presenta un rumbo dominante NO-SE, y fallas secundarias con orientación NE-SO. Estas características, sumada a las relaciones de campo, dataciones absolutas y datos termobarométricos, sugieren que la estructuración principal estaría controlada por la presencia de diferentes bloques tectónicos, de rumbo submeridional y buzantes al este. Estos bloques habrían sido desmembrados, basculados y yuxtapuestos producto de la tectónica colisional del Ordovícico Superior y reactivados por los esfuerzos del ciclo Andino.

En lo que respecta a la porción más austral del cordón serrano, llamado Sierra La Huerta, está conformada por un basamento cristalino ígneo-metamórfico que es la continuidad de la Sierra de Valle Fértil. Estudios iniciales de Minera TEA (1967), Llano y Castro de Machuca (1984); Vujovich *et al.*, (1996); Castro de Machuca (1990) y Vujovich (1995) distinguieron en La Huerta gneises y esquistos biotítico-granatífero, biotítico-granatífero-sillimaníticos y biotítico-granatífero-cianítico-sillimaníticos, además de esquistos cuarzo-micáceos y mármoles. Asociados a estas metamorfitas en facies de anfíbolita a granulita, se encuentran cuerpos de anfíbolitas de extensión regional (Vujovich

et al., 1994). Por otra parte, en varios sectores también se reconocen fajas de milonitas que afectan tanto a las rocas metamórficas como ígneas por igual. Asimismo, las rocas ígneas dominantes son tonalitas y dioritas cuarzosas, también se reconocen pequeños cuerpos máficos y ultramáficos (Vujovich *et al.*, 1996).

Al oeste de la Sierra de La Huerta, a unos 30 km al noroeste de la localidad de Marayes, sobre el flanco occidental de dicho sistema serrano, se encuentra la Sierra de Loma de las Chacras. Estudios realizados por Martino *et al.*, (2008) determinaron que esta sierra está constituida por un complejo metamórfico intensamente deformado integrado por migmatitas, gneises y lentes de anfibolitas granatíferas, sobre las que se apoyan sedimentitas permo-triásicas del Grupo Marayes, depósitos aluviales y aterrazados del cuaternario.

La estratigrafía de la Sierra de Valle Fértil fue definida inicialmente por Mirré (1971,1976), quien diferenció un complejo metamórfico al que se le asocian cuerpos graníticos, diques aplíticos, rocas volcánicas y secuencias sedimentarias continentales con rellenos volcanoclásticos. En términos generales, en la Sierra de Valle Fértil se pueden diferenciar tres unidades lito-estratigráficas principales que se distinguen por sus relaciones y variaciones litológicas: 1- unidad de rocas máficas-ultramáficas y anfibolitas, estas últimas se han dividido en tres tipos por su composición mineralógica (ver Mirré, 1976). 2- unidad de rocas ígneas intermedias; granodioritas, tonalitas hasta dioritas cuarzosas; y 3- unidad de rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios agrupadas en: gneises, migmatitas, mármoles, anfibolitas asociadas a mármoles, complejos de pegmatitas y granitos anatéticos.

La unidad de roca máfica-ultramáfica domina en el sector centro-norte y en las estribaciones australes del cordón serrano (Fig. 2.3). Más específicamente, se encuentra aflorando desde la Quebrada de Salazar, al sur del paraje las Juntas, hasta la quebrada de Cachiyuyo en el extremo norte de la serranía, cubriendo una superficie superior a los 500 km² (Otamendi *et al.*, 2008, 2009; Cristofolini *et al.*, 2010). En esta unidad dominan las litologías como gabronoritas hornbléndicas piroxénicas, gabronoritas hornbléndicas, gabros hornbléndicos, gabronoritas y dioritas, las cuales se presentan en forma de lentes grandes y bandas con sus extremos acuñados, interdigitados con las demás litologías asociadas. Dentro de las rocas plutónicas máficas se reconocen cuerpos ultramáficos (dunitas y peridotitas) con formas lenticulares, de menor tamaño, alternantes con las rocas básicas mencionadas anteriormente. En general estos cuerpos están ubicados de manera concordante con la foliación regional de N 350° / 80° E. La presencia de estos cuerpos máficos-ultramáficos sugieren que, durante su generación en cámaras magmáticas, los diferenciados ultramáficos ocupaban los sectores inferiores de las mismas, acompañados por diques y/o sills máficos (Viñao, 2007). Los

datos disponibles indican que las rocas básicas se intruyeron en el ámbito serrano de Valle Fértil, alrededor de los 472 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000; Ducea *et al.*, 2010).

Cabe mencionar que Villar Fabré (1962) describió en estas unidades la presencia de texturas coroníticas asociadas a rocas máficas de las Sierra de Valle Fértil y estudios recientes como los de Baldo *et al.*, (1999) y Murra y Baldo (2004), de igual forma mencionan texturas coroníticas en rocas máfica-ultramáficas correspondiente la misma zona. Los contactos entre las unidades máficas y las otras litologías pueden variar de netos a transicionales, ocasionalmente se observan zonas de reacción e hibridación con metasedimentos (Mirré, 1971). Estudios recientes realizados por Quevedo (2008) en un cuerpo de rocas máficas-ultramáficas, en la quebrada del Jaboncillo, mostraron la existencia de un plutón constituido por gabronoritas olivínicas y peridotitas, el cual presenta el desarrollo de una textura de carácter cumular. Las litologías dominantes en el entorno al cuerpo plutónico son: gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita hornbléndica, gabronorita, y en menor proporción e interdigitados se encuentran lentes de dioritas, granitos, pegmatitas y migmatitas. Con respecto a la textura cumular mencionada, Quevedo (2008) diferencia dos etapas principales de cristalización: una cumular y la otra intercumular: la etapa cumular, dada por la cristalización temprana de olivino y acumulación gravitatoria en la parte basal de cámaras magmáticas, y la etapa intercumular cuando cristalizan los minerales que rellenan los sectores intercristalinos dejados por olivino, donde las fases minerales más abundantes formadas son: plagioclasa, piroxenos y anfíbol. Por sectores también reconoce una tercera etapa que genera texturas ortocumular. Quevedo (2008) destaca, además, una textura coronítica de reacción multicapas dispuesta en forma concéntrica alrededor del olivino, generadas por reacciones entre el olivino y la plagioclasa. Fueron definidas para dicha fabrica tres zonas: zona 1 de ortopiroxeno, zona 2 de anfíbol, zona 3 de anfíbol + espinelo con “borde quelifítico”.

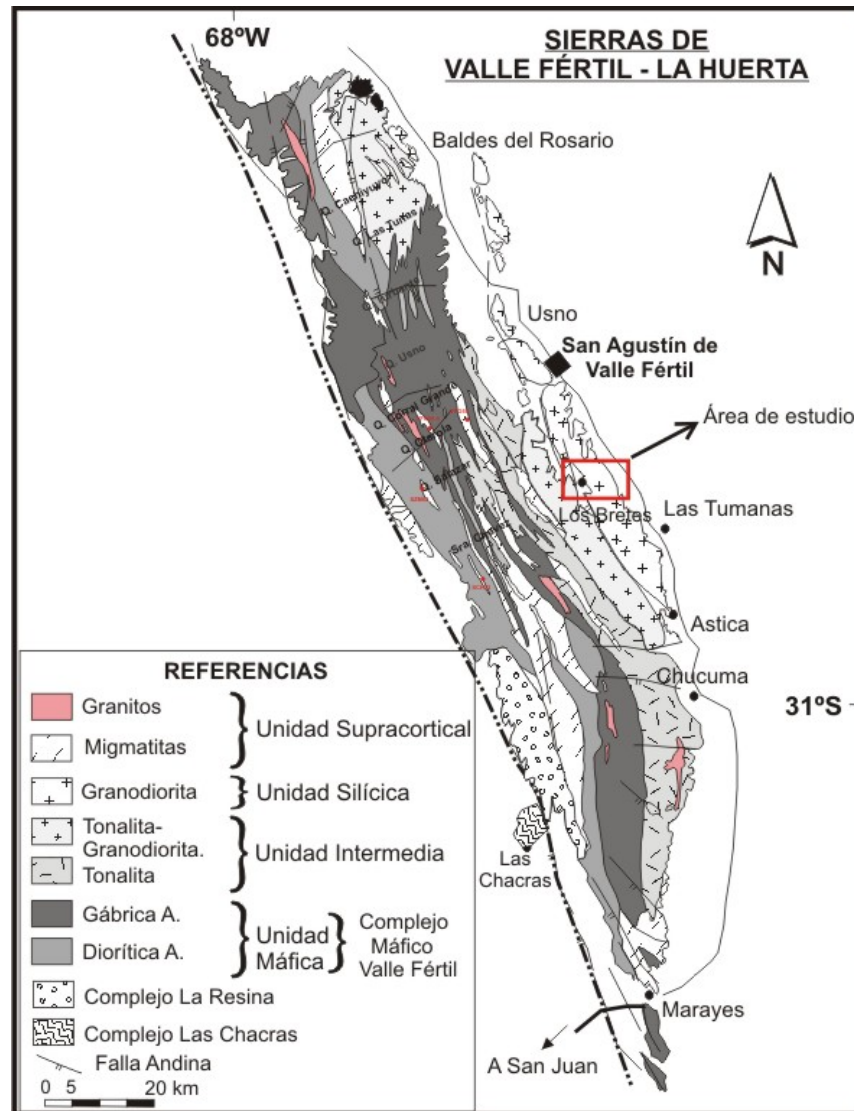


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado de las Sierras de Valle Fértil-La Huerta mostrando la ubicación del área de trabajo. El mapa representa una compilación de las Hojas Geológicas de Mirré (1976) y Vujovich *et al.*, (1996), considerando los trabajos de Vujovich *et al.*, (1996) y Otamendi *et al.*, (2008; 2009), Cristofolini *et al.*, (2010) y Tibaldi *et al.*, (2009; 2010).

Por otra parte en el mismo ámbito Baliani (2009) reconoce en la quebrada del río San Juan, al sur del paraje Las Juntas, un cuerpo máfico-ultramáfico conformado por gabronoritas olivínicas, gabronorita anfibólica, dunita, gabronorita anfibólica piroxénica y peridotita anfibólica piroxénica, también con presencia de textura cumular. En los alrededores del cuerpo máfico-ultramáfico del río San Juan identifica litologías como gabronorita hornbléndica piroxénica y dioritas, a las que se asocian cuerpos y lentes menores de migmatitas, granitos y pegmatitas. En cuanto al desarrollo de la

textura cumular, Baliani (2009) reconoce dos etapas principales de cristalización: una cumular y la otra intercumular con la diferencia que establece dos zonas para este sector: zona 1 de ortopiroxeno, zona 2 de anfíbol + espinelo.

Cristofolini *et al.*, (2009 y 2010) reconocieron dentro de la unidad máfica, al oeste de Las Juntas, más precisamente en la quebrada de Otarola, un complejo ígneo de carácter gabro-diorítico con intercalaciones de lentes elongados de migmatitas estromatíticas y diatexitas. También, afloramientos aislados de cuerpos de granitos, pegmatitas simples y complejas. El complejo ígneo máfico en el centro de Valle Fértil está constituido por la alternancia de gabro hornbléndico, gabro de dos piroxenos, gabronorita hornbléndica piroxénica y diorita. En volúmenes subordinados aparecen gabronoritas olivínicas con encapado modal y textura cumular, entre los que se intercalan capas ultramáficas y diques de gabro hornbléndico. Además, distinguen la presencia de pequeñas fajas de rocas protomiloníticas, miloníticas y aisladas fajas de filonitas. Las fajas miloníticas están orientadas tanto NO-SE como NE-SO con cinemática inversa sinistral y otras E-O con cinemática inversa dextral posicionadas paralelas a la estructura frágil principal que controla el desarrollo de la quebrada.

Asimismo, Cristofolini *et al.*, (2009) describen para la sección antes mencionada la existencia de cuatro foliaciones dominantes: 1- foliación magmática (S_0) asociada a un *layering* magmático descrito en los cuerpos de gabronoritas olivínica y en los enjambres de diques y/o *sills* de gabro hornbléndicos. La fábrica S_0 se orienta con rumbos de entre N 40° y N 70° y con buzamientos al NO superiores a 70°. En tanto que la foliación (S_1) que se aprecia como bandeado en las migmatitas estromatíticas, o como finas bandas definidas por la alternancia de minerales máficos y plagioclasa en gabros y dioritas. En estas rocas ígneas observa además microfábricas de deformación dúctil-frágil intracristalina, en las cuales los minerales que aparecen con estas fábricas de deformación indican que la deformación se produjo a temperaturas muy elevadas cercanas a las del magmatismo. La foliación S_1 posee una orientación de N 10° a N 290° y con un buzamiento superior a 60° al NE-SO. Sobreimpuesta a la foliación S_1 , se encuentra la foliación milonítica $S_{2a,b}$ de carácter dúctil y dúctil-frágil, desarrolladas en facies de anfíbolita y facies de esquistos verdes. En las dioritas la foliación S_{2a} aparece como cintas de cuarzo, boudines y cristales con un marcado estiramiento-aplastamiento y desarrollo de numerosas microfábricas de deformación intra e intercristalinas al estado subsólido. Relacionado a la foliación S_2 se desarrolla una lineación mineral de Grt-Kft-Qtz-Bt (L_2), generada sobre los planos de $S_{2a,b}$ con una dirección N 65°-70° e inmersión al NE. Por último, la foliación tectónica frágil S_3 muy penetrativa nucleada en todas las litologías, orientada con rumbos de N 300° a N 355° y buzamientos NE-SO.

En base al análisis conjunto de las estructuras y las relaciones petrológicas de campo estos autores establecen para la quebrada de Otarola tres fases de deformación, todos bajo un campo de

esfuerzo compresional, las que en orden cronológico son: 1- el D₁ orientado NO-SE que actuó a altas temperaturas y sincrónico con el estadio magmático y el pico metamórfico registrado por las migmatitas a los 474 ± 4.7 Ma; y 2- etapas de deformación subsiguientes D₂-D₃, con relaciones temporales post-magmáticos, habrían generado fábricas orientadas NO-SE en condiciones dúctiles y frágiles.

En lo que respecta a la unidad de rocas intermedias se pueden dividir en dos grupos litológicos: uno dominado por tonalitas y dioritas cuarzosas y el otro formado por un batolito complejo donde predominan las rocas de composición granodioríticas. Las granodioritas de biotita y hornblenda constituyen un cuerpo que aflora a lo largo del borde oriental de la Sierra de Valle Fértil (Mirré, 1976), y tienen una edad de cristalización determinada por U-Pb en circones de entre 465 y 480 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000; Ducea *et al.*, 2010). Concidente con esto, Pontoriero y Castro de Machuca (1999) presentaron una edad de 478 ± 6 Ma (K/Ar sobre anfíbol) para la meta-tonalita que aflora en la quebrada El Mellizo en Sierra La Huerta, la cual se considera como la edad de cristalización. Estas rocas también se encuentran interdigitadas con las rocas máficas en la zona de Valle Fértil (Mirré, 1976). Las tonalitas y dioritas se caracterizan por presentar una amplia variedad de minerales ferromagnesianos (Vujovich *et al.*, 1996), presentando una notoria foliación marcada por la orientación subparalela de los mismos. También presentan enclaves microgranulares de rocas máficas que tienden a tener su eje mayor orientado con la foliación mesoscópica (Viñao, 2007). Murra y Baldo (2004) determinaron que las rocas de la unidad cristalizaron a una profundidad entre de entre los 10 y 18 km.

La unidad de rocas meta-sedimentarias está caracterizada por la presencia de migmatitas estromatíticas paraderivadas. Esta litología se generó en condiciones metamórficas de facies de anfíbolita alta en transición a granulitas durante el desarrollo del arco magmático (Otamendi *et al.*, 2008; Tibaldi *et al.*, 2009). Estudios recientes de geoquímica de roca total, química mineral y petrológicos de las migmatitas, sugieren que los paquetes de rocas metamórficas componen una secuencia de rocas sedimentarias pelíticas a cuarzo-feldespáticas. Otamendi *et al.*, (2008) estiman condiciones de presión de 5,2 - 7,1 Kbar y temperaturas de 770 - 840° C para el pico metamórfico en las Sierras de Valle Fértil-La Huerta, teniendo el arco magmático un espesor cortical de 20 a 25 km. Por otra parte, Tibaldi *et al.*, (2009) reconocieron en los alrededores del paraje Las Juntas, una sección geológica típica y representativa del centro-oeste de la Sierra de Valle Fértil, compuesta por bancos de migmatitas máficas intercaladas con migmatitas metasedimentarias, lo que le permitió inferir las condiciones de presión y temperaturas a las cuales estuvieron sometidas estas litologías. Las migmatitas fueron utilizadas para estimar las condiciones del pico metamórfico, el cual alcanzó temperaturas del orden de 800° C y presiones de entre 5,5 y 7 kbar. A esta sección del centro de la

Sierra de Valle Fértil la designan como 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 20 km.

La composición estratigráfica de las Sierra de Valle Fértil y La Huerta correspondiente al Mesozoico y Cenozoico es escasa y simple, fundamentalmente se observa como relleno volcánico-sedimentarios reconocidos en la Sierra de Valle Fértil, donde se encuentran basaltos triásicos, en algunos casos intercalados con sedimentos continentales, aluviales y fluviales. En tanto que los sedimentos del Terciario Superior aparecen en el sector oriental de la sierra, mientras que el relleno Cuaternario cubre los valles fluviales y aluviales (Mirré, 1976).

CAPÍTULO 3: ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO PRE-MESOZOICO

3.1. INTRODUCCIÓN

El análisis de antecedentes y el trabajo de campo permitió distinguir tres unidades lito-estratigráficas (ver Anexo I: Mapa Geológico). Las relaciones entre los diferentes tipos de rocas son complejas dada la gran variación litológica presente, es por esto, que el criterio de caracterización de cada unidad se basa en la ocurrencia del tipo litológico dominante. La unidad ubicada en el sector oeste fue denominada unidad tonalítica. Esta unidad litológica, coincide parcialmente con la unidad de gneises tonalíticos descritos por Mirré (1976), dado que el límite oriental definido por dicho autor se encuentra desplazado hacia el oeste, con respecto al límite actualmente establecido.

Las rocas tonalíticas se caracterizan por incluir gran cantidad de enclaves dioríticos cuarzosos, protomilonitas asociadas a pequeñas fajas de cizalla y la presencia de un cuerpo de mármol en la estribación austral de la unidad tonalítica. En el centro del área de trabajo, y ocurriendo como una faja de orientación sub-meridional, se definió la unidad tonalítica/granodiorítica dominada por la presencia de tonalitas, granodioritas, además de numerosas intrusiones gábricas de escalas decamétricas. Sobre su flanco occidental se diferencian intrusivos graníticos, generalmente asociados a grandes cuerpos de migmatitas estromatíticas. Esta unidad, dominada por varios tipos litológicos, se define por la aparición de inyecciones leucograníticas, cuya proporción, incrementa gradualmente de oeste a este y presentan dimensiones que oscilan desde venas de escala centimétrica a diques de 1 m de potencia.

Finalmente, en el sector oriental del área de estudio se delimitó espacialmente la unidad granodiorítica Quimilo, en la cual se discriminaron dos facies: una facies porfírica dominante y una facies inequigranular subordinada. El límite occidental de la unidad granodiorítica Quimilo es transicional; sin embargo, se resuelve en unos pocos centenares de metros. En tanto que su margen oriental está cubierto, ya que se hunde bajo los sedimentos pedemontanos modernos. Un punto que cabe mencionar, es la existencia generalizada de deformación de media a alta temperatura sobreimpuesta que presentan, a escala microscópica, la gran mayoría de las granodioritas y granitos aflorantes en el área de estudio (ver capítulo 5). En ciertos casos, la deformación alcanza a obliterar por completo su fábrica ígnea original.

Utilizando un criterio similar al usado para delimitar las unidades aledañas, el contacto entre la unidad tonalítica/granodiorítica y la unidad granodiorítica Quimilo, se traza donde el volumen de rocas granodioríticas supera al 75 % del porcentaje total de roca aflorante.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LOS TIPOS LITOLÓGICOS

Aquí se presenta la caracterización a escala de afloramiento, muestra de mano y microscópica de las distintas unidades litológicas reconocidas y en particular, una descripción detallada de los tipos litológicos representativos de cada una de ellas (ver Anexo III: Tabla 1). Además, se exponen los resultados obtenidos a partir de la clasificación modal de las diferentes muestras seleccionadas, así como también su correspondencia a cada unidad lito-estratigráfica (Fig. 3.1 y Anexo III: Tabla 2).

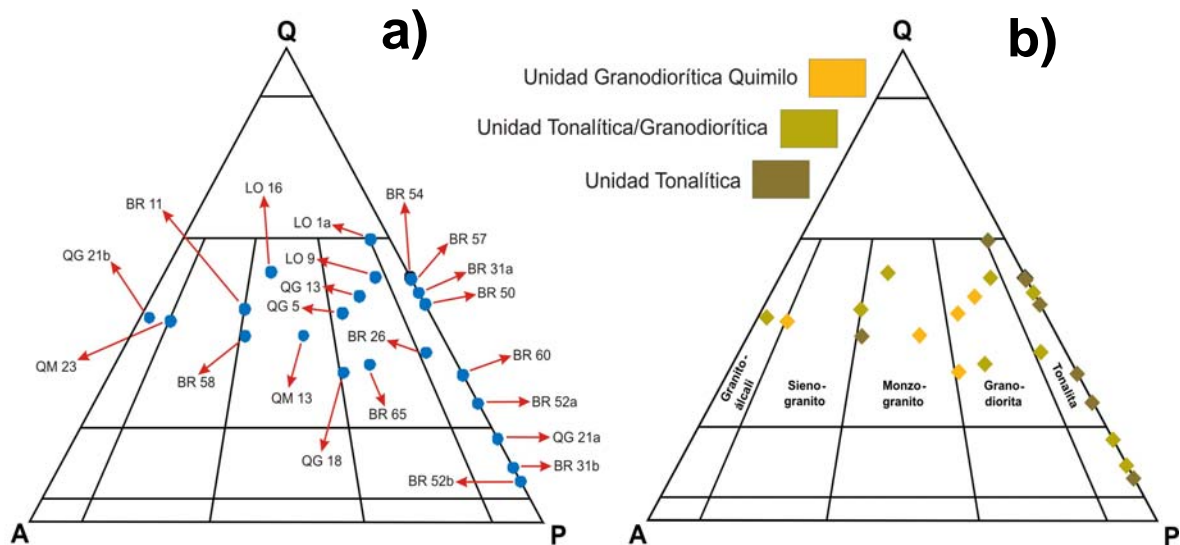


Figura 3.1: a) Se muestra la clasificación modal de las muestras seleccionadas de cada unidad y su nomenclatura. b) Asignación de las mismas a sus respectivas unidades lito-estratigráficas.

3.3. UNIDAD TONALÍTICA

Este conjunto litológico ocupa casi el tercio occidental del basamento aflorante del área de estudio. Constituye una faja de orientación submeridional, con contacto transicional e irregular con la unidad tonalítica/granodiorítica, la cual aparece inmediatamente al oriente (ver Anexo I: Mapa Geológico). La unidad tonalítica está constituida mayormente por rocas de composición tonalítica, las que se caracterizan por incluir gran cantidad de enclaves de dioritas cuarzosas de escala métrica con grados de asimilación y desagregación variable, además de fundidos graníticos que aumentan significativamente hacia el contacto con la unidad tonalítica/granodiorítica. Dentro de la unidad tonalítica se encuentran zonas de cizallas discretas con fábricas de naturaleza dúctil-frágil, que desarrollan rocas de la serie milonítica y una foliación penetrativa anastomosada característica. La

mayoría de las litologías se disponen orientadas y/o elongadas según la foliación regional dominante de rumbo NNO-SSE (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural).

3.3.1 Tonalitas

En el sector occidental de la unidad predominan zonas de interacción física de magmas de composición diorítico con fundidos félsicos cuarzo-feldespáticos (Fig. 3.2 a). Este proceso genera frecuentemente rocas de composición tonalítica. A escala de afloramiento, se observa un aumento de la homogenización de esta interacción de magmas que aumenta de oeste a este. Por este motivo, las rocas tonalíticas predominan ampliamente en sector central y oriental de la unidad. Estas rocas se caracterizan por la presencia de enclaves dioríticos cuarzosos con diferente grado asimilación (Fig. 3.2: a y b).

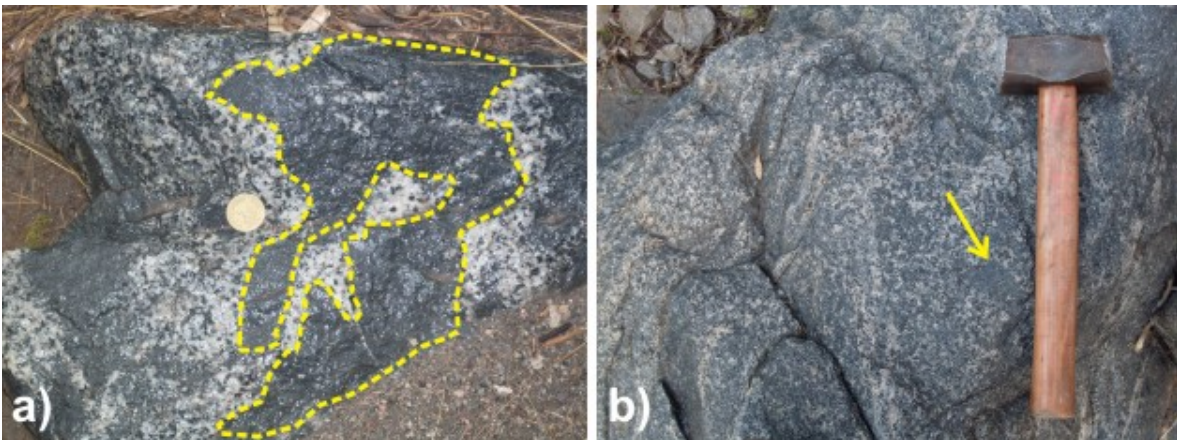


Figura 3.2: a) Fotografía mostrando la interacción física (mingling) de magmas de diferente composición: diorítico, identificado por línea de trazos, rodeado por fundidos félsicos cuarzo-feldespáticos. Obsérvese los contactos lobulados y netos de ambos materiales. b) Fotografía de afloramiento de tonalita uniforme; resultado de la homogenización total entre los magmas de composiciones diorítico y fundidos félsicos cuarzo-feldespáticos. La flecha señala un enclave que aparece disgregado y contactos difusos. Tamaño de moneda 25 mm, martillo 350 mm.

Las tonalitas se presentan como afloramientos de extensión kilométrica. A escala de campo, la foliación magmática que domina en las tonalitas tiene un rumbo predominante orientado NNO-SSE (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Esta foliación consiste en un bandeado mineral grosero dado por la alternancia de bandas irregulares ricas en cuarzo-plagioclasa y bandas centimétricas, con presencia de biotita-hornblenda (Fig. 3.3 a). Sin embargo, en la mayoría de los casos, esta estructura queda de manifiesta por la presencia de enclaves dioríticos cuarzosos, estirados, acuñados y orientados de manera paralela a la foliación magmática (Fig. 3.3 b).

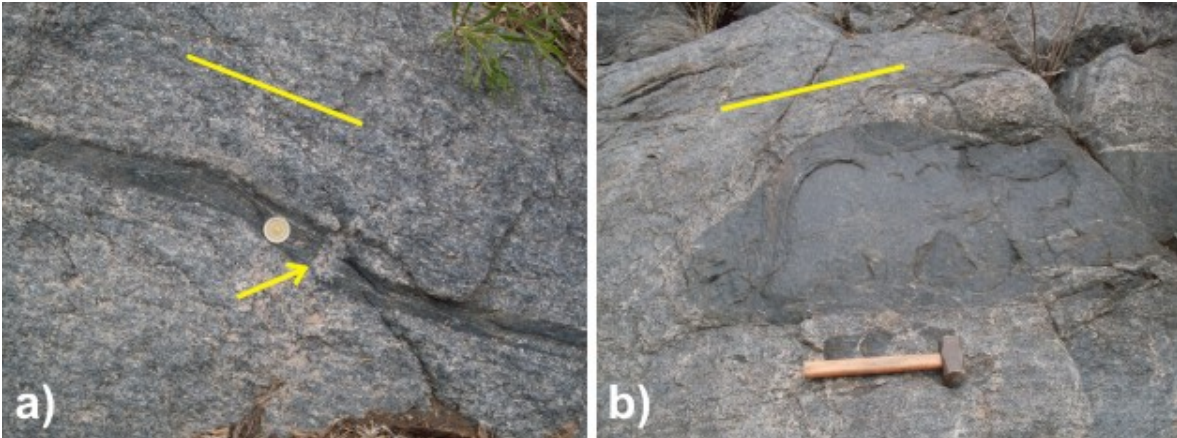


Figura 3.3: a y b) Fotografías de afloramientos de tonalitas. a) Foliación magmática indicada por la línea; se muestran las bandas composicionales y un enclave paralelo a la foliación magmática. Nótese el paralelismo entre ambos y la segmentación del enclave máfico indicado por flecha. b) Se exhibe un enclave de morfología ovoidal, elongado y orientado según la foliación magmática señalada por la línea. Tamaño de moneda 23 mm de diámetro.

A escala de afloramiento las tonalitas se caracterizan por ser rocas considerablemente homogéneas, mesocráticas, de coloración gris claro a oscuro, dependiendo de la cantidad relativa de magma máfico o félsico presente. En general las tonalitas típicas tienen una textura inequigranular, hipidiomórfica, con tamaño de grano medio (Fig. 3.4: a y b). Su microestructura es masiva a ligeramente deformada (Fig. 3.4: a y b) aunque por sectores aparece deformada debido al retrabajo y deformación de alta temperatura sobreimpuesta (Fig. 3.4: c y d). La mineralogía esencial se compone de: plagioclasa, biotita, cuarzo y hornblenda en tanto que los minerales accesorios son: opacos, apatito, epidoto y circón, mientras que sericita y caolinita constituyen los principales minerales de alteración (Fig. 3.4: a, b y d).

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Plagioclasa: Es muy abundante y aparece como cristales subhedros, medianos, con bordes lobulados. En ocasiones aparece como cristales gruesos con morfología similar a porfiroclastos (Fig. 3.4 c). El maclado polisintético en ocasiones se encuentra ligeramente flexurado, acuñado a los bordes y en menor medida a los centros de los cristales (Fig. 3.4: a, b, c y f). Las inclusiones más comunes son de opacos y biotita. En ocasiones presenta una alteración parcial a sericita.

Biotita: Forma cristales aglomerados por sectores, o bien distribuidos de manera aleatoria. Se distinguen dos generaciones de biotita, ambas subhedras y pleocroicas, pero una variedad se caracteriza por constituir cristales subhedros y tener tamaño de cristal similar al resto de los minerales; en tanto que otro tipo son cristales pequeños y anhedral. Los individuos de tamaño pequeño generalmente forman bandas subparalelas siguiendo los contornos de minerales esenciales, mientras que en ocasiones conforman colas muy asimétricas junto con cuarzo recristalizado (Fig. 3.4

c y e). Las inclusiones de circón y opacos ocurren eventualmente. La mayoría de los individuos mayores exhiben sus placas flexuradas, llegando a generar morfologías tipo *kink* puntuales (Fig. 3.4 d). Presenta una coloración anómala a nicoles cruzados por su transformación incompleta a sericita.

Cuarzo: Individuos medianos a pequeños, anhedral, con bordes lobulados, extinción ondulosa y, ocasionalmente, se observa generación de subgranos. Con frecuencia aparece recristalizado formando cintas elongadas, finas e irregulares (Fig. 3.4 f).

Hornblenda: Aparece como prismas agrupados por sectores y con frecuencia asociada espacialmente a biotita. Se presenta en cristales subhedral a anhedral, tamaños medianos a grandes (Fig. 3.4 a), en ocasiones poiquilíticos con macla de dos individuos. Las inclusiones más comunes son pequeños cristales de opacos, cuarzo y biotita.

Opacos: Escasos distribuidos heterogéneamente, como individuos subhedral y medianos.

Circón: Se encuentra en cristales euhédricos de grano fino, en general asociado a biotita.

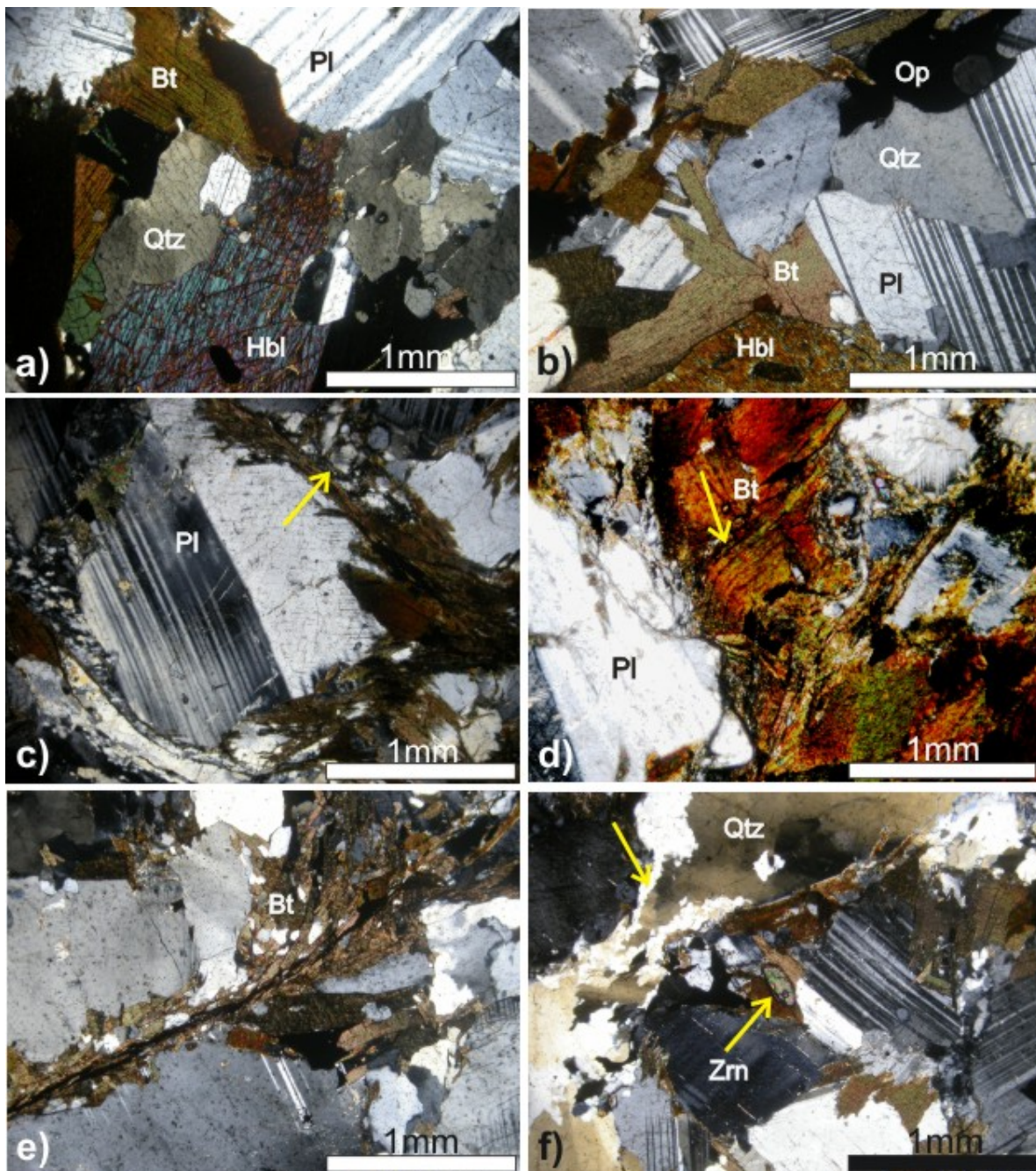


Figura 3.4: a, b, c, d, e y f) Microfotografías a niclos cruzados. a y b) Se muestran la mineralogía y la fábrica dominante de las tonalitas de esta unidad litológica. La deformación solo aparece en el carácter acuñado de algunas maclas en la plagioclasa. c, d, e y f) muestran elementos microestructurales y características de tonalitas con deformación de alta temperatura sobreimpuesta. c) Se observa un megacristal de plagioclasa con planos de macla acuñados, bordes corroídos y rodeada por cuarzo y biotita. La flecha señala individuos de plagioclasa y cuarzo recrystalizados. d) Se exhibe un micro-plegaje *kink* en biotita indicado por la flecha. e) Se observa la disminución del tamaño de grano de biotita concentrada en cintas. f) La flecha superior señala un sector de deformación intercrystalina con recrystalización del cuarzo.

3.3.2. Dioritas Cuarzosas

Este tipo litológico se encuentra distribuido extensamente en toda la unidad tonalítica. Se presenta a modo de inclusiones dentro de las rocas tonalíticas, por lo que para su descripción se referirá con el nombre genérico de enclaves. A escala de afloramiento estos cuerpos máficos de color gris oscuro, poseen formas de polígonos irregulares o de lentes con contactos netos, o transicionales a causa de diferentes grados de desagregación de la inclusión dentro de la roca tonalítica. Generalmente poseen dimensiones centimétricas, se presentan elongados y dispuestos subparalelos a la foliación magmática de las tonalitas (NNO-SSE; Fig. 3.5 a). Es frecuente que estos cuerpos formen pasillos de enclaves. Se trata de afloramientos constituidos por un conjunto de cuerpos de geometrías variables que se extienden por decenas de metros (Fig. 3.5: a y b). Sus individuos se caracterizan por presentar bordes rectos o curvos y generalmente se encuentran en contacto neto con fundidos cuarzo-feldespáticos (Fig. 3.5: a, b y d). A escala microscópica, generalmente constituye una roca melanocrática, masiva a levemente orientada por deformación subsólida (Fig. 3.2 c). Presenta una textura inequigranular, hipidiomórfica a alotrimórfica y tamaño de grano fino (< 1 mm). Su mineralogía esencial se compone de hornblenda, plagioclasa, cuarzo (Fig. 3.5 c). Los minerales accesorios son biotita, apatito y opacos, en tanto que sericita conforma el mineral secundario más importante.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Hornblenda: Muy abundante, en cristales anhedrales a subhedrales de tamaño pequeño, levemente pleocroica y color verde oliva. Frecuentemente, posee inclusiones pequeñas de cuarzo y opacos subredondeados y de biotita.

Plagioclasa: Individuos subhedros a euhedros pequeños y con extinción difusa. Son comunes los procesos de migración de bordes sin recristalización. Todos los cristales presentan maclado polisintético acuñado en los bordes y centros de los cristales, además de maclas polisintéticas ubicadas oblicuas al maclado primario. Se registran escasas inclusiones de opacos y cuarzo.

Cuarzo: Moderadamente abundante en cristales anhedros medianos a pequeños, con bordes lobulados. Siempre aparece con extinción ondulosa, ocasionalmente como subgranos o con lamelas generadas por deformación. Tiene escasas y muy pequeñas inclusiones de opacos y hornblenda.

Opacos: Aparecen distribuidos de forma aleatoria, presentan morfologías de polígonos irregulares, subredondeados y de tamaños pequeños. En ocasiones aparecen como prismas muy finos y elongados dispuestos en los clivajes de la hornblenda.

Biotita: Forma individuos aglomerados por sectores, generalmente asociados a hornblenda o bien dispersos de manera aleatoria. Se presentan elongados, subhedros y de tamaño grande, variando en ocasiones a pequeño.

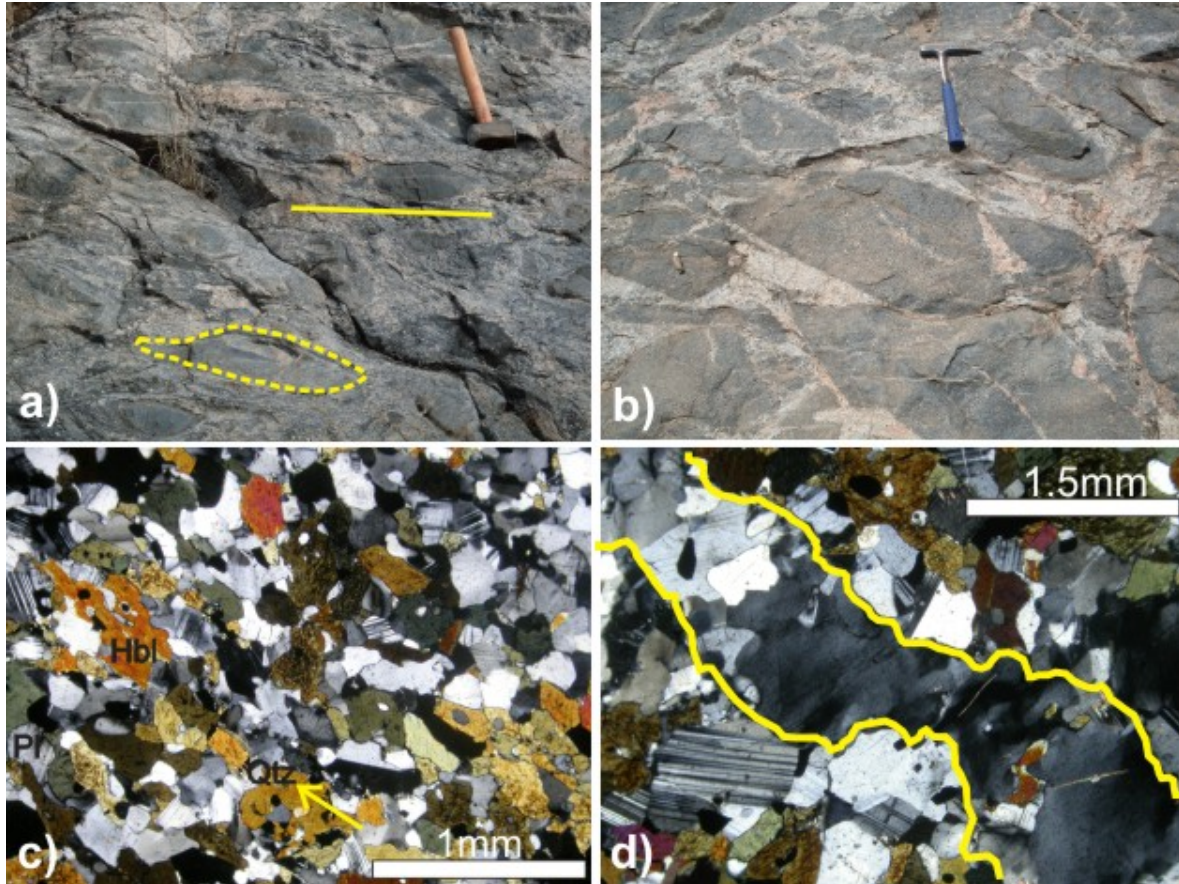


Figura 3.5: a y b) Fotografías que muestran pasillos de enclaves y los diferencias geométricas de sus constituyentes. a) Enclaves lenticulares orientados marcando la foliación de las tonalitas encajantes. La línea de trazos indica el contorno curvo de un ejemplar elongado subparalelamente a la foliación magmática dominante señalada por la línea. b) Ejemplo de enclaves poligonales con contactos irregulares y rectos. c y d) Microfotografías a nicoles cruzados de enclave levemente deformado. c) Deformación dúctil marcada por la elongación de la hornblenda y las maclas acuñaadas de plagioclasa. d) Venilla cuarzo-feldespática emplazada en diorita cuarzosa. Las líneas indican los límites de la estructura. Tamaño de piqueta 350 mm.

3.3.3. Monzogranitos y leucogranitos

El sector oriental de la unidad tonalítica se caracteriza por un importante incremento de venas graníticas, además de la aparición de pequeños cuerpos monzograníticos, emplazados en las rocas tonalíticas (ver Anexo I: Mapa Geológico). Las venas graníticas generalmente se disponen sin una orientación preferencial dentro de las tonalitas, poseen dimensiones centimétricas a métricas y se encuentran parcialmente asimiladas e incorporadas dentro de la tonalita. Los segregados graníticos se caracterizan por estar compuestos esencialmente de feldespato potásico y cuarzo (Fig. 3.6: a y b).

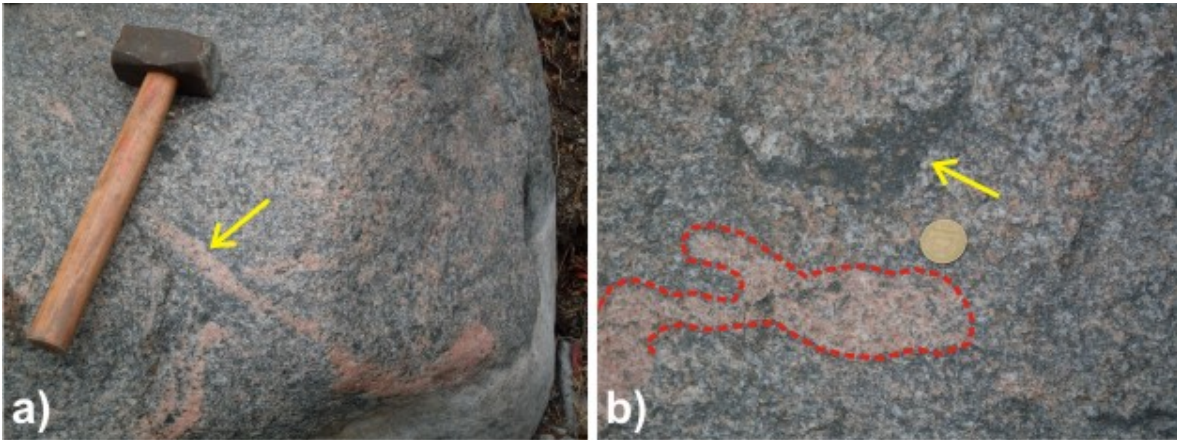


Figura 3.6: a y b) Fotografías de afloramientos de tonalitas con presencia de fundidos graníticos. a) La flecha señala una vena de composición cuarzo-feldespática b) La línea de trazos delimita un “pod” de fundido de composición granítica. La flecha indica un enclave máfico parcialmente desagregado.

A escala de afloramiento los cuerpos graníticos tienen morfología ovoidal, contactos netos, patrón de afloramiento bochiforme, decenas de metros de extensión y se disponen de manera concordante con la foliación magmática de las tonalitas encajonantes (Fig. 3.7 a). La textura de esta roca es inequigranular e hipidiomórfica, con tamaño de grano medio, mientras que su microestructura consiste en una foliación milonítica con deformación de alta temperatura, no alcanzando a desarrollar rocas de la serie de las milonitas (Fig. 3.7: b, d y e). Su estructura es groseramente bandeada con una fábrica de deformación de alta temperatura sobreimpuesta (Fig. 3.7 e). Estos granitos están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (Fig. 3.7: b, c y d). Los minerales accesorios son circón, opacos y apatito, mientras que sericita y caolinita conforman la mineralogía de alteración.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cuarzo: Se presenta como cristales subhedros con bordes lobulados y tamaño medio. Generalmente muestra extinción ondulosa con marcada generación de subgranos, aplanamiento según una dirección preferencial y recristalización de grano fino (Fig. 3.7 b y d). Estos granos

recristalizados rodean y forman colas asimétricas sobre minerales previos como feldespato potásico y plagioclasa (Fig. 3.7: d y e).

Feldespato potásico: Aparece como cristales subhedros, medianos, con bordes parcialmente lobulados y esporádicamente recristalizados (Fig. 3.7 d). Es común la ocurrencia de macla en enrejado y de dos individuos subordinada, ambas desdibujadas y difusas. Las texturas mirmequítica y pertítica en parches son frecuentes (Fig. 3.7: c y d). Las inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita de grano fino son abundantes, mientras que la sericita, en bajas proporciones, es la principal alteración.

Plagioclasa: Ocurre como individuos subhedros y tamaño medio. Maclado polisintético acuñado a los bordes de cristales y en ocasiones levemente flexurado. En las rocas más deformadas aparece un maclado mecánico orientado de forma oblicua al maclado primario. La presencia de mirmequitas entre los bordes de plagioclasa y feldespato potásico es frecuente (Fig. 3.7 c). En general la plagioclasa está fresca solo posee una incipiente caolinitización.

Biotita: Se observan dos variedades: como cristales pequeños distribuidos de manera aleatoria, y la otra son cristales irregulares diminutos que se disponen alrededor de granos de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo forman colas asimétricas subparalelas, denotando una dirección preferencial de deformación. En ambos casos se trata de cristales subhedros. En las biotitas de mayor tamaño son frecuentes las inclusiones de circón y plagioclasa. El crecimiento de muscovita en los bordes de los cristales constituye la única alteración de algunas biotitas.

Sericita: Se presenta generalmente como finos cristales en bordes o microfisuras de feldespato potásico.

Opacos: Cristales subhedros a anhedros, finos y distribuidos azarosamente.

Circón: Se encuentra como cristales euhedros y muy pequeño, en general está incluido dentro de cristales de biotita.

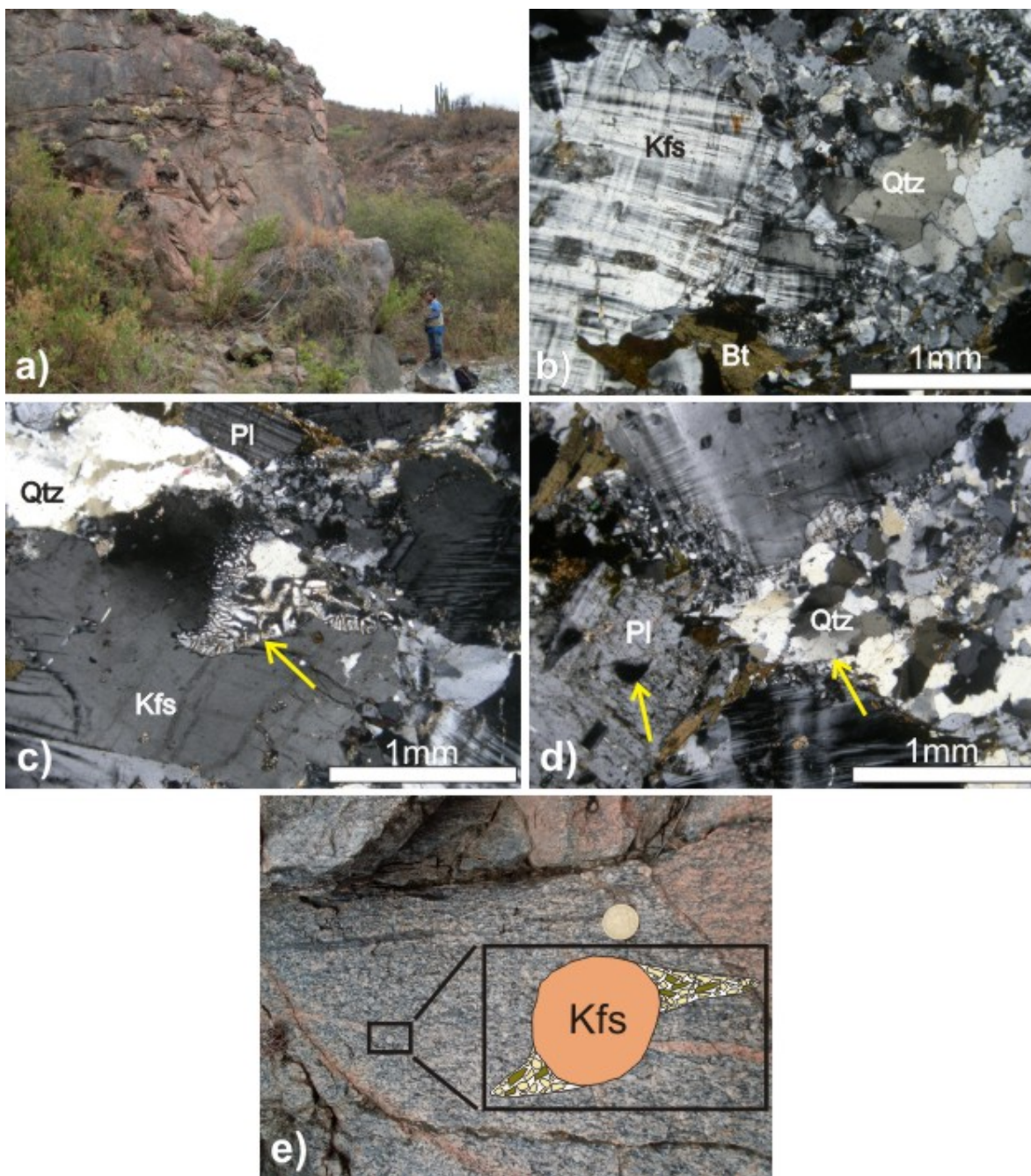


Figura 3.7. a) Fotografía que muestra la apariencia de los afloramientos de granitos. b, c y d) Microfotografías a nicles cruzados. b) Se presenta un ejemplo de recristalización dinámica de feldespato potásico, donde se ve el cristal original mayor que es el núcleo y los cristales pequeños que lo rodean como un manto. c) Se muestra textura mirmequítica indicada por la flecha. La flecha de la derecha señala cristales de cuarzo recristalizado dinámicamente. La flecha de la izquierda señala la ubicación de pertitas en parche dentro de un cristal de plagioclasa e) Fotografías de afloramiento de monzogranito que muestra la estructura con una marcada deformación de alta temperatura. Sobre la foto, se realizó un bosquejo que ilustra un cristal grueso de feldespato potásico con cola de cuarzo recristalizado (pardo claro) y biotita (pardo oscuro).

3.3.4. Protomilonitas en facies de anfibolita baja

Este tipo litológico aparece frecuentemente dentro de la unidad tonalítica y se confina a pequeñas fajas de deformación de carácter dúctil-frágil que tienen hasta 80 m de extensión (Fig. 3.8 a). Sus contactos son graduales, se nuclean principalmente en rocas tonalíticas y localmente en granitos, en ambos casos, de manera paralela respecto a la foliación magmática (Fig. 3.8: b, c y d). La roca dominante se caracteriza por poseer una textura porfiroclástica de desarrollo incipiente, dada por el aplanamiento de cristales de feldespatos rodeados por una matriz cuarzo-biotítica de grano fino (Fig. 3.8: b, e y f). En cuanto a su estructura se observa una foliación milonítica de desarrollo incipiente, la cual se encuentra interrumpida por numerosos vetillas y lentes cuarzosos de potencia centimétrica (Fig. 3.8: c y d). La matriz se compone principalmente de finos granos de cuarzo y biotita subordinada, ambos minerales presentan evidencias de haber recrystalizado durante la deformación (Fig. 3.8: e y f). Los porfiroclastos normalmente están formados por cristales de plagioclasa con evidencias de deformación y aplanamiento (Fig. 3.8: b y f), principalmente en feldespato potásico y ocasionalmente cuarzo. El principal mineral accesorio es epidoto, mientras que sericita, clorita fina y pátinas de óxidos de hierro se presentan como los principales minerales de alteración (Fig. 3.8 f).

A escala microscópica los minerales constituyentes de una protomilonita de protolito tonalítico, poseen las siguientes características:

Cuarzo: Muy abundante, ocasionalmente se presenta como porfiroclasto formando cristales subredondeados, medianos con extinción en damero y elongados paralelos a la foliación milonítica. La fracción recrystalizada de grano fino frecuentemente se agrupa junto a la biotita fina formando cintas alrededor de porfiroclastos de plagioclasas (Fig. 3.8 f).

Plagioclasa: Generalmente se presenta como porfiroclastos de morfologías sigmoides, subhedros de grano medio, tiene como rasgo destacable sus maclas polisintéticas curvadas, posee inclusiones de biotita aisladas y alteración a sericita en los bordes cristalinos (Fig. 3.8 f).

Feldespato potásico: Aparece como cristales subhedros de tamaño de grano medio. Frecuentemente se encuentra elongado según el plano principal de aplanamiento y orientado subparalelo a la foliación milonítica. Ocasionalmente se presentan maclas en enrejado poco desarrolladas y escasa presencia de mirmequitas. Posee escasas inclusiones de cuarzo. Sericita se presenta como el principal mineral de alteración, desarrollándose en los bordes cristalinos.

Biotita: Aparece como cristales subhedros de grano medio. Las placas de biotita poseen una orientación preferencial que es paralela a las cintas de cuarzo recrystalizado, por lo general se

encuentran aplanadas y acuñaadas. Posee alteración a muscovita incipiente, restringida a las zonas de bordes de sus placas.

Hornblenda: Se manifiesta como cristales anhedros de grano mediano a grueso. Posee escasas inclusiones de opacos y circón.

Epidoto: Se presenta en cristales subhedros, de forma aislada o bien asociado espacialmente a biotita. Sus cristales suelen estar elongados paralelamente a la foliación milonítica.

Sericita: Aparece en sectores puntuales generalmente como cristales muy finos restringidos a los bordes cristalinos de plagioclasas y feldespato potásico.



Figura 3.8: a) Fotografía mostrando el estilo de afloramiento de faja de cizalla nucleada en un granito. b) Detalle de una muestra de mano. Obsérvese los porfiroclastos de feldespato potásico (flecha) y la orientación de la foliación milonítica indicada por línea. c y d) Fotografías de protomilonita de protolito tonalítico. Las líneas indican la orientación de la foliación milonítica, la flecha en (d) Señala una vetilla de cuarzo subparalela a la foliación tectónica. e y f) Microfotografías a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. Se muestra parte de la mineralogía esencial, accesorio y secundaria de protomilonita nucleada en una roca tonalítica. Obsérvese el porfiroclasto de plagioclasa y colas cuarzo-biotítica en (f). Tamaño de bolígrafo 150 mm.

3.3.5. Mármoles

Este cuerpo se ubica en el sector sur de la unidad y actualmente se encuentra en explotación por parte de una empresa privada (ver Anexo I: Mapa Geológico). El mismo posee morfología irregular con 1,8 km de largo por 1 km de sobre su eje menor y se encuentra elongado en dirección E-O. Posee contactos irregulares y netos con las tonalitas encajonantes con presencia de lentes de cuerpos máficos de escala métrica a decamétrica (Fig. 3.9: a, b y c). A escala de afloramiento su textura es granoblástica de grano medio, mientras que su estructura es masiva a ligeramente bandeada generada por un bandeo composicional de orientación submeridional y buzamientos de alto ángulo (Fig. 3.9 c). La mineralogía esencial se compone de calcita, forsterita serpentizada, espinelo y dolomita.

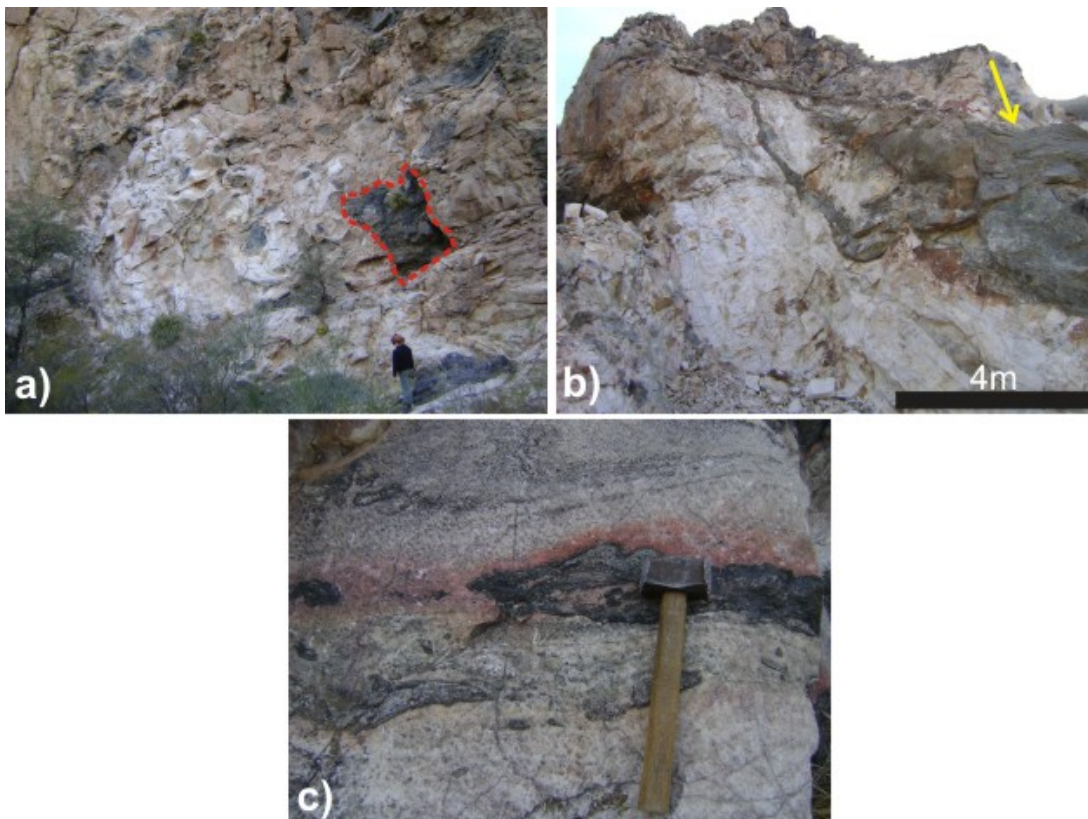


Figura 3.9: a, b y c) Fotografías de afloramiento de mármol próximas a su contacto con el encajonante tonalítico. a) La línea de trazos indica un cuerpo máfico incluido en el cuerpo de mármol. b) La flecha señala un cuerpo máfico con morfología lenticular incluido en el cuerpo de mármol. c) Se observa la estructura parcialmente bandeada, dada por la alternancia de bandas composicionales e inclusiones de cuerpos máficos orientados según la foliación.

3.4. UNIDAD TONALÍTICA/GRANODIORÍTICA

Ocupa la región central del área de estudio. La misma posee la mayor extensión areal y diversidad litológica de las unidades diferenciadas en la comarca (ver Anexo I: Mapa Geológico). Los límites de esta unidad tienen orientación submeridional y sus contactos con las demás unidades definidas son de naturaleza transicional. La litología dominante son las tonalitas, aunque además, presenta numerosos cuerpos de granitos sobre su flanco occidental y pequeñas intrusiones gábricas. Una característica importante e inherente de esta unidad corresponde al aumento significativo de fundidos graníticos los cuales, en ocasiones, llegan a segregarse y formar pequeñas pegmatitas simples. Asimismo, la interacción físico-química de estos fundidos félsicos con los magmas tonalíticos, y consecuente homogenización, genera cuerpos discretos de composición granodiorítica con contactos gradacionales e interdigitados. Otra litología que aparece en esta unidad, es un extenso cuerpo de estromatitas ubicado en el sector sur de la misma.

3.4.1. Tonalitas

Esta litología constituye prácticamente el 90 % en volumen de los afloramientos de la unidad. A escala de afloramiento se presentan como grandes cuerpos, generalmente mesocráticos, que conforman serranías extensas separadas por valles profundos de paredes escarpadas (Fig. 3.10 a). En este sector las tonalitas se encuentran con mayor grado de homogenización respecto a las encontradas en la unidad tonalítica vecina (Fig. 3.10: b y c). Se caracterizan por la presencia de enclaves dioríticos de bordes angulosos y evidencias de deformación predominantemente frágil/dúctil (Fig. 3.10: e y f).

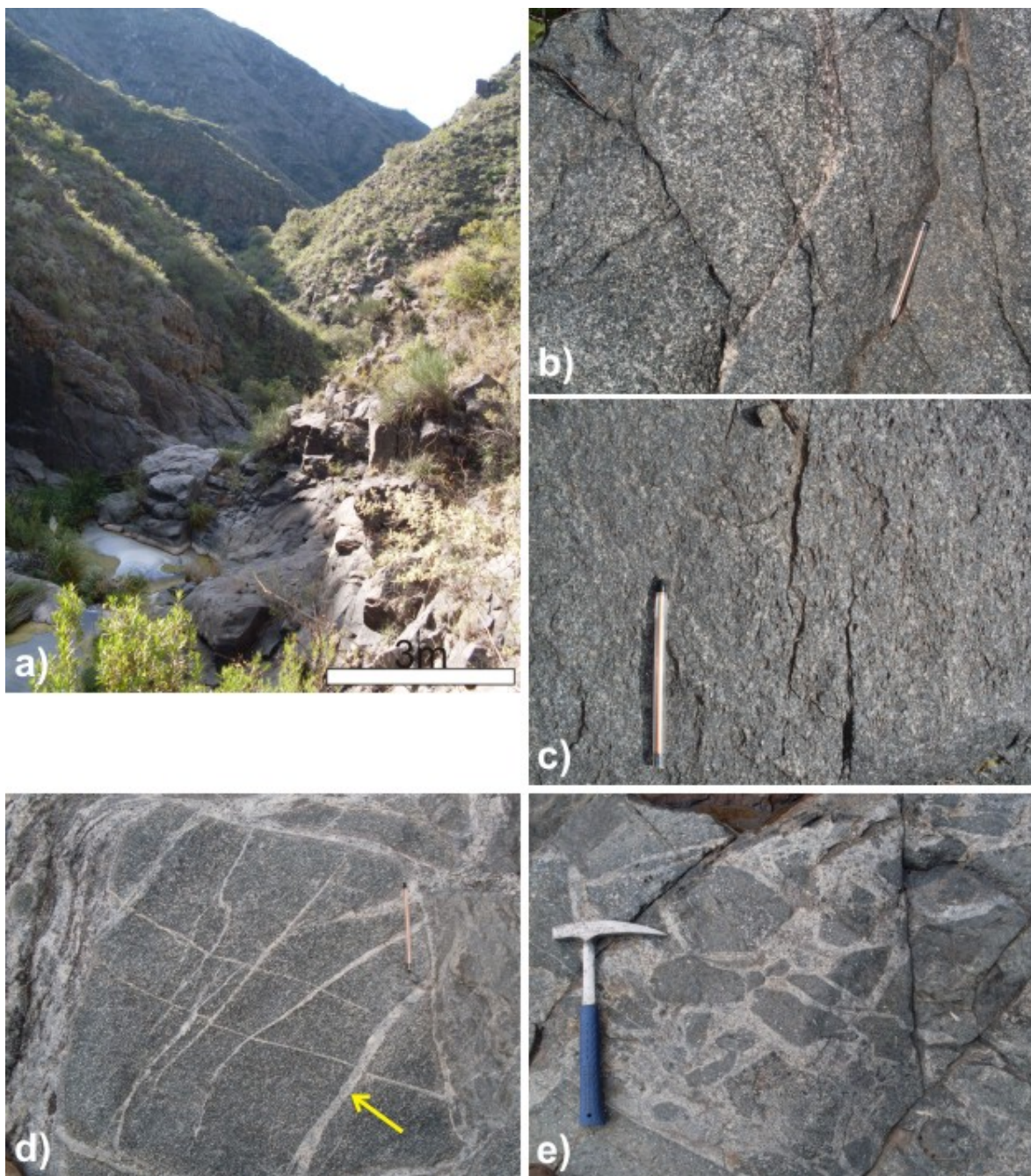


Figura 3.10: a, b, c, d y e) Fotografías que muestra afloramientos de rocas tonalíticas. a) Se exhibe el patrón de afloramiento de las rocas tonalíticas. b y c) Corresponde a las tonalitas con fábrica típica de esta unidad. d) Se muestra un enclave diorítico fracturado e intruido por fundidos tonalíticos señalado por la flecha. e) Se exhibe un estadio más avanzado del proceso de invasión por parte del magma tonalítico. Obsérvese los ángulos rectos de los enclaves y la mayor proporción de fundidos leucocráticos respecto a (d).

La foliación magmática dominante posee rumbo NNO-SSE con direcciones de buzamientos variables hacia el SO en la zona sur y el NE en el sector norte de la unidad (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). A escala de afloramiento la foliación magmática, al igual que en las tonalitas de la unidad anteriormente descrita, se manifiesta mediante una alternancia de bandas centimétricas

ricas en cuarzo-plagioclasa y bandas esencialmente compuestas por biotita y hornblenda. En ciertos casos, esta estructura magmática es más evidente por medio de la disposición de enclaves estirados y orientados que denotan la dirección de la foliación magmática. A escala microscópica su textura es esencialmente inequigranular, hipidiomórfica, de tamaño de grano medio a fino. Su microestructura generalmente se encuentra levemente deformada variando a sectores de alta tasa de deformación, generando una fábrica orientada localmente (Fig. 3.11: a, b y c). La mineralogía esencial se compone de: plagioclasa, cuarzo y biotita, con hornblenda y feldespato potásico subordinados (Fig. 3.11: a y b). Los minerales accesorios son epidoto, opacos y circón, mientras que la sericita se presenta como el principal mineral de alteración.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Plagioclasa: Muy abundante, en cristales subhedros, tabulares y de tamaño mediano a pequeño. Prevalece el maclado polisintético sobre el de tipo Carlsbad. El conjunto de las maclas se encuentran acuñadas a los bordes y centros de los individuos (Fig. 3.11: a y b). En algunos casos se presentan desdibujadas y flexuradas, con ocurrencia de maclado de deformación. Se registra la aparición de pertitas en parches, además de numerosas inclusiones de biotita y cristales de opacos subredondeados y pequeños. La sericita se encuentra como venillas en microfisuras y la caolinitización es incipiente.

Cuarzo: Granos anhedral, medianos a finos, bordes ondulados, extinción difusa y lamelas de deformación (Fig. 3.11: b). Algunos granos aparecen como individuos muy finos recristalizados en las zonas intergranulares. Los cristales de mayores dimensiones manifiestan escasas inclusiones de hornblenda y crecimiento de sericita en microfisuras.

Biotita: Aparece en placas cortas, conformando grupos que se asocian hornblenda y opacos. Constituye cristales subhedros de tamaño pequeño, en ocasiones con sus placas levemente curvas. Se observa el proceso de epidotización de la biotita por sectores (Fig. 3.11 c). Se manifiestan inclusiones son de circón y opacos, ambos minerales de tamaño fino y escasa ocurrencia.

Hornblenda: Cristales anhedral de tamaño mediano a fino y de color pardo a verdoso. Ocasionalmente se observa el reemplazo de hornblenda por biotita.

Feldespato potásico: Subordinado respecto a los demás minerales, se presenta como cristales subhedros, sin maclas y con texturas de pertitas en parches.

Opacos: Aparece en cristales subredondeados y finos incluido generalmente en biotita y plagioclasa.

Epidoto: Aparecen cristales anhedral, de tamaño mediano y espacialmente asociado a biotita.

Sericita: Se presenta ocasionalmente rellenando microfisuras de cristales de plagioclasa.

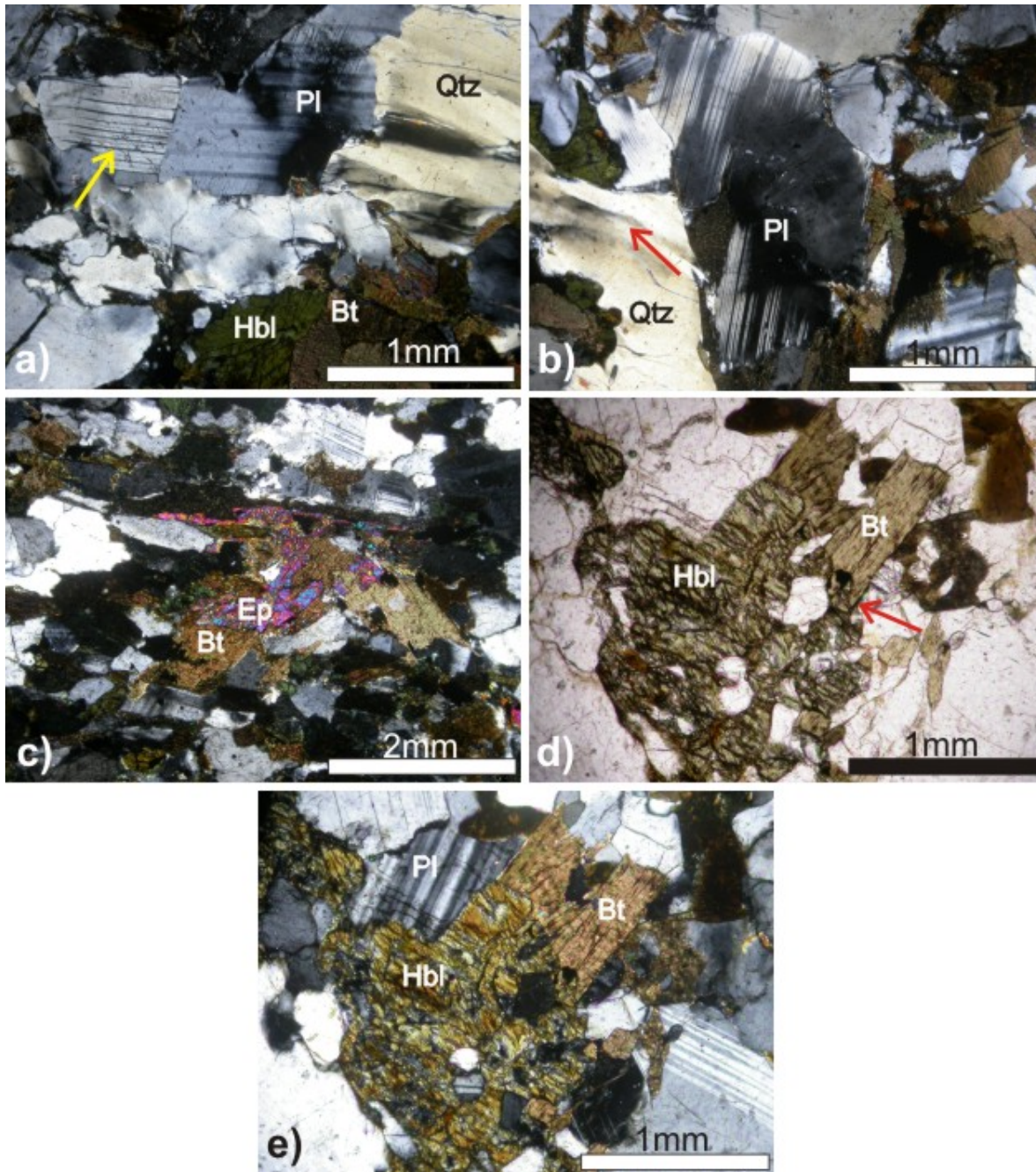


Figura 3.11: a, b, c) Microfotografías a nicols cruzados. a) Se muestra la deformación de alta temperatura sobreimpuesta en rocas tonalíticas. Obsérvese la flexión y curvado de las maclas de plagioclasa indicada por la flecha. b) Muestra la generación de lamelas de deformación en los cristales de cuarzo indicadas por la flecha. c) Aplanamiento y orientación mineralógica debida a procesos de deformación subsólida. Obsérvese además, el reemplazo parcial de epidoto por biotita. e) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente. Se observa el proceso de reemplazo de biotita por hornblenda, las flechas indican el límite entre ambos minerales.

3.4.2. Pegmatitas simples

Constituyen cuerpos discretos de hasta 30 m de extensión, emplazadas principalmente en rocas tonalíticas, su composición es cuarzo feldespática y se clasifican como pertenecientes a la clase muscovítica. Se pueden distinguir dos grupos de pegmatitas respecto a su relación temporal con la litología encajante: pegmatitas sin-magmáticas a tardío-magmáticas y pegmatitas postmagmáticas. Las primeras se caracterizan por presentar morfologías ovoidales a bochiformes y contactos transicionales. Además, se disponen en concordancia respecto de la foliación de las rocas encajantes (NNO-SSE) y suelen asociarse a granitos, mostrando su relación genética con este tipo de intrusivos (Fig. 3.12: a y b). A escala de afloramiento estas pegmatitas no muestran una zonación textural interna, se presentan como cuerpos de textura inequigranular muy gruesa y estructura en bloques que generalmente superan los 1.7 m de longitud. En contraste, las pegmatitas postmagmáticas poseen formas similares a lacolitos, con contactos netos y dispuestas de manera discordante a la foliación de las rocas tonalitas y/o granodioritas encajonantes (Fig. 3.12 b). Estas se caracterizan por presentar una graduación granulométrica desde grano grueso en la zona central de los cuerpos con una disminución hacia los bordes.

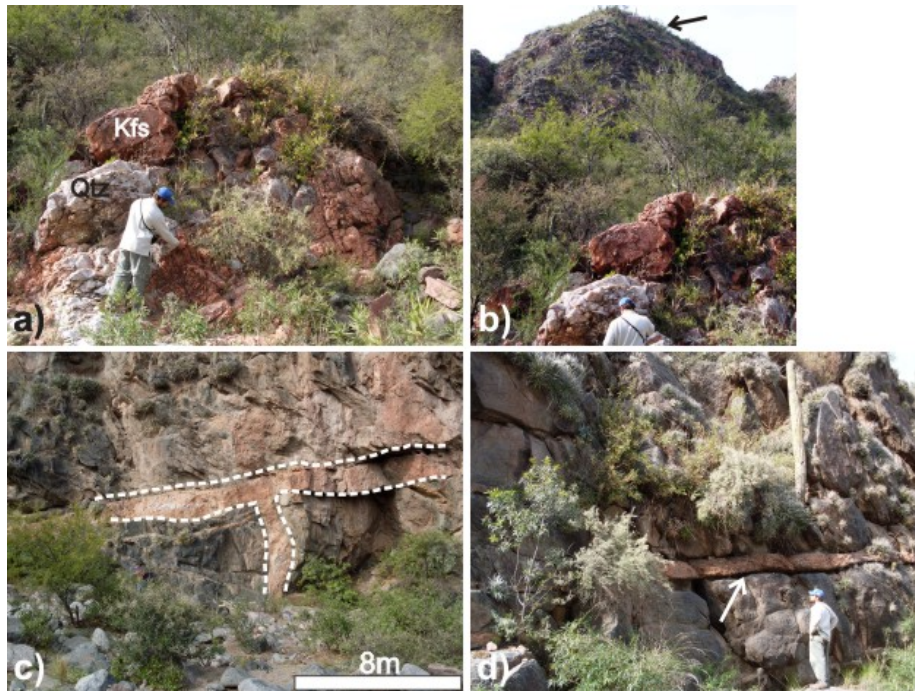


Figura 3.12: a y b) Fotografías de pegmatita sin-magmática a tardío-magmática de morfología bochiforme. a) Se exhibe su composición cuarzo feldespática y estructura en bloques b) Muestra la cercanía espacial entre el afloramiento de un granito (señalado por la flecha) y una pegmatitas sin a tardío-magmática. c y d) Fotografías de afloramientos de pegmatitas postmagmática de morfología similar a un lacolito. c) Se muestran los contactos de la pegmatita delimitados por líneas de trazos. d) Detalle de los contactos netos con el encajonante indicados por la flecha.

3.4.3. Estromatitas cordieríticas

Este cuerpo de migmatitas bandeadas está ubicado en el sector centro-austral del área de estudio. A escala de afloramiento posee morfología lenticular y se encuentra elongado en dirección subparalela a la foliación magmática regional NNO-SSE. Sus contactos con las rocas encajantes son netos e irregulares (ver Anexo I: Mapa Geológico). Internamente, diferentes bancos de estromatitas se intercalan con numerosos cuerpos de granitos (Fig. 3.13 a). Además, es frecuente la ocurrencia de cuerpos máficos de dimensiones centimétricas a métricas orientados según la foliación interna de las migmatitas (Fig. 3.13 b). La foliación estromatítica posee rumbo NO y queda definida por la alternancia de bandas de leucosomas constituidas por cuarzo-feldespatos potásico y melanosomas formadas por cristales de tamaño grueso de cordierita-biotita y localmente silimanita-granate (Fig. 3.13: c y d). A escala microscópica la textura de las estromatitas es granolepidoblástica de grano medio, mientras que su microestructura corresponde a un bandeo grosero. Como minerales accesorios se definen de opacos y circón (Fig. 3.13: e y f). Sericita y pinnita ocurren frecuentemente producto de la alteración de feldespatos potásico y cordierita, respectivamente (Fig. 3.13 f).

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cordierita: Muy abundante, distribución aleatoria de cristales subhedros y medianos y gruesos. La mayoría de los individuos presentan sutura de malevo característica de la cordierita. Es frecuente observar maclado polisintético, ocasionalmente acuñado (Fig. 13.13 g). Las inclusiones comprenden cristales muy finos de biotita, circón con desarrollo de halo pleocróico y minerales opacos de formas irregulares. Sobre las suturas y contornos cristalinos es común encontrar crecimiento de sericita y procesos de pinnitización (Fig. 13.13 f).

Cuarzo: Individuos anhedral de tamaño grandes a pequeños. La gran mayoría de los cristales muestra extinción en damero y/o lamelas de deformación. Regularmente se presenta recristalizado entre los bordes de granos o rellenando microfisuras de individuos mayores del mismo mineral. Inclusiones aleatorias de tamaño fino de opacos y biotita.

Biotita: Se presenta en cristales subhedros de grano mediano a fino. En la mayoría de los casos aparece concentrada en bandas o bien constituyendo colas asimétricas junto con cuarzo recristalizado y sillimanita. En ocasiones sus láminas se presentan tenuemente curvadas. Presenta inclusiones pequeñas y esporádicas de circón y opacos.

Feldespatos potásico: Subordinado respecto a los minerales descritos anteriormente. Constituye granos subhedros, medianos con macla del periclino difusa. Frecuentemente aparece la

textura mirmequítica y perítica en cintas y parches subordinadas. Las inclusiones incluyen biotita y plagioclasa y la sericita aparece como el principal mineral de alteración.

Silimanita: Se presenta generalmente como prismas subhedros, elongados, finos y asociados e intercalados con biotita fina (Fig. 3.13 e). Menos frecuente aparece la variedad fibrolita diseminada en acículas cortas y diminutas.

Pinnita: Aparece frecuentemente como finos cristales dispuestos sobre los planos de exfoliación o en los bordes cristalinos de cordierita (Fig. 3.13 f).

Sericita: Se presenta en finos cristales producto de la alteración de cordierita y feldespato potásico. Generalmente se encuentra en los planos de exfoliación de estos minerales.

Opacos: Se manifiesta con una distribución azarosa en cristales subhedros y de tamaño fino. Se encuentra como inclusión de cuarzo, cordierita y biotita.

Circón: Ocurre en finos cristales subhedros y pequeños incluidos en cordierita y biotita. Se registra generación de halo pleocroico (Fig. 3.13 f).

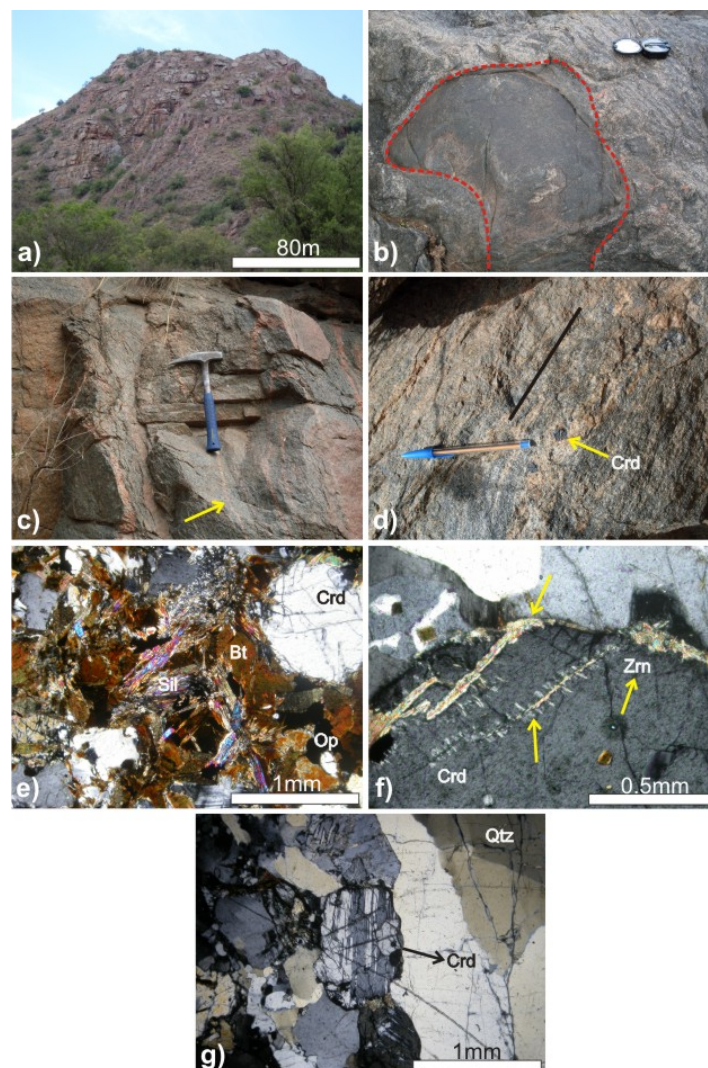


Figura 3.13: a) Fotografía de afloramiento de granito intercalado con bancos de migmatitas. b, c y d) Fotografías de afloramiento de estromatita. b) Se exhibe un cuerpo máfico (delimitado por línea de trazos) incluido en estromatita. c y d) Fotos de afloramientos de estromatita que representan la litología dominante. c) La flecha señala una banda correspondiente al leucosoma de la roca. d) Se muestra la alternancia de las bandas de leucosomas y mesosomas. Además, la flecha señala un porfiroblasto grande de cordierita y la línea indica la orientación de foliación migmática. e, f y g) Microfotografía a nicoles cruzados de estromatita típica. e) Porción del mesosoma y sus minerales constituyentes: cordierita, sillimanita, cuarzo, biotita, opacos y circón f) La flecha superior muestra el desarrollo de pinita nucleada en una fractura de un cristal de cordierita. La flecha inferior exhibe el crecimiento de este mineral de alteración sobre un plano de exfoliación (sutura de malevo). g) La flecha indica un cristal de cordierita con maclado polisintético. Tamaño de brújula 150 mm de largo.

3.4.4. Granodioritas

Se definieron cuatro cuerpos de morfologías lenticulares, elongados en dirección N-S y contactos transicionales e interdigitados con las rocas tonalíticas (ver Anexo I: Mapa Geológico). A escala de afloramiento se definen como cuerpos leucocráticos con la presencia de enclaves máficos de escala centimétrica y parcialmente asimilados, característica que en sectores hace evidente una foliación magmática grosera de rumbo NO (Fig. 3.14 a). La textura de las rocas granodioríticas es alotrimórfica y equigranular de grano medio, pasando a típica textura porfírica en sectores puntuales (Fig. 3.14: b, c y d). Su microestructura es masiva a levemente deformada por sectores (Fig. 3.14: e y f). En cuanto a su mineralogía, se compone esencialmente de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, el cual presenta deformación de alta temperatura (Fig. 3.14: c, e y f). Los minerales accesorios se distribuyen de manera aleatoria y se componen de hornblenda, circón, opacos y apatito, mientras que sericita se presenta alteración secundaria (Fig. 3.14 c).

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cuarzo: Muy abundante, generalmente se presenta en cristales subhedros a anhedros de tamaño grande y mediano. En ocasiones, algunos individuos presentan bordes lobados, extinción difusa y generación de textura en damero marcada (Fig. 3.14: c y d). Sin embargo, los cristales de menores dimensiones, tienden a desarrollar caras cristalinas y poseer extinción normal. Ocasionalmente aparecen algunos ejemplos de grano muy fino como recristalizaciones de morfología goticular, ubicadas en los espacios intergranulares o microfisuras de minerales principales. Se encuentran escasas inclusiones de biotita y opacos.

Plagioclasa: Individuos subhedros, medianos a pequeños. Predomina el maclado polisintético respecto al de Carlsbad. El maclado polisintético se presenta generalmente bien definido, aunque suele aparecer interrumpido en bordes y centros de los cristales (Fig. 3.14: e y f). En ocasiones aparece suavemente curvados y acompañados de maclas de deformación dispuesta de forma oblicua (Fig. 3.14 e). Ocasionalmente se observa textura mirmequítica e inclusiones muy finas de biotita y circón distribuidas aleatoriamente.

Biotita: Cristales subhedros con tamaño de grano fino. Frecuentemente se encuentran agrupados sin una orientación preferente. Posee inclusiones plagioclasa y circón desarrollando halos pleocroico. La muscovita aparece como mineral secundario (Fig. 3.14 c).

Fesdespato potásico: Se presenta en cristales subhedros con tamaño de grano mediano. Frecuentemente muestra macla del periclino, textura pertítica en parches y mirmequítica (Fig. 3.14: e y f). Posee inclusiones de biotita y cuarzo.

Hornblenda: Individuos anhedros y mediano. Ocasionalmente se observa una transformación parcial a biotita. Posee inclusiones de cristales pequeños de cuarzo goticular.

Opacos: Aparece en forma de cristales subhedros medianos a finos. Generalmente se presenta como inclusión de cuarzo.

Sericita: Se presenta ocasionalmente como agregados de tamaños finos y restringidos a los bordes de feldespatos potásicos.

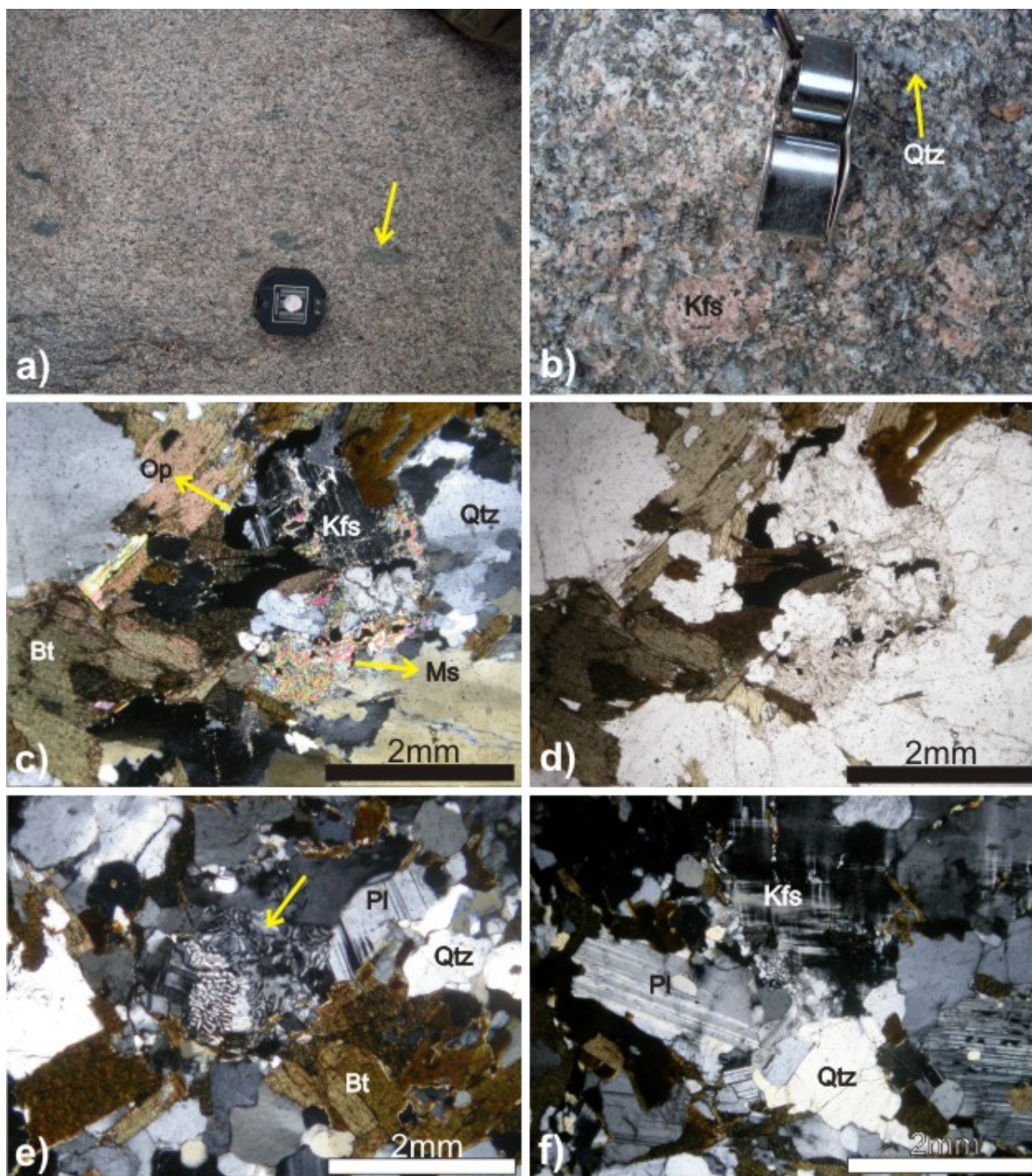


Figura 3.14: a y b) Fotografías de afloramiento de granodiorita. a) Se muestra el aspecto mesoscópico de una granodiorita representativa. La flecha indica un enclave máfico parcialmente disgregado que define la foliación magmática. b) Se exhibe la textura porfírica. Además, se muestra un megacrystal de feldespato potásico. c y d) Microfotografías a nicols cruzados y paralelos respectivamente mostrando la mineralogía representativa y microestructura de este tipo litológico. e y f) Microfotografías a nicols cruzados. e) La flecha indica una microtextura de reacción entre cuarzo y feldespato potásico, además se muestra las maclas de plagioclasa acunadas y difusas. f) Se muestra el maclado en enrejado de feldespato potásico difuso. Tamaño de lupa 40 mm de longitud.

3.4.5. Granitos

Estos cuerpos poseen un amplio desarrollo en el sector occidental y sur de la unidad tonalítica/granodiorítica, además de una marcada variación composicional, ya que en el diagrama modal QAPF se proyectan en los campos de monzogranitos, transición sienogranitos a monzogranitos, incluso granitos ricos en feldespatos alcalinos (ver Fig. 3.1). A escala de afloramiento conforman cuerpos de morfología lenticular, leucocráticos, elongados siguiendo la estructura regional NO, con contactos netos y patrón de afloramiento bochiforme (ver Anexo I: Mapa Geológico y Fig. 3.15: a y b). Los mismos tienen cientos de metros de extensión, y se disponen de manera concordante con la foliación magmática de las tonalitas y migmatitas encajonantes. En términos generales, su textura es granular, inequigranular de grano medio y porfírica por sectores debido a la presencia con megacrístales de feldespato potásico, los que están caracterizado por presentar microtexturas de reacción y deformación (Fig. 3.15: c, d y e). Su estructura es groseramente bandeada con una fábrica de deformación de alta temperatura sobrepuesta (Fig. 3.15: d y e). La mineralogía principal se compone de cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa. Como accesorios se distinguen circón y opacos, mientras que sericita aparece frecuentemente producto de la alteración de feldespatos (Fig. 3.15: c, d y e).

A escala microscópica los minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cuarzo: Muy abundante, individuos anhédros, medianos, con bordes cóncavos o engolfados (Fig. 3.15 d). Todos los cristales presentan extinción difusa y en algunos casos se observa generación de subgranos (Fig. 3.15 e). Generalmente se encuentra recrystalizado como individuos muy finos, subredondeados formando folias junto con finas láminas de biotita. Este arreglo corona los espacios entre los cristales de mayores dimensiones. Las inclusiones de biotita y opacos muy finos son poco frecuentes.

Feldespato potásico: Aparece en cristales subhedros de tamaño mediano. Ocasionalmente presentan macla de periclino difusa. Es común la recrystalización de los bordes cristalinos y las microtexturas mirmequítica y pertítica (Fig. 3.15: c, d y e), en general posee inclusiones muy finas de plagioclasa y biotita (Fig. 3.15: c y d).

Biotita: Se encuentra como cristales laminares subhedros, pequeños, con sus placas curvadas en ocasiones. Se asocia a cuarzo recrystalizado observándose una tendencia a constituir folias alrededor de feldespatos, subparalelas al bandeo (Fig. 3.15 e).

Plagioclasa: Constituyen individuos anhédros y medianos. Predomina el maclado polisintético difuso, con interrupciones a los centros y/o bordes cristalinos y en ocasiones aparece suavemente flexurado (Fig. 3.15: b, c y e). Se registran texturas de exsolución en parches, además de inclusiones

de circones diminutos. Es frecuente el crecimiento de sericita muy fina sobre los planos de macla.

Opacos: Se presenta como individuos anhedros de tamaño mediano a fino. Generalmente aparece en contacto o como inclusión de plagioclasa y/o biotita (Fig. 3.15 c).

Sericita: Aparece ocasionalmente con hábito de finos cristales sobre los planos de macla de plagioclasa o bordes cristalinos de plagioclasa o feldespato potásico.

Circón: Se presenta en muy baja proporción. Se muestra como fino cristales subhedros generalmente incluidos en cuarzo.

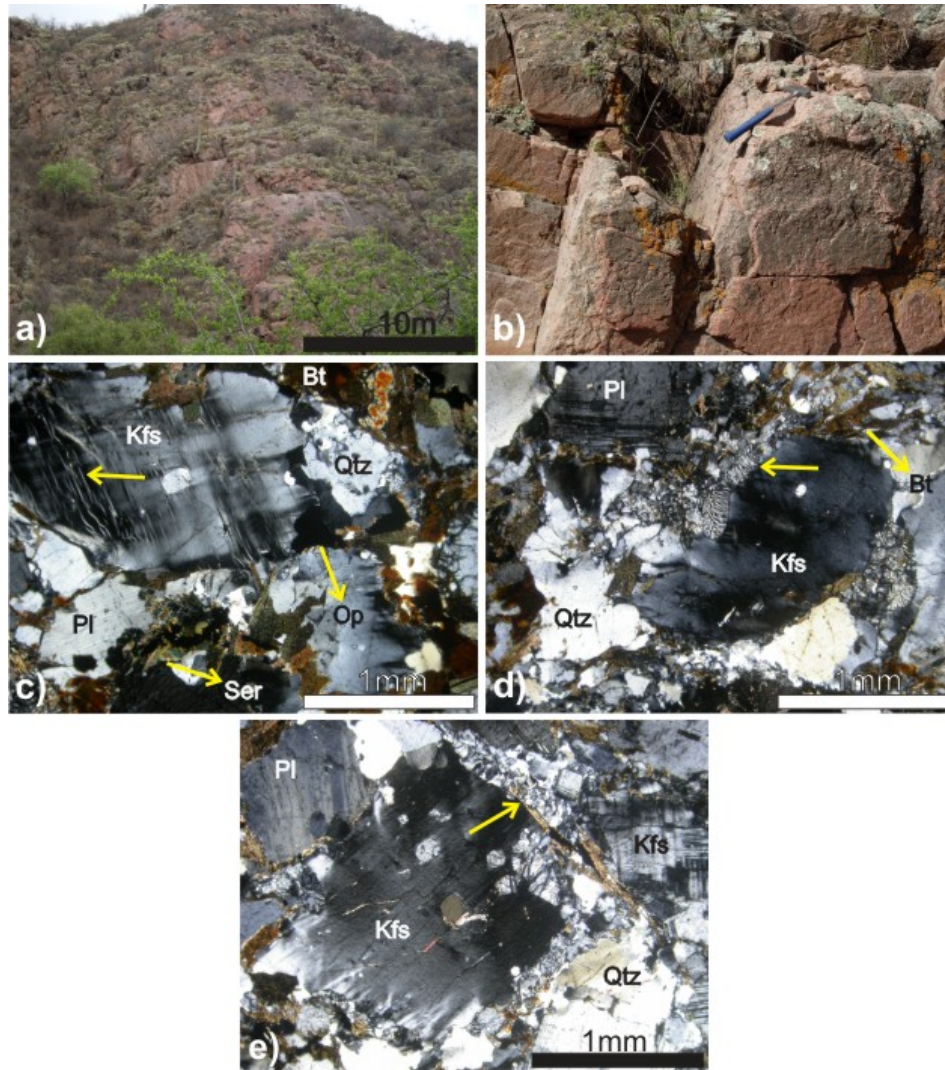


Figura 3.15: a) Fotografía mostrando afloramiento de cuerpo bochiforme de composición monzogranítica. b) detalle de afloramiento de anterior. c, d y e) Microfotografías a niclos cruzados de monzogranito representativo de este tipo litológico. c) Se exhibe un megacristal de feldespato potásico y pertitas en cordones indicadas por la flecha arriba. d) Se muestra la textura mirmequítica (flecha), maclas acuñaadas de plagioclasa y extinción en damero del cuarzo. e) La flecha indica el sector de recristalización dinámica en un megacristal de feldespato potásico.

3.4.6. Gabros hornbléndicos

Estos cuerpos máficos se encuentran distribuidos heterogéneamente dentro de la unidad tonalítica/granodiorítica, sin embargo son más abundantes en el sector norte de la misma (ver Anexo I: Mapa Geológico). Los cuerpos máficos de mayores dimensiones son de orden decamétrico a hectométrico, poseen morfología lenticular a ovoide y están orientados de manera concordante a la foliación regional (NNO-SSE; Fig. 3.16 a y b). Sus contactos con las tonalíticas son netos, sin evidencias de borde enfriado o de reacción. A escala de afloramiento constituyen cuerpos melanocráticos, variando desde gris claro a oscuro, su textura es equigranular de tamaño de grano medio a fino, en tanto que su estructura es masiva con leve impronta de deformación de alta temperatura.

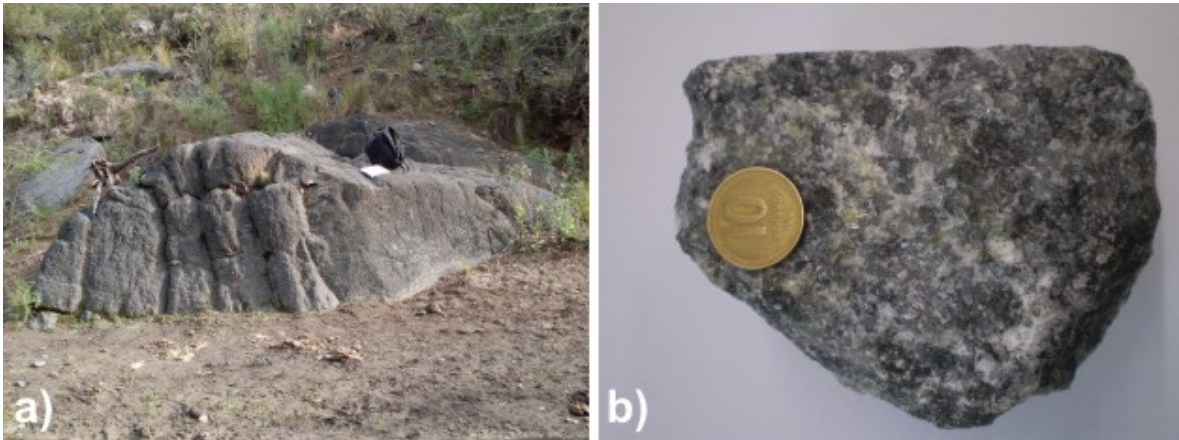


Figura 3.16: Fotografía mostrando el estilo de afloramiento de un cuerpo de composición gábrica. b) Detalle de muestra de mano del mismo gabro. Tamaño de la mochila 600 mm de altura, moneda 15 mm de diámetro.

Su mineralogía esencial se compone de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno (Fig. 3.17: a y b). Los minerales accesorios son: opacos y circón. La uralitización ocurre como el principal proceso de alteración.

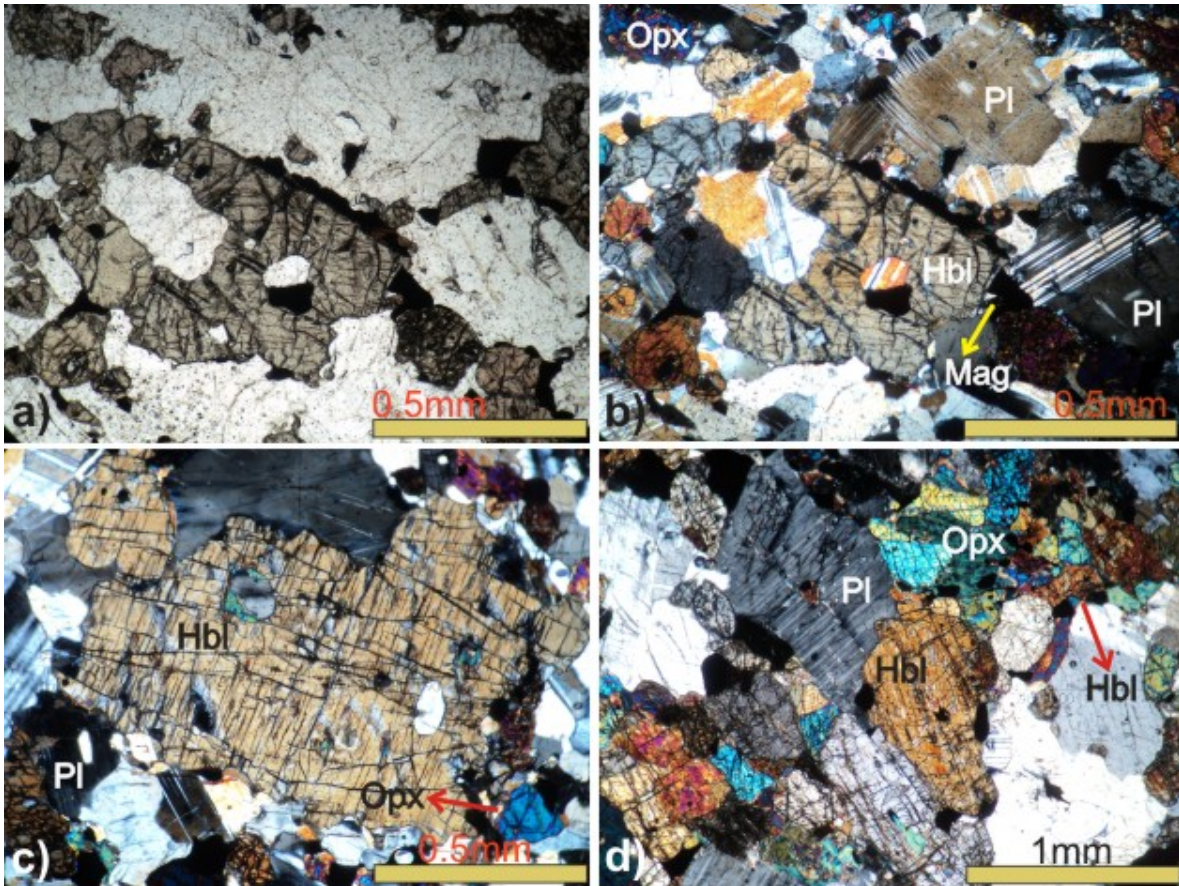


Figura 3.17: a y b) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente de roca gábrica. En (b) se muestran sus constituyentes minerales. c y d) microfotografías a nicols cruzados de gabro donde se muestra su textura hipiomórfica de grano medio con la presencia de hornblenda poiquilítica de forma irregular.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Plagioclasa: Está presente en altas cantidades y por lo general aparece en cristales anhédros y con tamaño pequeño. Además, aparece un maclado polisintético que en sectores se acuña en los centros y bordes de los cristales (Fig. 3.17: a y b). Presenta inclusiones de opacos en forma de gotas de anfíbol y circón.

Hornblenda: Se presenta en menor proporción que la plagioclasa, tiene pleocroísmo marcado que varía de verde claro a verde oliva. Se presentan como cristales de tamaño grueso, de forma irregulares con inclusiones múltiples de opacos y cuarzo (Fig. 3.17 c).

Ortopiroxeno: Se muestra en cristales subhedros, de tamaños pequeños e irregulares (Fig. 3.17: a y b). Tienen un pleocroísmo marcado que varía de verde claro a rosado, presenta color de interferencia del primer orden y una extinción paralela a la única dirección de clivaje observada. En algunos bordes de cristales se observa el proceso de uralitización (Fig. 3.17 d).

Opacos: Está presente en cristales anedrales, de tamaño pequeño con bordes redondeados en contacto con plagioclasa y anfíbol (Fig. 3.17: a y b). También se manifiesta como inclusiones de

hábito goticular en anfíbol.

Circón: Aparece distribuido aleatoriamente como inclusiones subhedralas en plagioclasa y posee tamaño muy pequeño.

3.5. UNIDAD GRANODIORÍTICA QUIMILO

Esta unidad se definió en la región oriental del área de estudio. Al igual que las unidades anteriores presenta un marcado desarrollo en dirección N-S, donde su mayor amplitud se manifiesta en su sector austral. El contacto oeste con la unidad tonalítica/granodiorítica es de carácter transicional y, el mismo se trazó donde el volumen de rocas granodioríticas supera al 75 % del porcentaje total de roca aflorante. Su límite oriental desaparece debajo de los sedimentos pedemontanos modernos (ver Anexo I: Mapa Geológico). La litología dominante es una granodiorita porfírica, seguida por una facies inequigranular. Además, se caracteriza por la presencia de numerosos cuerpos de granitos agrupados mayormente en su sector suroeste.

3.5.1. Granodioritas porfíricas

Ocupa el 90 % de la superficie de rocas aflorantes de la Unidad Quimilo. Morfológicamente se trata de extensos afloramientos elongados y separados por profundos valles orientados N-S y estructuras menores E-O (ver Anexo I: Mapa Geológico). La textura de esta roca es porfírica, alotrimórfica de grano medio, con excepción de los megacristales de feldespatos potásicos que alcanzan los 5 cm a lo largo de su eje mayor (Fig. 3.18 a). La foliación magmática se observa como un patrón de orientación grosero y subparalelo de los ejes mayores de los megacristales de feldespatos potásicos (Fig. 3.18 b). Sin embargo, el elemento indirecto que define la foliación es la presencia de enclaves microgranulares máficos de formas aplanadas que se disponen paralelos a la estructuración magmática (Fig. 3.18: c, d, e y ver Capítulo 6). La orientación de esta estructura planar es submeridional buzando con de alto ángulo tanto al oriente como occidente (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural).

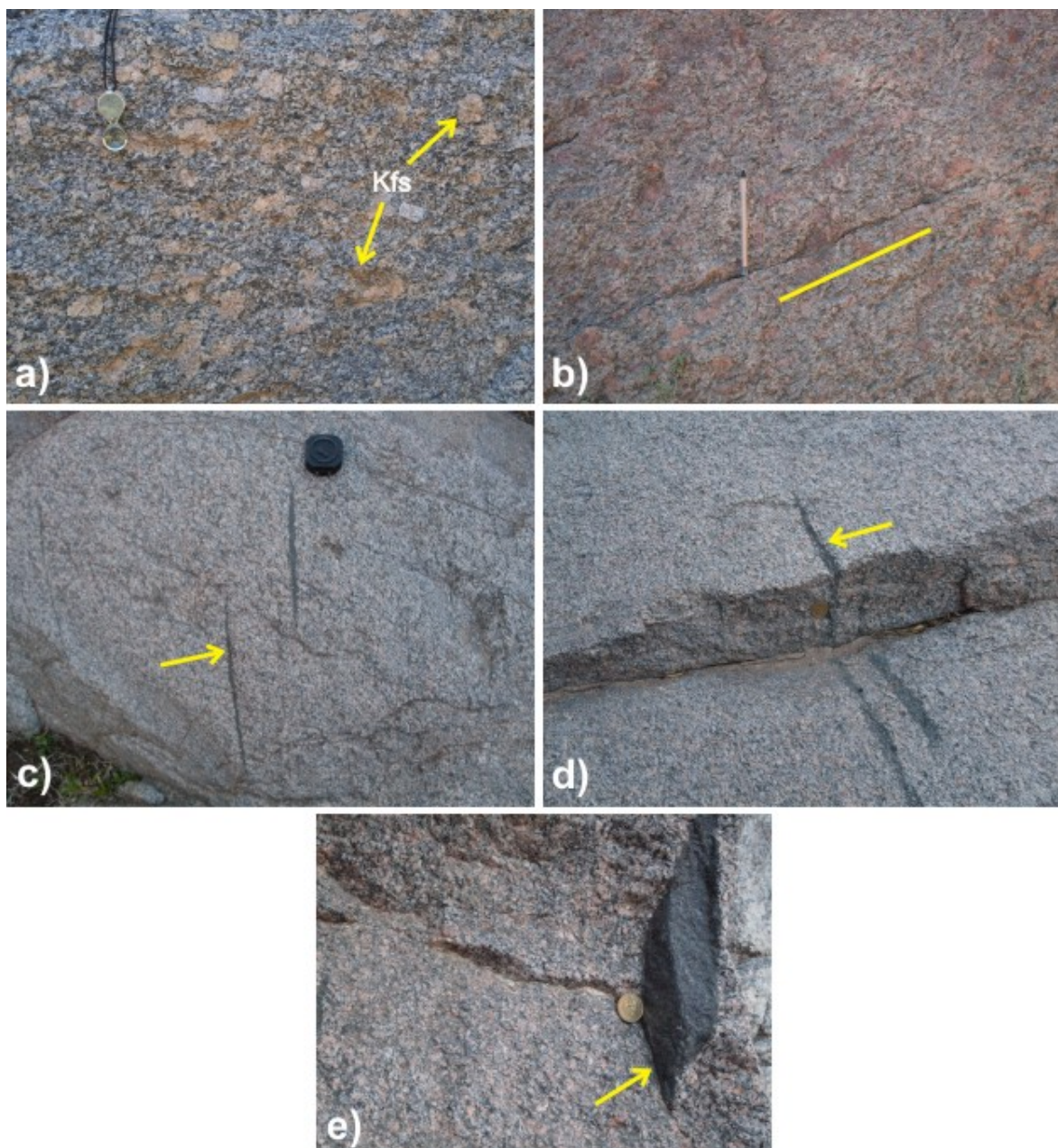


Figura 3.18: a, b, c, d y e) Fotografías enseñando afloramientos de granodiorita porfírica. a) Se muestra la roca representativa de la unidad. Obsérvese los megacristales de feldespato potásico indicados por las flechas. b) Se exhibe el paralelismo grosero de los megacristales de feldespato potásico. La línea indica la orientación de la foliación magmática. c) La flecha señala un enclave microgranular con forma aplanada que define la dirección de la foliación magmática. d) La flecha muestra un enclave con forma de disco aplanado, el cual muestra la orientación espacial de la foliación magmática. Véase la segunda dimensión de enclave en el resalto. e) La flecha indica un enclave en el cual se aprecian dos dimensiones de su geometría.

A escala microscópica la estructura es masiva a ligeramente bandeada con leve impronta de deformación de alta temperatura (Fig. 3.19 a). La mineralogía esencial se compone de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico (Fig. 3.19: a y b). Los minerales accesorios son: biotita, hornblenda, epidoto, apatito, titanita, opacos y circón, mientras que sericita y clorita aparecen como los principales

minerales de alteración.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Plagioclasa: Muy abundante, individuos subhedros y medianos. Domina el maclado polisintético levemente flexurado y acuñado a bordes y centros del cristal (Fig. 3.19 a). Junto a este, suele presentarse macla de dos individuos y polisintética dispuesta de manera oblicua. La textura mirmequítica ocurre esporádicamente. Posee inclusiones de circón, opacos y biotita, se observa caolinitización importante y generalizada con crecimiento de sericita muy fina sobre los planos de fractura, macla y centros cristalinos.

Cuarzo: Cristales anhedral de tamaño de grano grueso, mediano y bordes lobados. Presenta extinción ondulosa y en sectores localizados se observa generación de subgranos. Ocasionalmente aparece recrystalizado finamente en los bordes cristalinos. Presenta inclusiones de apatito, biotita, hornblenda y circón.

Feldespato potásico: Se presenta en individuos subhedros tamaños variables. Megacristales de más de 2 cm sobre su eje mayor, y cristales de tamaño de grano mediano los cuales conforman la matriz. La mayoría de los cristales no exhiben macla, el resto muestra la macla del periclino algo difusa. Las perfitas en cordones subparalelos cortos y largos son características (Fig. 3.19: a y b). Las mirmequitas aparecen de forma dispersa (Fig. 3.19 a). Se registran inclusiones de opacos finos con morfología romboidal, circón y biotita.

Biotita: Aparece en cristales subhedros medianos a diminutos, ordenados alrededor de cristales de cuarzo y plagioclasa de mayor tamaño, o bien distribuidos homogéneamente. Regularmente sus placas se encuentran curvadas. La fracción de menor tamaño se encuentra intercrecida con epidoto (Fig. 3.19: c y d). Se observan inclusiones de opacos y circón. Sericita se presenta como el mineral de alteración principal y ocurre generalmente en los bordes de los cristales de feldespato potásico.

Hornblenda: Aparece ocasionalmente en cristales subhedros, medianos con coloración parda oscura. Espacialmente se asocia a biotita (Fig. 3.19: c y d).

Epidoto: Poco abundante, se reconocen dos generaciones; cristales anhedral y medianos que reemplazan a biotita, e individuos subhedros muy finos (Fig. 3.19: c y d).

Opacos: Se presenta distribuido aleatoriamente en cristales anhedral de tamaño de grano medio (Fig. 3.19: c y d).

Titanita: Aparece ocasionalmente como cristales subhedros de tamaños medianos y finos. Se caracteriza por presentar su distintivo hábito romboidal o en punta de flecha (Fig. 3.19: c y d).

Circón: Se presenta como individuos subhedros a euhedral, finos a muy finos. Generalmente se encuentra incluido en plagioclasa (Fig. 3.19 a).

Sericita: Escasa, tamaño muy fino. Aparece esporádicamente en los bordes o fracturas de feldespato potásico o plagioclasa.

Apatito: Muy escaso. Se presenta en cristales subhedros y tamaños muy finos. Su hábito es prismático (Fig. 3.19 a).

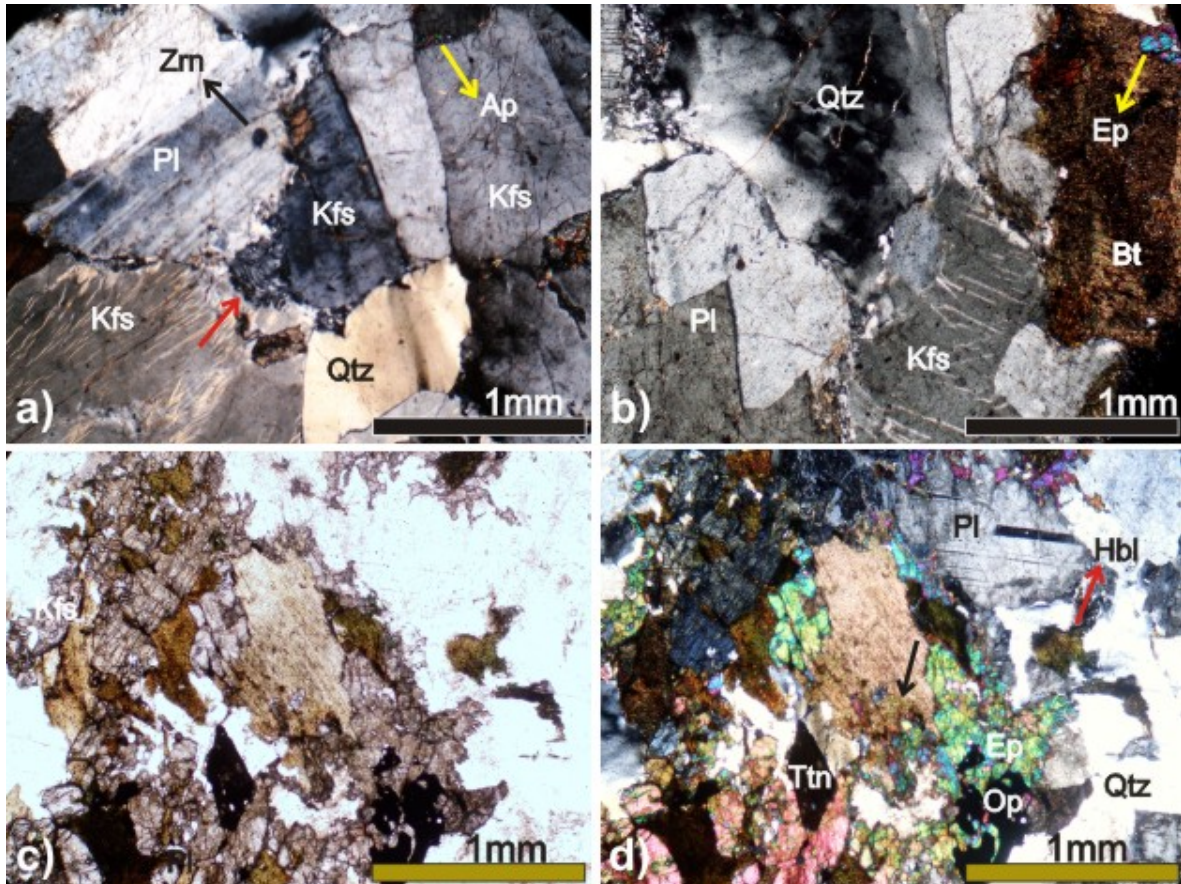


Figura 3.19: a y b) Microfotografías a nicols cruzados de granodiorita porfírica. a) Se muestra mineralogía y evidencias de deformación de alta temperatura; maclas de plagioclasa acunadas y extinción ondulante del cuarzo. La flecha indica una textura mirmequítica b) Se muestra los constituyentes minerales granodiorita típica. Obsérvese las pertitas en cordones sobre el cristal de feldespato potásico. c y d) microfotografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente. En (d) se aprecia la coexistencia o reemplazo entre biotita y epidoto en el sector central de la microfotografía e indicado por la flecha.

3.5.2. Granodiorita inequigranular

Se definió un área correspondiente a este tipo litológico ubicado en el sector norte de la unidad. La misma posee morfología lenticular y se encuentra elongada en sentido N-S (ver Anexo I: Mapa Geológico). A escala de afloramiento su contacto con la roca encajante es transicional e irregular. En general estas granodioritas presentan textura inequigranular e hipidiomórfica de grano medio y caracterizadas por la ausencia de megacristales de feldespato potásico (Fig. 3.20: a y b). Su estructura a escala de afloramiento es masiva a groseramente bandeada, característica denotada por

la presencia de segregados micáceos elongados paralelos a la foliación magmática (Fig. 3.20: a y b). Su microestructura es masiva a groseramente bandeada debido a una orientación preferencial de los ejes mayores de los minerales (Fig. 3.20: c, d, e, f y g). La mineralogía esencial se compone de cuarzo, plagioclasa, y feldespatos potásicos (Fig. 3.20 e). Biotita, epidoto, allanita, opacos, circón, apatito, hornblenda y titanita conforman la mineralogía accesorio, en tanto que sericita aparece como el único mineral secundario (Fig. 3.20: c, f y g).

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cuarzo: Se presenta en individuos anhedros, gruesos a medianos con bordes lobulados y en ciertos casos recrystalizados en los espacios intergranulares. Todos los individuos presentan extinción ondulosa y por sectores lamelas de deformación (Fig. 3.20 c). Algunos cristales presentan escasas inclusiones de opacos, biotita y plagioclasa.

Plagioclasa: Aparece en cristales subhedros con tamaño de grano grueso, mediano y extinción ondulosa. Domina el maclado polisintético, comúnmente acuñado a los bordes o centros y acompañado de macla dos individuos. La textura mirmequítica se encuentra habitualmente. Las inclusiones consisten en: biotita, epidoto y circón. Se observa alteración a sericita por zonas y caolinitización extendida, normal en centros cristalinos.

Biotita: Individuos subhedros, anhedros de tamaño mediano con sus folias suavemente curvadas. Generalmente conforman groseras bandas cortas subparalelas. Inclusiones de opacos, epidoto, apatito y circón. Presenta alteración incipiente a clorita y muscovita-sericita.

Feldespatos potásicos: Se presenta en cristales anhedros, grandes a medianos y con extinción ondulosa. La mayoría de los individuos se caracterizan por la presencia de perfitas en cordones y ausencia de macla. El resto exhibe maclado del periclino difuso (Fig. 3.20 c). La textura mirmequítica es poco habitual y las inclusiones de plagioclasa y biotita son escasas. Desarrollo moderado de caolinita y ocasionalmente sericita en los bordes de los cristales.

Epidoto: Cristales pequeños, anhedros a subredondeados. Generalmente se asocia espacialmente a biotita (Fig. 3.20: e y g).

Allanita: Aparece como cristales euhedros de tamaño medio, y color pardo claro. Comúnmente aparecen coronas de epidoto en los bordes de los cristales (Fig. 3.20: f y g).

Opacos: Se presentan distribuidos aleatoriamente en cristales subhedros y anhedros. Sus tamaños gradan de medianos a finos. Se encuentran comúnmente incluidos en cuarzo y biotita.

Circón: Aparece en cristales subhedros de tamaños muy finos. Comúnmente incluido en plagioclasa y biotita.

Sericita: Se presenta como alteración en los bordes de cristales de feldespatos potásicos y plagioclasa.



Figura 3.20: a) Fotografía de granodiorita inequigranular en la cual se muestra la foliación magmática definida a partir de segregados micáceos. La flecha indica concentración de biotita y la línea denota la orientación espacial de la foliación magmática. d) Fotografía mostrando la alineación de cristales de biotita. La línea es paralela a la foliación magmática. c) Microfotografías a nicols cruzados exhibiendo los constituyentes minerales de la granodiorita e indicadores de deformación de alta temperatura: lamelas de deformación en cuarzo, flexión de placas en biotita y maclado de periclino en feldespato potásico. d y e) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados, respectivamente, mostrando la distribución textural de los minerales esenciales. f y g) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados, respectivamente, exponiendo un cristal de allanita coronado por epidoto. Tamaño de capuchón 40 mm.

3.5.3. Milonitas

Estos cuerpos de composiciones sienograníticos y monzograníticos constituyen los protolitos de las protomilonitas. Se concentran mayormente en el sector suroccidental de la unidad. Se trata de granitos de formas lenticulares, leucocráticos, orientados y elongados en dirección N-S (ver Anexo I: Mapa Geológico). Sus contactos con las granodioritas encajantes son netos, irregulares y subparalelos a la foliación regional N-O (Fig. 3.21: a y b). La deformación que caracteriza a estas rocas retrabaja la estructura magmática en diferentes grados generando milonitas y obliterando por completo su fábrica ígnea original (Fig. 3.21: c, d, e y f). En términos generales la textura de las protomilonitas es porfiroclástica e inequigranular de grano medio a grueso. Su microestructura se presenta como una foliación milonítica, anastomosada, dada por la presencia de cristales mayores de feldespato potásico y plagioclasa, los cuales constituyen los principales porfiroclastos. La matriz se encuentra en torno a los porfiroclastos y se constituye de biotita y cuarzo en partes recrystalizados (Fig. 3.21: c y d). Su mineralogía esencial se compone de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, y cantidades variables de biotita (Fig. 3.21: e y f). Los minerales accesorios están formados por opacos, circón, apatito y epidoto, mientras que sericita constituye el principal y único mineral de alteración reconocido (Fig. 3.21 f).

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Feldespato potásico: Muy abundante, porfiroclastos subhedros con tamaño de grano de mediano a fino y extinción ondulosa (Fig. 3.21: c y d). La mayoría de los individuos no exhiben macla, sin embargo el resto presenta macla en enrejado desdibujada. Son comunes las pertitas en cordones cortos y en menor medida la ocurrencia de textura mirmequítica. Inclusiones de cuarzo y biotita esporádicas y escasa sericita como producto de alteración.

Cuarzo: Muy abundante. Constituyen cristales anhedros con tamaño de grano de medio a fino, lamelas de deformación, desarrollo de cintas y evidencias de fluxión (Fig. 3.21: c y d). La proporción restante forma parte de la matriz en la cual dominan los procesos de recrystalización y poligonización de granos. Regularmente se presenta como cintas, largas, finas e irregulares, orientadas según la dirección preferencial de deformación, o coronando los bordes de porfiroclastos. Además, constituye el mineral principal de las colas asimétricas en porfiroclastos de feldespatos.

Plagioclasa: Individuos subhedros, medianos a finos. Prevalece el maclado polisintético respecto al de tipo Carsbad, aunque ambos aparecen acuñados en los bordes, y ocasionalmente con sus planos flexurados (Fig. 3.21 f). Eventualmente, también, aparecen maclas mecánicas polisintéticas de forma sobrepuesta. Se observan escasas inclusiones de biotita y opacos de tamaño fino.

Biotita: Escasa, en cristales subhedros de grano fino a muy fino. Sus placas se orientan subparalela a la foliación (Fig. 3.21: e y f). Algunos de los individuos presentan pliegues kink y

morfología tipo mica fish (Fig. 3.21 c). Generalmente se asocia a cuarzo, y juntos conforman la práctica totalidad de los constituyentes de la matriz.

Apatito: Se presenta en cristales subhedros de grano fino a muy fino, forma de prismas.

Opacos: Aparece en cristales anhedros de grano medio a fino. Frecuentemente se encuentra elongado de forma subparalela a la foliación milonítica (Fig. 3.21: e y f).

Sericita: Se presenta como cristales muy finos y anhedros ocasionalmente dispuestos en los bordes de los porfiroclastos de feldespato potásico.

Circón: Se encuentra en cristales euhedros de grano muy fino, y se presenta mayormente como inclusión en biotita.

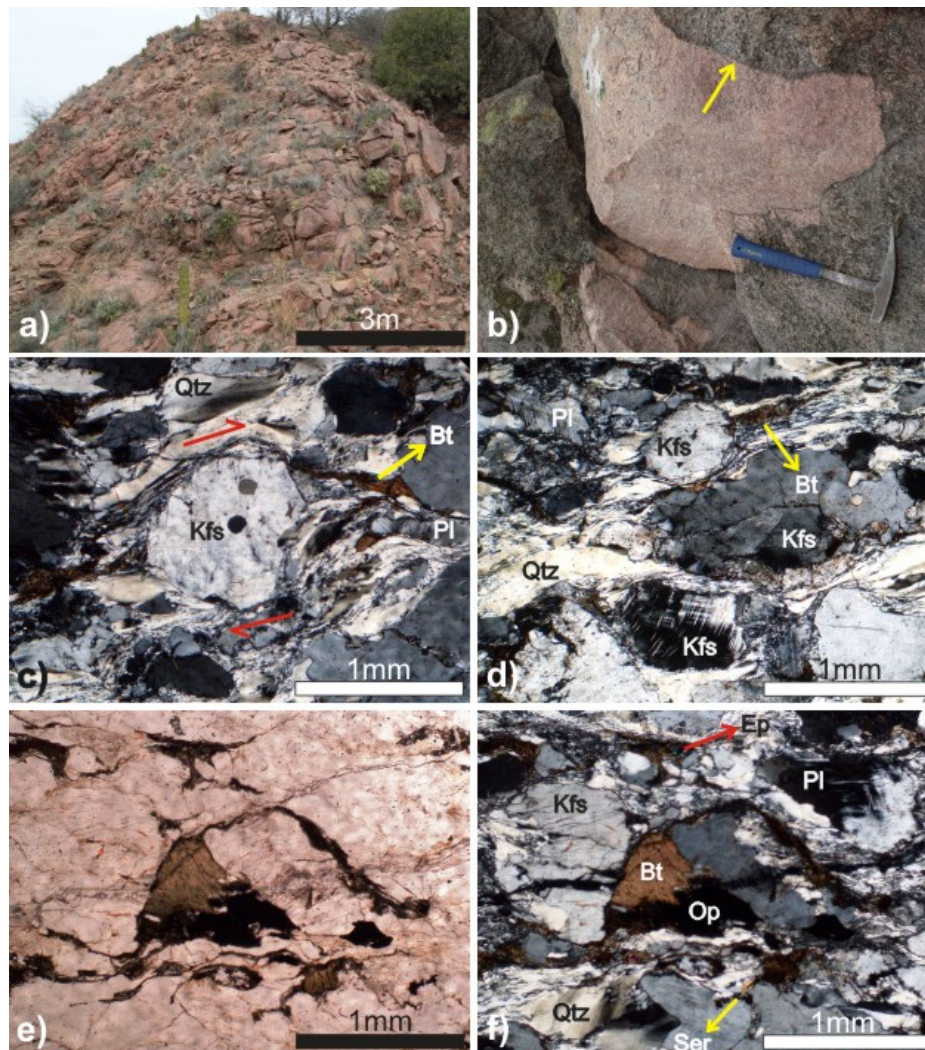


Figura 3.21: a y b) Fotografías de afloramientos de protomilonita derivada de un sienogranito. a) Se muestra el estilo de afloramiento. b) Se observa el contacto neto e irregular de la milonita y la granodiorita encajante. c y d) Microfotografías a nicoles cruzados de protomilonita de protolito sienogranítico. c) Se aprecia la deformación de alta temperatura sobreimpuesta. Se destaca el megacrystal de feldespato potásico (porfiroclasto), las colas de biotita/cuarzo recristalizado. Las flechas indican el sentido de la cizalla. d) Muestra la foliación milonítica moderadamente desarrollada. Obsérvese los anastomosamientos de cuarzo y biotita. e y f) microfotografías a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. En (f) se aprecia gran parte de los minerales constituyentes de esta litología.

3.5.4. Monzogranitos

Las rocas monzograníticas se presentan como diferenciados magmáticos locales con límites transicionales y difusos. Estos afloramientos aparecen en del sector centro-oriental la unidad (ver Anexo I: Mapa Geológico). La deformación sobreimpuesta retrabaja la estructura magmática sin llegar a generar una fábrica milonítica. Su la textura es inequigranular e hipidiomórfica, en tanto que su fábrica ígnea se encuentra retrabajada en diferentes grados de deformación (Fig. 3.22: a, b y c). Su microestructura constituye una foliación anastomosada grosera con deformación al estado subsólido (Fig. 3.22 a). Su mineralogía esencial se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, los minerales accesorios son: opacos, circón, apatito, epidoto y titanita (Fig. 3.22: a y b). Sericita constituye el principal mineral secundario.

A escala microscópica sus minerales constituyentes poseen las siguientes características:

Cuarzo: La mayoría de los cristales son anhedral, medianos y con bordes lobulados (Fig. 3.22: a y b). Presentan extinción ondulosa, importante generación extinción en damero, textura lamelar y se encuentran estirados según la dirección preferencial, llegando en ciertos casos, a conformar cintas cortas. Las inclusiones más frecuentes son de biotita, circón, además es común la presencia de microfisuras rellenas de sericita muy fina. Otros granos de cuarzo se presentan como cristales recristalizados entre los espacios intergranulares y en menor medida formando colas junto con biotita y sericita.

Plagioclasa: Cristales subhedral, medianos a finos caracterizados por maclado polisintético y de Carlsbad asociados y mecánico subordinado (Fig. 3.22 c). Corrientemente los planos de macla se presentan suavemente curvados e interrumpidos en los bordes cristalinos. La textura mirmequítica poco desarrollada y fenómenos de migración de borde ocurren eventualmente, así como también inclusiones de opacos y finas placas de biotita. Se observa moderada alteración a sericita en bordes de cristales y crecimiento de caolinita en forma extendida.

Feldespato potásico: Individuos subhedral, grandes, medianos y finos. Frecuentemente muestran la macla de periclino desdibujada (Fig. 3.22 b). En ocasiones los individuos se presentan con morfología de hexágono irregular. Las perititas en cordones cortos son comunes, mientras que la textura mirmequítica aparece raramente. Con respecto a las inclusiones se registran; cuarzo, biotita, en parte sericitizada y opacos. La gran mayoría de los cristales exhiben importante alteración a sericita y presencia de caolinita generalizada.

Epidoto: Se presenta distribuido aleatoriamente como cristales anhedral generalmente de tamaño fino (Fig. 3.22: a y b).

Apatito: Aparece en cristales subhedral a euhedral de grano fino a muy fino, forma de prismas.

Circón: Se encuentra en cristales euhedros de grano muy fino, y se presenta mayormente como inclusión en biotita.

Titanita: En cristales subhedros de tamaño de grano muy fino.

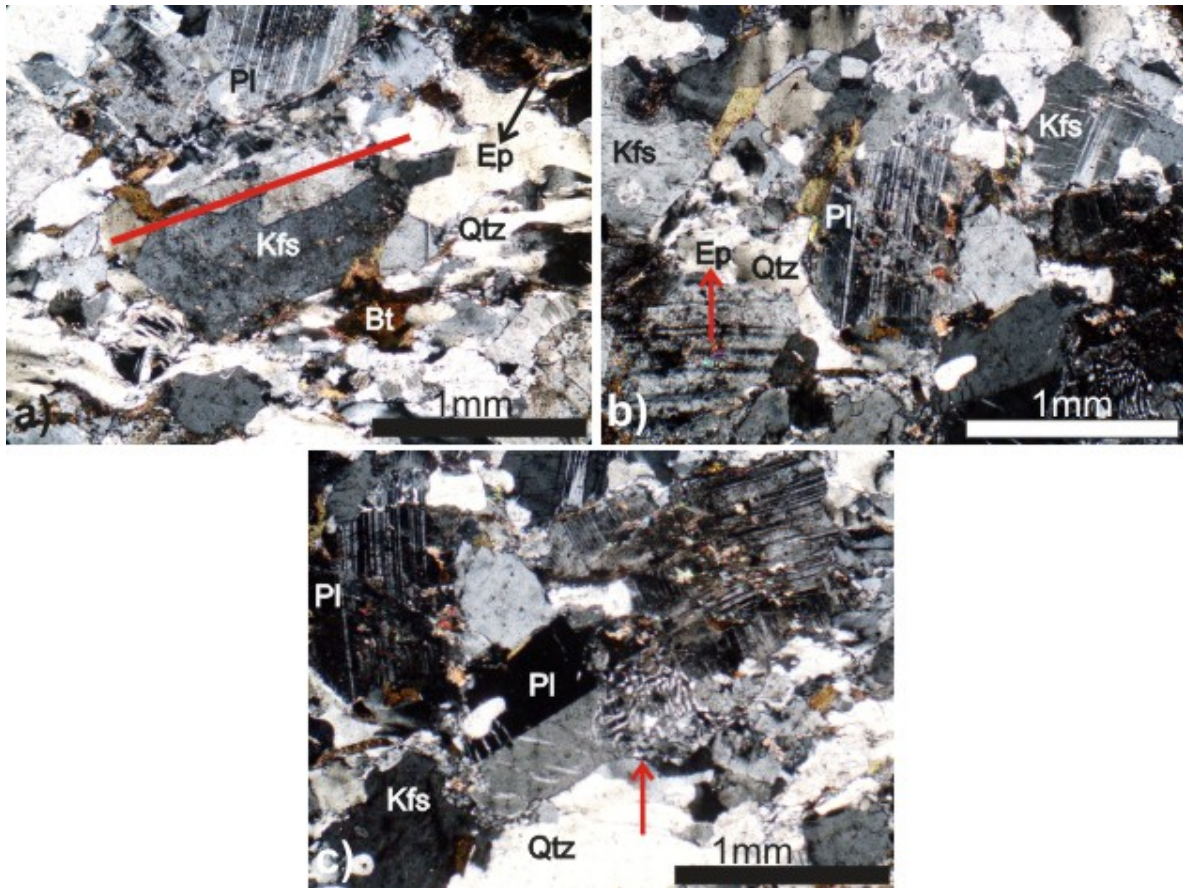


Figura 3.22: a, b y c) Microfotografías a nicols cruzados de rocas monzograníticas. a) Microfotografía a nicols cruzados. Se muestran los constituyentes minerales y el aplanamiento de los cristales paralelo a la línea. Obsérvese las lamelas de deformación del cuarzo. b y c) Microfotografías a nicols cruzados que muestran sectores del corte delgado que presentan menos deformación que la roca presentada en (a). En la microfotografía (c) la flecha señala la textura de desmezcla mirmequítica, además, se observa la macla de tipo Carlsbad nucleada en plagioclasa.

CAPÍTULO 4: ESTRUCTURA DEL BASAMENTO

4.1. INTRODUCCIÓN

El tratamiento y descripción de los datos estructurales se abordó a través de distintas escalas de observación (megascópica, mesoscópica y microscópica). Consecuentemente, se aplicaron diferentes técnicas para el análisis estructural y recolección de datos, esto en función de la escala de observación. De acuerdo a esta metodología de trabajo, se reconocieron megaestructuras (fallas) con rumbos NO-SE y carácter inverso, además de fallas menores de dimensiones kilométricas y con azimut N-NE y NO subordinadas (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Dentro las estructuras de escala mesoscópica se estableció una foliación magmática S_1 , generada por procesos ígneos. Además, se asocia a este estadio la foliación estromatítica por considerarse coetánea con la estructura S_1 magmática. En este caso, la foliación viene dada por la alternancia de las partes del leucosoma que conforman estas rocas. También se definió una estructura S_2 , denominada foliación milonítica dúctil de alta temperatura generada en facies de anfibolita alta en transición granulita. Las rocas afectadas por esta deformación corresponden especialmente a granitos, y en menor medida granodioritas pertenecientes a la unidad granodiorítica Quimilo. Se manifiesta en amplias zonas caracterizadas por una deformación que se hace evidente a escala de observación microscópica. Finalmente, se definió una estructura S_3 denominada foliación milonítica dúctil/frágil estabilizada en facies de anfibolita baja y originada a partir de eventos de post-magmatismo y post-pico metamórfico. Por otra parte cabe aclarar que la estructura interna observada en las litologías presentes en el área de estudio ha sido agrupada en función de su distribución espacial (dominios estructurales) y los procesos dominantes involucrados en su generación (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales). Los resultados que arrojó el tratamiento de datos indican que la foliación S_1 domina en la unidad central y la parte norte de la unidad granodiorítica Quimilo, la S_2 prepondera en el sector sur de la unidad granodiorítica Quimilo, mientras que la foliación S_3 se encuentra principalmente en la unidad tonalítica (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales). A tal efecto, se llevó a cabo una descripción detallada de las estructuras observadas en las tres unidades delimitadas, poniendo énfasis en los elementos estructurales dominantes de cada una de ellas.

4.2. CRITERIOS PARA LA DIFERENCIACIÓN DE LAS FOLIACIONES MAGMÁTICA/MIGMÁTICA S_1 Y DE DEFORMACIONES S_2 Y S_3 .

Para llevar a cabo la distinción de cada tipo de estructura planar a escala de afloramiento se tuvieron en cuenta diferentes criterios que se detallan a continuación: para determinar la foliación magmática se considera la orientación preferencial de los minerales ígneos (Bateman 1984,

Shelley 1985, Vernon *et al.*, 1988). Principalmente se observa la disposición subparalela de cristales de feldespato potásico y plagioclasas euhedras o subhedras (Vernon 1968; 1976; 1986). También, se toma como indicador la alineación de los enclaves microgranulares máficos (Bateman 1984, Marre 1986, Vernon *et al.*, 1988).

Para establecer las foliaciones (S_2 y S_3) se consideraron las siguientes evidencias a escala microscópica: reducción del tamaño de granos minerales combinada con la presencia de folias generadas a partir de la elongación de estos agregados. Asimismo, se consideró la presencia de cristales lenticulares de biotita, recristalización de la misma y el desarrollo de texturas mirmequíticas (Bateman 1984, Vernon 1984, Simpson 1985). También se utilizó la recristalización de cuarzo y micas en las microfracturas de feldespato potásico y hornblenda (Vernon *et al.*, 1983). Otro criterio usado para diferenciar esta foliación, fue la identificación de una estructura anastomosada y discontinua con generación de lentes, tanto a escala mesoscópica como microscópica, la cual es originada por un estiramiento heterogéneo (Vernon *et al.*, 1983).

4.3. DOMINIO ESTRUCTURAL MAGMÁTICO/MIGMÁTICO (S_1)

Esta foliación se encuentra principalmente en la unidad tonalítica/granodiorítica y el sector norte de la unidad granodiorítica Quimilo (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales). Dentro de la unidad tonalítica/granodiorítica existe un comportamiento diferencial de la foliación magmática según su ubicación dentro de la unidad (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Por este motivo su caracterización se realizó por segmentos, considerando los siguientes sectores: sur, oeste y norte, con el fin de realizar una descripción representativa y comprensible de las características y rasgos estructurales en cada sector.

En el porción sur se observa una concentración significativa de los polos de la foliación magmática y metamórfica S_1 , con rumbo variable entre N 125° a N 155° buzamiento promedio de

75° al SO. En el caso de la foliación magmática *sensu stricto*, queda definida por la orientación

subparalela de enclaves dioríticos en forma de discos o lentes con diferente grado de disgregación (Fig. 4.1: a y b). Localmente, esta foliación aparece en tonalitas caracterizadas por presentar segregados félsicos leucocráticos. En las tonalitas, la foliación S_1 queda definida generalmente por bandas centimétricas compuestas por cuarzo y plagioclasa alternados con cintas formadas por biotita y hornblenda (Fig. 4.1: c y d).

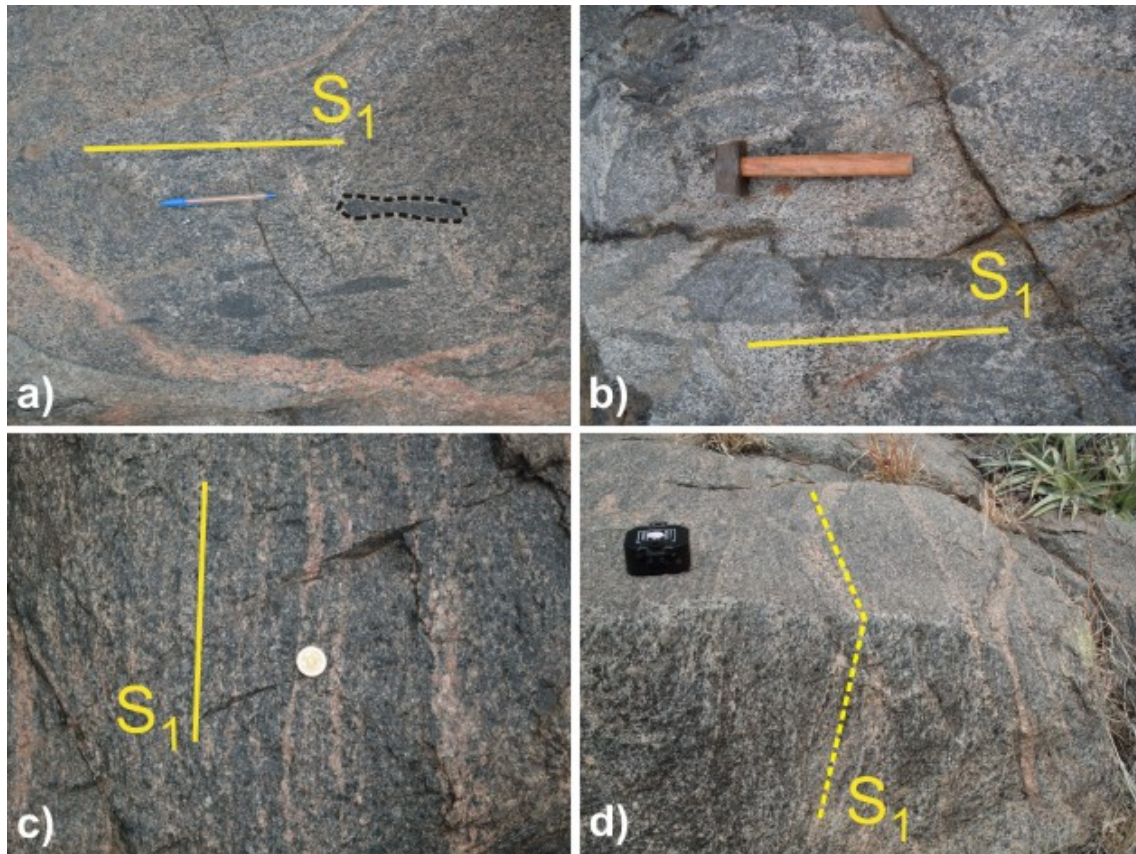


Figura 4.1: Fotografías de afloramientos de tonalitas. a y b) Se muestra la presencia de enclaves dioríticos orientados paralelos a la foliación magmática S_1 . En la foto (a) la línea de trazos que delimita a un enclave. c y d) Se muestra la estructura S_1 nucleada en tonalitas definida por segregados félsicos. Nótese en (d) las dos dimensiones del plano de la estructura S_1 . Tamaño del bolígrafo 150 mm, martillo 350 mm, moneda 20 mm de diámetro y brújula 80 mm de lado.

La foliación migmatítica S_1 se registra, además, en el cuerpo de estromatitas localizado en el sector sur de la unidad tonalítica/granodiorítica (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Esta foliación se manifiesta por la alternancia de bandas de leucosomas constituidas esencialmente de cuarzo y feldespato potásico, y mesosomas formadas principalmente por biotita, cordierita silimanita y granate (Fig. 4.2: a y b). Con frecuencia aparecen segregados de cuarzo en forma de lentes y orientados según la foliación metamórfica S_1 , además de cuerpos máficos de escala métrica a decamétrica intercalados con los bancos migmatíticos. En muchos casos, la foliación S_1 se curva siguiendo el contorno de estos cuerpos (Fig. 4.2: c y d).

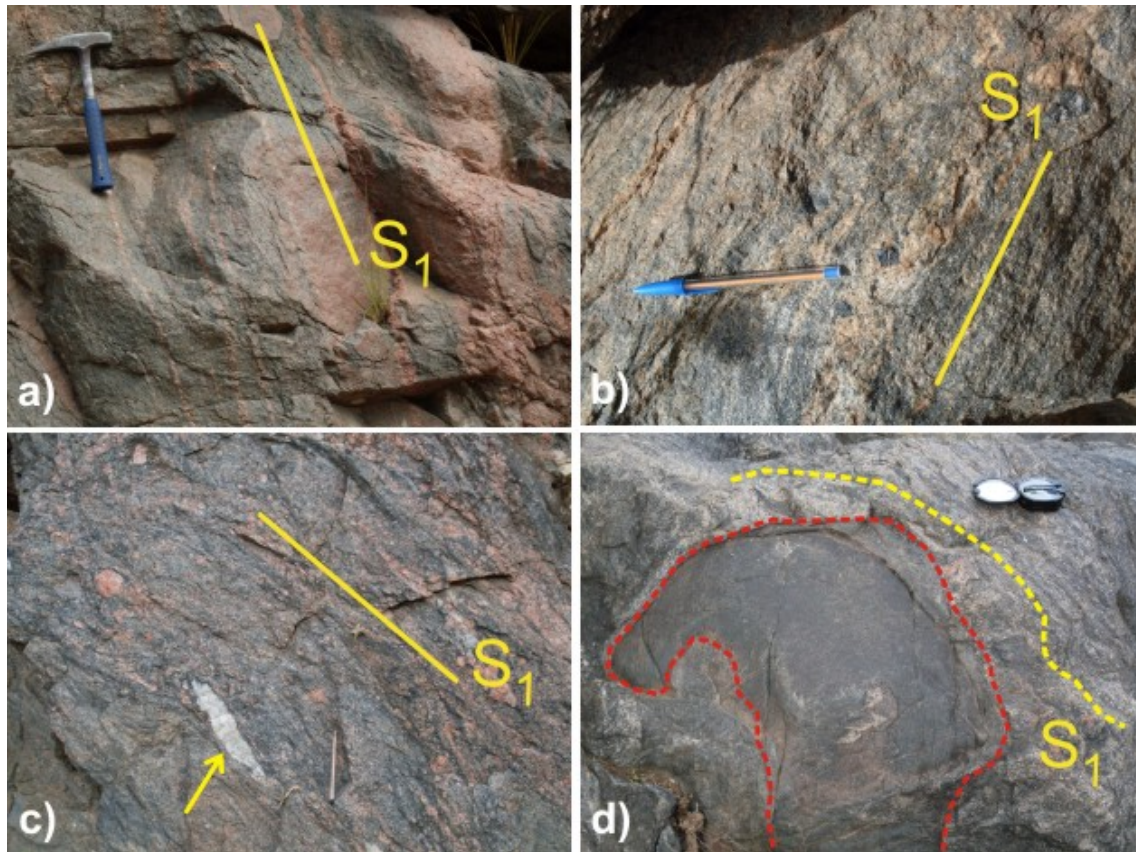


Figura 4.2: a, b, c y d) Fotografías de afloramientos de estromatitas mostrando la foliación migmatítica S_1 . c) Se observa un lente de cuarzo orientado de forma subparalela al S_1 . d) Se muestra un cuerpo máfico incluido en una migmatita. Obsérvese la curvatura de la foliación S_1 entorno al cuerpo máfico.

En el sector occidental de la unidad tonalítica/granodiorítica se caracteriza por mostrar un patrón aleatorio de la proyección de los polos de la foliación magmática S_1 (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). No obstante, se pueden distinguir dos orientaciones predominantes de esta

foliación: azimuth noreste y buzamientos entre 70° y 81° hacia el cuadrante SE, en contraposición de

estructuras de rumbo noroeste y buzamientos de 76° a 88° hacia el cuadrante SO. En ambos casos

la foliación S_1 se presenta generalmente como bandeo composicional con alternancia de bandas leucocráticas cuarzo feldespáticas y bandas mesocráticas ricas en biotita y hornblenda (Fig. 4.3 a). Asimismo, es frecuente la presencia de enclaves máficos con morfología tabular incluidos en las tonalitas y caracterizados por presentar un estiramiento en dirección a la foliación magmática S_1

(Fig. 4.3: a, b y c). Ocasionalmente, estos enclaves forman pasillos de enclaves constituidos por cuerpos discretos con morfología lenticular (Fig. 4.3 d). Esta foliación frecuentemente es afectada por cizallas magmáticas dúctiles oblicuas o perpendiculares a la S_1 (Fig. 4.3 e).

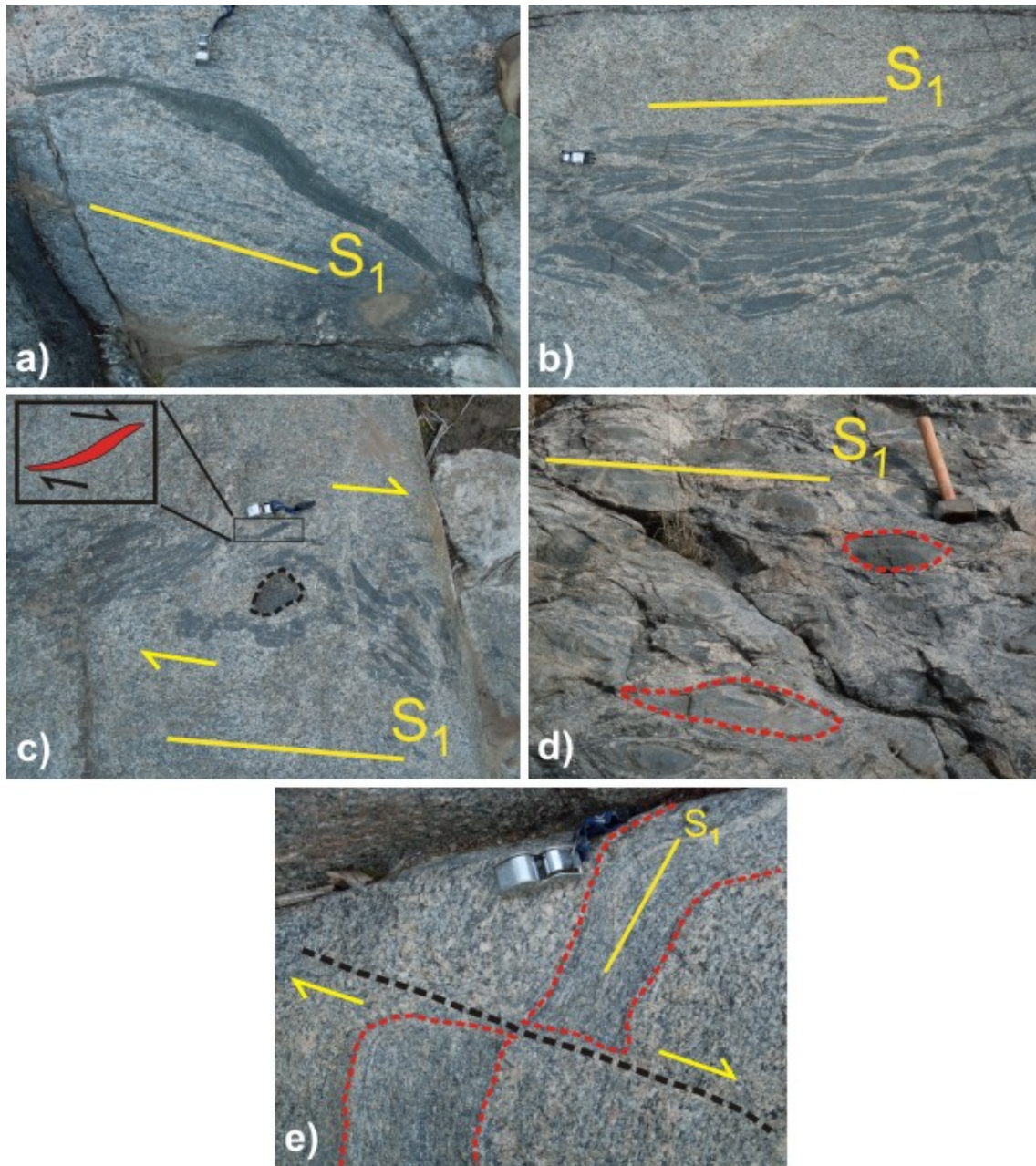
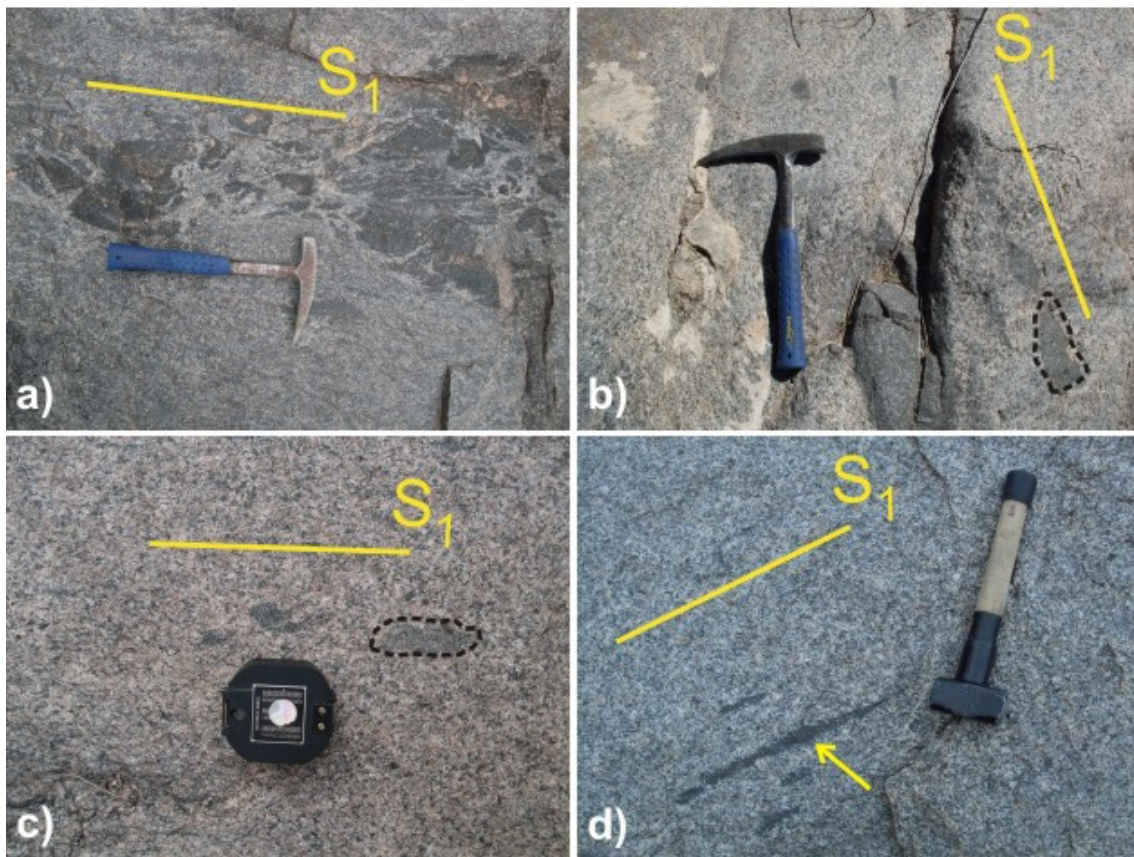


Figura 4.3: a, b, c y d) Fotografías de afloramientos de tonalitas mostrando las diferentes formas en que se presenta la foliación S_1 . c) Se observa un cuerpo máfico encerrado por la línea de trazos y rodeado por enclaves de formas tabulares. En el margen superior izquierdo de la fotografía se ilustra un elemento estructural que indica el sentido de la cizalla que se determinó en el campo. d) Se muestra un pasillo de enclaves máficos con morfologías lenticulares orientados según la foliación magmática S_1 . e) Se exhibe una cizalla magmática al estado subsólido nucleada en roca granodiorítica. La línea de trazos negra representa el plano de dislocación. Se muestra la relación perpendicular entre el S_1 y la dirección de desplazamiento de la estructura. Tamaño de la lupa 50 mm.

Finalmente, en el sector norte de la unidad tonalítica/granodiorítica la foliación S_1 muestra una buena correlación en cuanto a la proyección de los polos (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Dicha estructura presenta un rumbo NO-SE con un rango de variación entre $N 120^\circ$ y $N 150^\circ$ y buzamientos de alto ángulo (65° - 80°) hacia el cuadrante NE o SO. Esta



estructura magmática se encuentra definida principalmente por orientación subparalela de enclaves dioríticos con morfologías irregulares en diferentes grados de desagregación (Fig. 4.4: a, b y c). Ocasionalmente aparecen enclaves máficos con formas aplanadas los cuales se encuentran estirados y definen la foliación magmática (Fig. 4.4 d).

Figura 4.4: a, b, c) Fotografías de afloramientos de tonalitas mostrando las diferentes formas en que se presenta la foliación magmática S_1 . a, b y c) Se muestran los enclaves con formas irregulares dispuestos subparalelos a la foliación S_1 . d) Fotografía de granodiorita inequigranular, donde se presenta la foliación S_1 marcada por la orientación de enclaves máficos con morfologías de lentes aplanados.

La foliación magmática (S_1) presente en el sector norte de la unidad granodiorítica Quimilo aparece principalmente concentrada en granodioritas porfíricas y se caracteriza por presentar una clara correlación de planos de foliación (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales). El rumbo

general varía entre $N 9^0$ y $N 157^0$ con buzamientos variables entre 41^0 y 86^0 hacia el este (ver

Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). La foliación S_1 queda definida por la presencia de enclaves microgranulares máficos de formas aplanadas y/o megacristales de feldespato potásico orientados (Fig. 4.5: a, b, c y d). En el caso de los sectores donde afloran las granodioritas inequigranulares que carecen de bandeo magmático y/o mineral apreciable, esta foliación se aprecia únicamente por la presencia de enclaves con morfologías de lentes que ponen en evidencia este elemento estructural (Fig. 4.5 e).

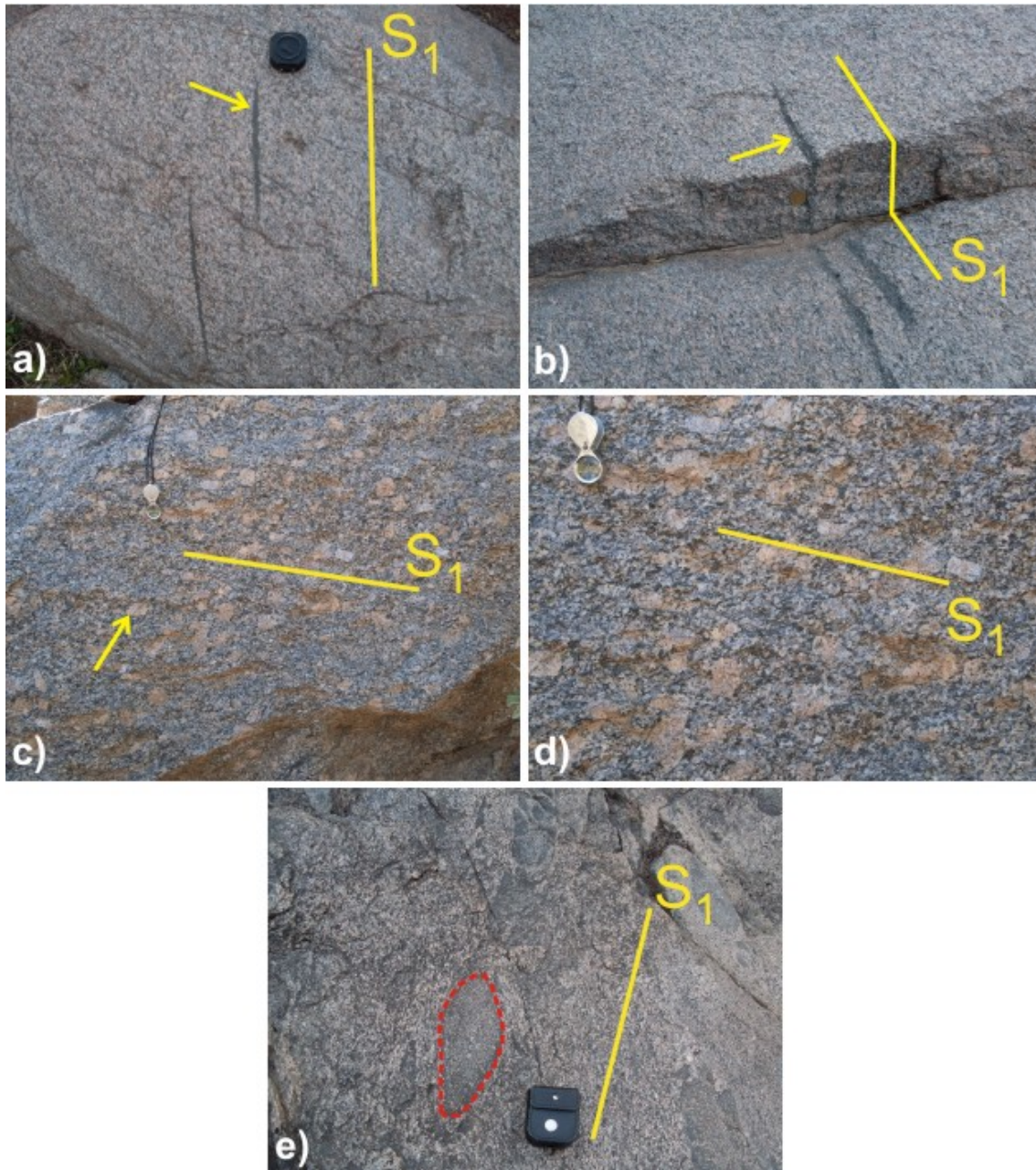


Figura 4.5: a, b, c y d) Fotografías de afloramientos de granodioritas porfírica mostrando la orientación de la foliación S_1 . a y b) Se aprecia la foliación S_1 indicada por la orientación de enclaves microgranulares máficos. Las flechas señalan los enclaves. c y d) Muestran el patrón de orientación de los megacristales de feldespato potásico, dispuestos de manera subparalela a la foliación S_1 . La flecha en (c) señala un megacristal de microclino. e) Fotografía de granodiorita inequigranular en la cual se observan enclaves lenticulares parcialmente disgregados los cuales marcan la foliación S_1 . La línea de trazos delimita un enclave. Tamaño de estuche de brújula 90 mm de lado.

4.4. DOMINIO ESTRUCTURAL MILONÍTICO EN FACIES DE ANFIBOLITA ALTA TRANSICIÓN A GRANULITA (S_2).

En el sector austral de la unidad granodiorítica Quimilo la foliación S_2 alcanza su mayor desarrollo (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales). Los polos de esta estructura presentan

una relación espacial un tanto dispersa, el rumbo general fluctúa entre $N 13^0$ y $N 141^0$ con

buzamientos variables entre 38^0 y 73^0 hacia el cuadrante este (ver Anexo I: Mapa

Geológico/Estructural). La foliación S_2 se nuclea principalmente en granitos que a escala de afloramiento se presentan como cuerpos aparentemente masivos (Fig. 4.6 a). Sin embargo, la mayoría de las rocas del sector sur de esta unidad, presentan una microfábrica caracterizada por una notable impronta de deformación penetrativa de alta temperatura, en facies de anfibolita alta transición a granulita. Esta foliación se dispone de forma subparalela a la foliación magmática S_1 (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). Se manifiesta principalmente como una foliación milonítica en diferentes grados de desarrollo, siendo más pervasiva cuando se concentra en granitos (Fig. 4.6: b y c). Los elementos estructurales que definen la S_2 son; el estiramiento y cintas de deformación de cristales de cuarzo, los cuales frecuentemente rodean a porfiroclastos de feldespato potásico, además de la orientación de placas de biotita que generalmente forman folias anastomosadas alrededor de los porfiroclastos de feldespato potásico (Fig. 4.6: b, c, d y e).

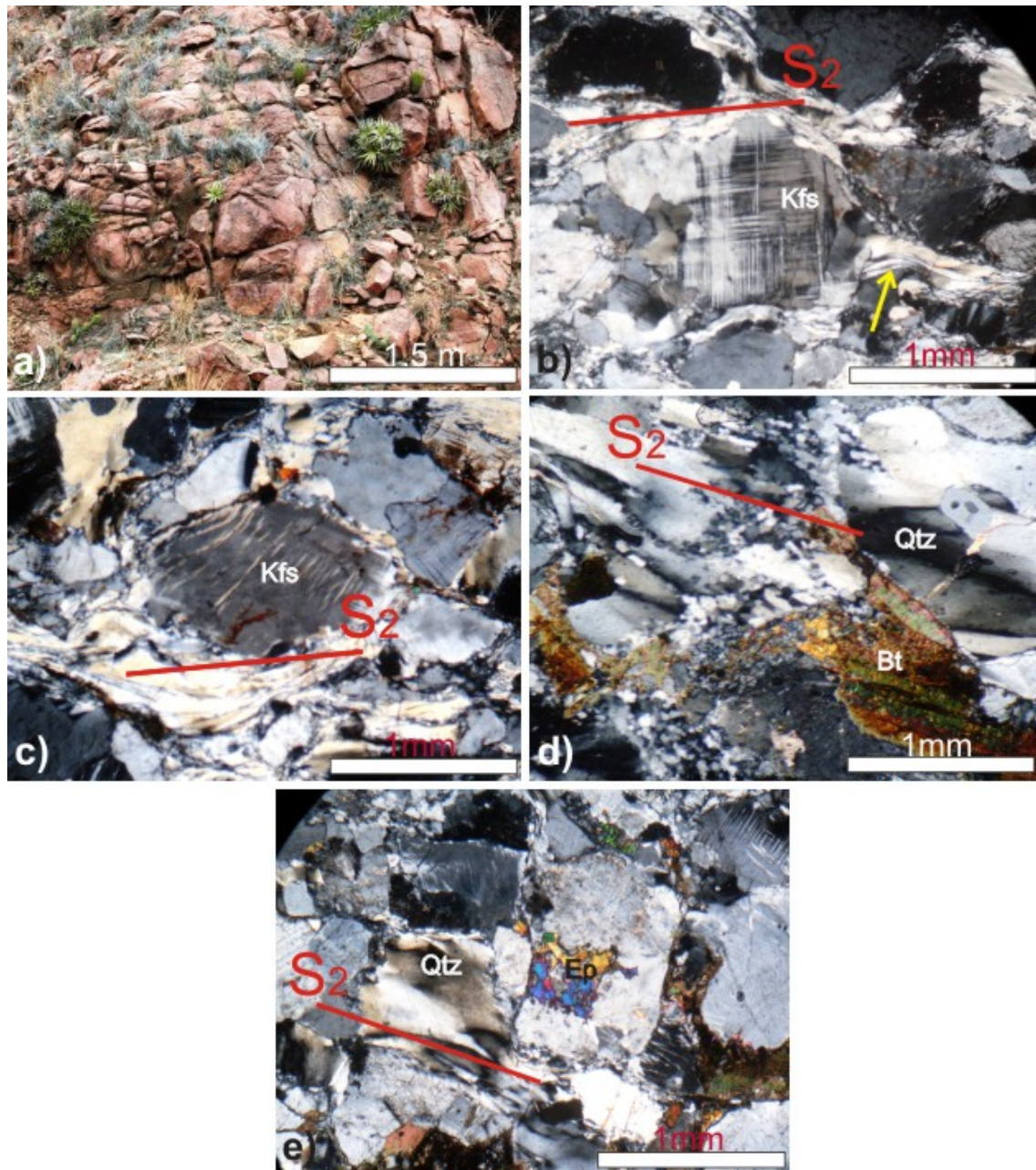


Figura 4.6: a) Fotografía de afloramiento de monzogranito ubicado en el sector sur de la unidad granodiorítica Quimilo, en la cual se muestra la estructura masiva del cuerpo. b y c) Microfotografías a nicoles cruzados de monzogranito donde se muestra la foliación milonítica S_2 . En (b) se indica un porfiroclasto de feldespato potásico. La flecha señala las cintas de deformación de cuarzo constituyendo las colas del porfiroclasto. d y e) Microfotografías a nicoles cruzados de granodiorita porfírica. Obsérvese como la foliación S_2 queda definida por la alineación de las cintas de deformación de cuarzo y/o la orientación de placas de biotita.

4.5. DOMINIO ESTRUCTURAL MILONÍTICO EN FACIES DE ANFIBOLITA BAJA (S_3)

La foliación S_3 se encuentra mayormente en la unidad tonalítica (ver Anexo I: Mapa De Dominios Estructurales) y se asocia a fajas de cizalla concentradas principalmente en las rocas tonalíticas y graníticas subordinadas (Fig. 4.7: a, b, c y d). En general, se orienta con un rumbo NO-SE (N 130° a N 170°) y buzamiento de alto ángulo 78° a 88° hacia el SO (ver Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). A escala de afloramiento, esta foliación milonítica presenta un desarrollo incipiente y se manifiesta en forma de un difuso bandeado composición generado por la alternancia de bandas de composición cuarzo-feldespatos y bandas melanocráticas compuestas por biotita y hornblenda. Frecuentemente aparecen venas de cuarzo que se disponen subparalelas a la foliación milonítica (Fig. 4.7 b).

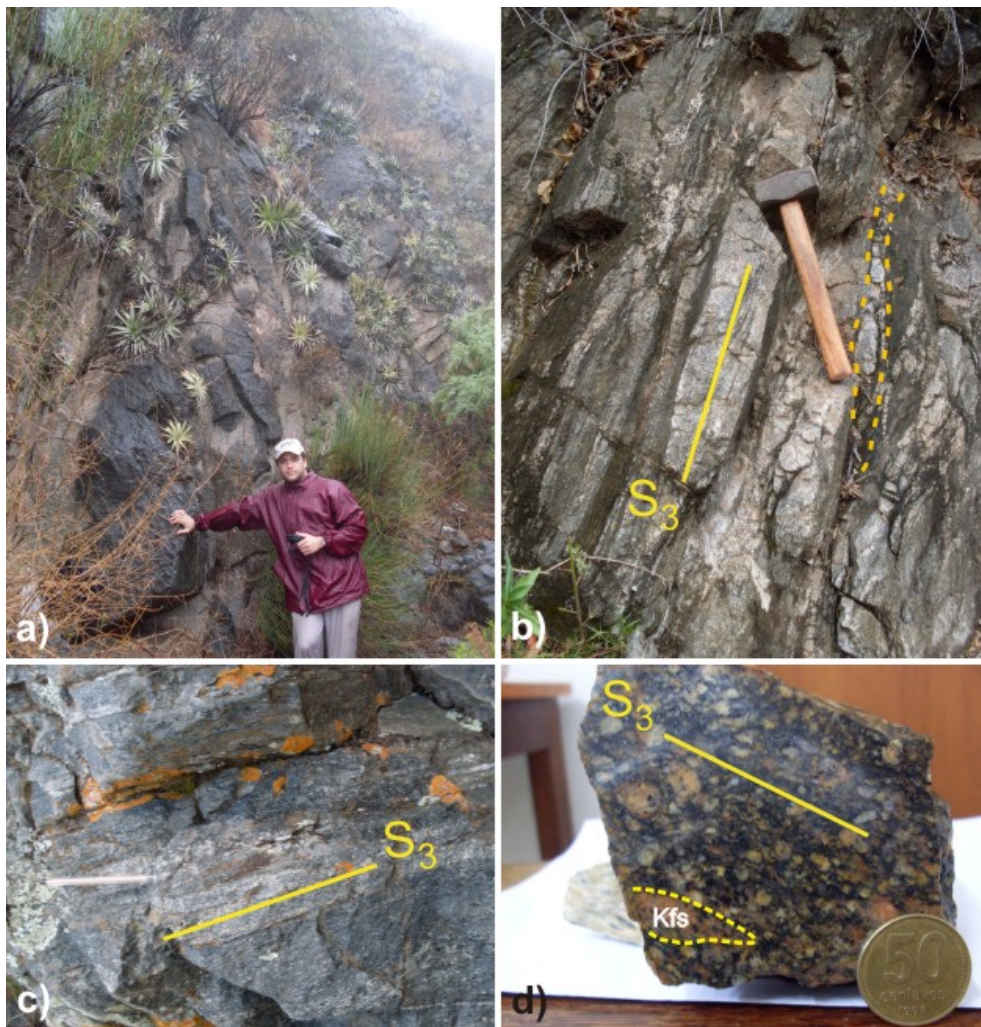


Figura 4.7: a, b y c) Fotografías de afloramientos de protomilonita derivada de roca tonalítica. b, c y d) Se muestra la orientación de la foliación milonítica S_3 . Obsérvese en (b) la vena de cuarzo (delimitada por líneas de trazos) subparalela a la foliación S_3 . d) Muestra de mano de protomilonita nucleada en un granito. La estructura S_3 es paralela a la dirección de aplanamiento de los cristales de feldespato potásico.

A escala microscópica la foliación S_3 está determinada por la alineación de los cristales de biotita y finos granos de cuarzo que se orientan subparalelos de cristales de hornblenda (Fig. 4.8 a y b).

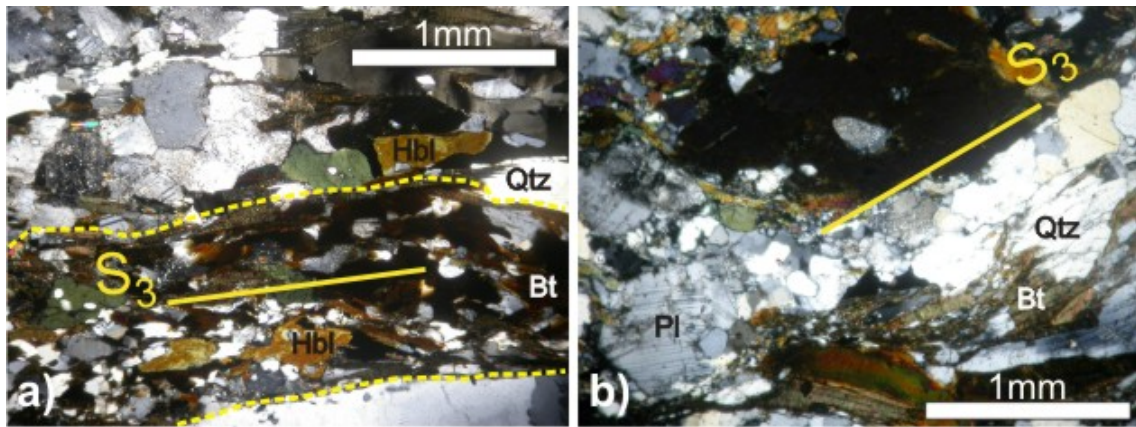


Figura 4.8: a y b) Microfotografías a nicols cruzados de protomilonitas derivadas de protolito tonalítico. a) Se muestra la orientación de la foliación S_3 definida por el bandeo composicional. El sector delimitado entre líneas de trazos corresponde a una banda rica en biotita y hornblenda. b) Se exhibe la orientación de la foliación S_3 . Además, se presenta un porfiroclasto de plagioclasa en el margen inferior izquierdo de la microfotografía.

CAPÍTULO 5: MICROESTRUCTURAS Y MICROTEXTURAS

5.1. INTRODUCCIÓN

En el área de estudio se han reconocido diferentes microestructuras de deformación (microfábricas) a nivel intragranular e intergranular (ver Anexo II: Fichas Petrográficas). La deformación dúctil de las rocas es posible sólo cuando sus granos pueden deformarse dúctilmente, por ende, el conocimiento de los mecanismos que pueden dar lugar a la deformación de los granos cristalinos y de los agregados de granos es esencial para entender la historia de deformación de las rocas.

Asimismo, se describirán las microtexturas que aparecen con mayor frecuencia en las rocas comprendidas en el área de estudio.

A continuación se describen las microestructuras más relevantes presentes en el área de estudio. Para una mejor comprensión, en los pies de páginas, se hará mención al tipo litológico a la cual pertenece la microestructura o microtextura descrita. Asimismo, se hará una breve mención con respecto a los mecanismos que las originan; los mecanismos se introducirán siguiendo una secuencia que inicia en condiciones de bajas temperaturas y alta tasa de deformación, culminando en condiciones de altas temperaturas y baja tasa de deformación. Los principales mecanismos de deformación que dan origen a las microestructuras reconocidas en el área de estudio son: maclado mecánico y “kinking”, *creep* por disolución, *creep* por dislocación, *creep* por difusión, mirmequitas en porfiroclastos, recuperación o *recovery* y recristalización dinámica.

5.2. MICROESTRUCTURAS

5.2.a. Maclado mecánico y “kinking”

El maclado mecánico es un mecanismo de deformación que provoca la flexión o acuñamiento de la red cristalina de los minerales. Las maclas de deformación se suelen distinguir de las maclas de crecimiento por su forma: las primeras tienen forma de cuña, mientras que las segundas son rectas y con escalones. En el caso más simple, una macla mecánica se forma cuando la red cristalina de un mineral se somete a un esfuerzo de cizalla simple paralelo a un plano cristalográfico favorable (Passchier y Trouw, 1996). Este tipo de estructura en las rocas estudiadas puede observarse generalmente en minerales del grupo de los feldespatos (Fig. 5.1: a, b y c). Ocasionalmente aparece nucleada en cordierita (Fig. 5.1 d).

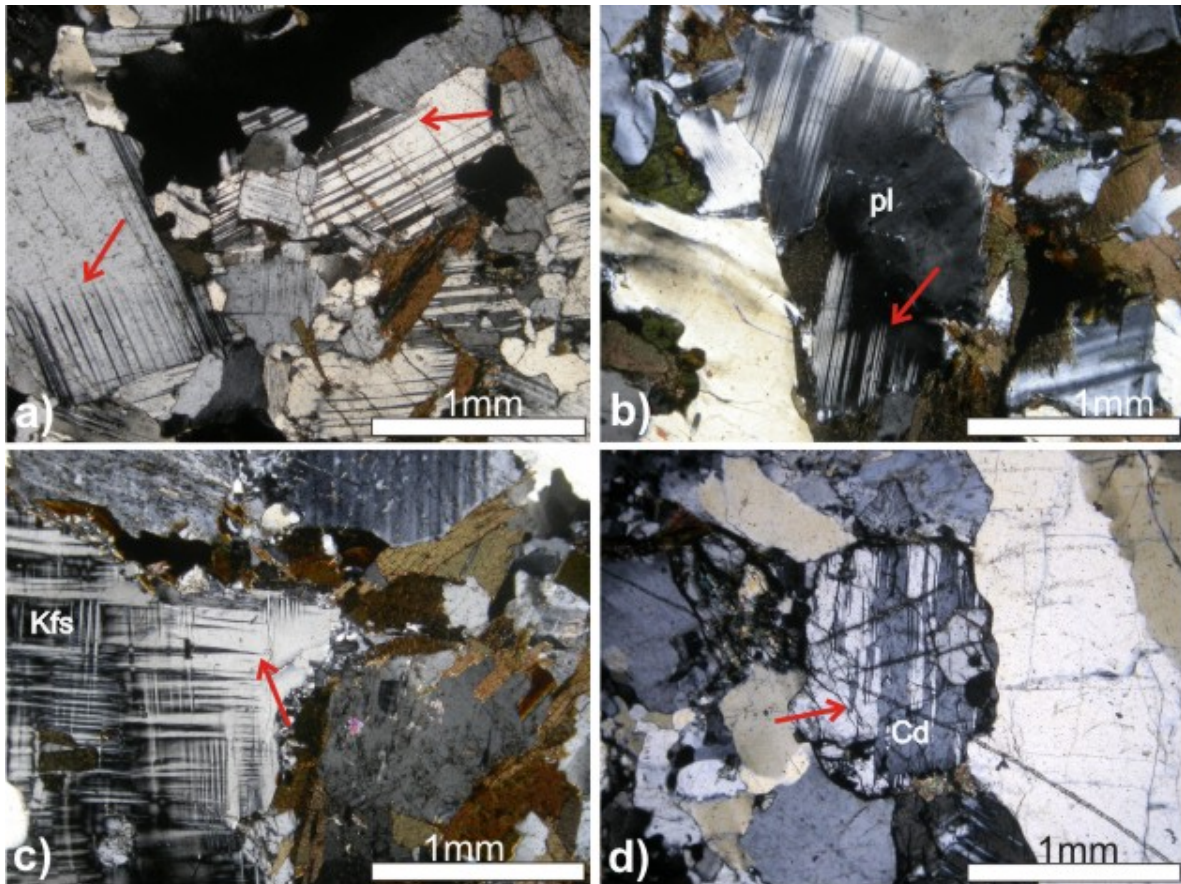


Figura 5.1: a, b, c y d) Microfotografías a nicoles cruzados exhibiendo diferentes tipos de maclados en distintos minerales. Las flechas señalan los sectores en los cuales se aprecian con mayor detalle esta característica. (a y b) tonalitas, (c) monzogranito y (d) estromatita.

El *kinking*, como el maclado mecánico, se produce debido a una flexión de la red cristalina, utilizando planos de debilidad. Este tipo de deformación suele afectar a láminas de filosilicatos y a la plagioclasa, en sección petrográfica esto se observa por un ángulo de extinción distinto al del resto del mineral (bandas de extinción). Las micas y otros minerales planares son especialmente fáciles de deformar por *kinking*, sobre todo cuando se someten a un acortamiento en una dirección paralela a los planos de exfoliación (Fig. 5.2: a, b y c). La rotación de la red cristalina durante el *kinking* no está limitada a un ángulo específico, gobernado por restricciones cristalográficas como en el caso de las maclas mecánicas, y puede acomodar por tanto mayores deformaciones (Passchier y Trouw, 1996).

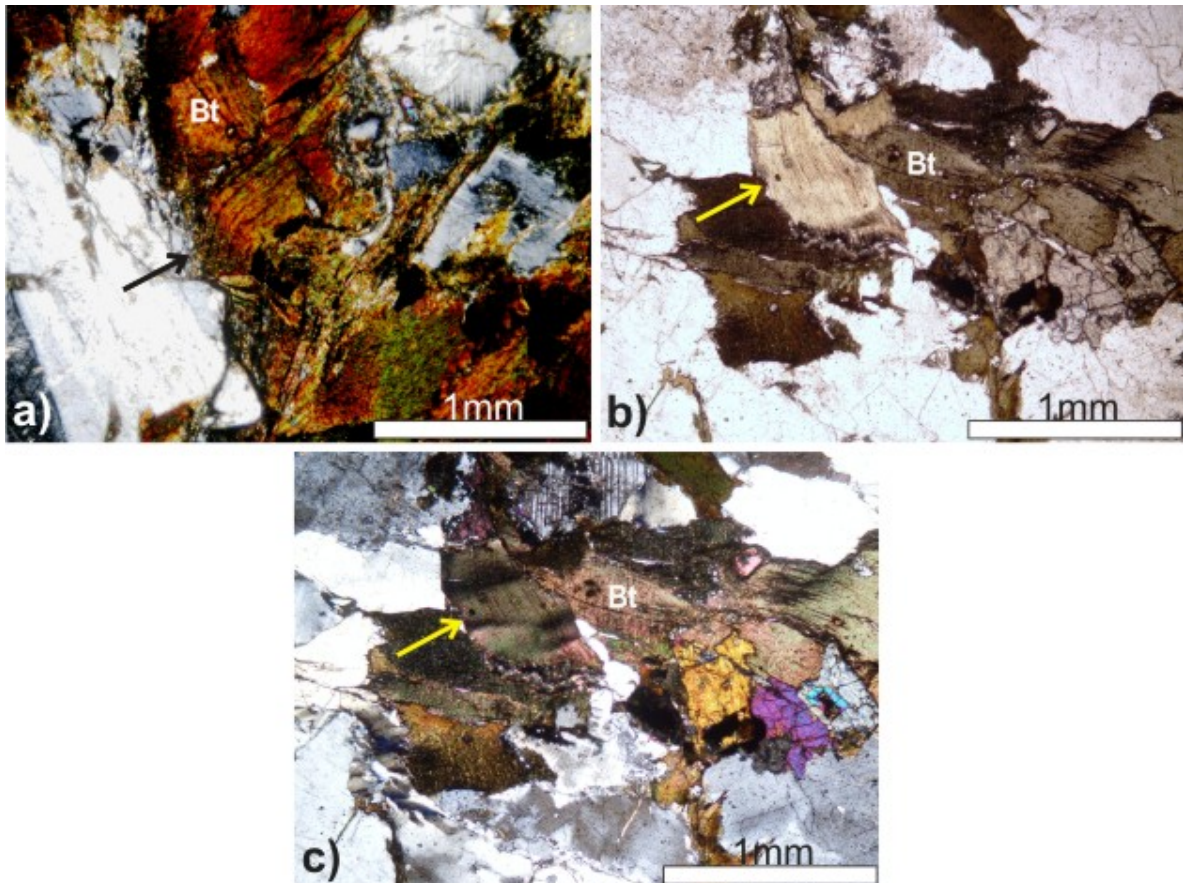


Figura 5.2: a) Microfotografía a nicols cruzados de microplegues *kinking* generado en biotita. La flecha indica el cristal que presenta esta cualidad. b y c) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente. En (b) la flecha señala el cristal que exhibe el microplegamiento *kinking*. (a) tonalita, (b y c) granodioritas.

5.2.b. Creep por disolución

El *creep* por disolución o disolución por presión se produce por la disolución selectiva seguido por un transporte o difusión del material en la fuente y la posterior precipitación del material (Passchier y Trouw, 1996). La evidencia más notable de la deformación por *creep* por disolución es la generación de sombras de presión, dispuestas en ambos extremos de los porfiroclastos. Estas sombras actúan como zonas protegidas de los elementos rígidos (porfiroclastos), generando sectores en donde precipita el material que es disuelto en los puntos de mayor presión actuantes en las rocas. En las rocas estudiadas se identificó la precipitación de cuarzo y posiblemente feldespato potásico y biotita (Fig. 5.3: a, b y c).

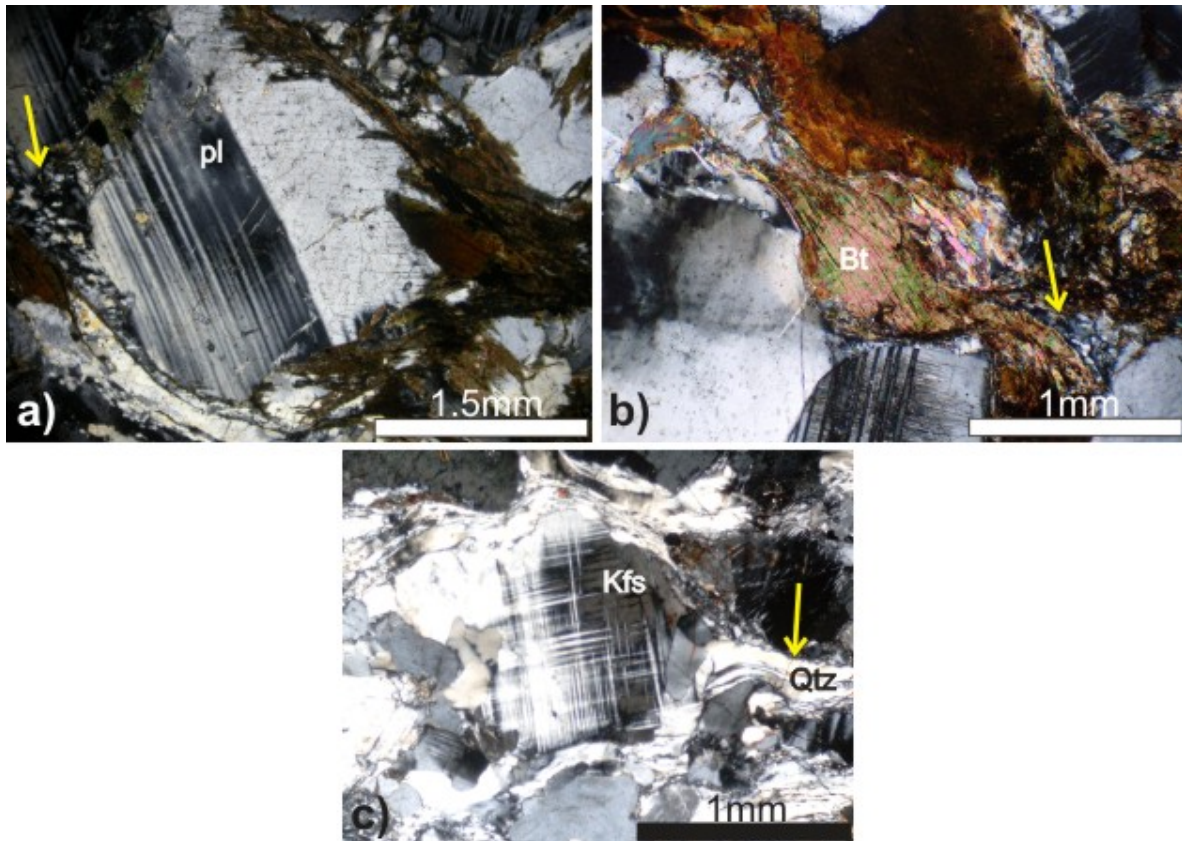


Figura 5.3: a, b y c) Microfotografías a nicoles cruzados. Las flechas señalan los sectores de recrystalización. a) Recrystalización de cuarzo. b) Recrystalización de cuarzo y posiblemente biotita. c) Recrystalización de cuarzo en forma de cintas y posiblemente feldespato potásico. (a) tonalita, (b) granodiorita y (c) sienogranito.

5.2.c. Creep por dislocación

El *creep* por dislocación, que es el mecanismo de deformación por excelencia, opera por deslizamiento intracristalino en la red de los minerales (movimiento de dislocaciones). Los cristales contienen normalmente defectos, denominados defectos cristalinos, que se pueden agrupar en dos categorías principales: defectos puntuales y defectos lineales. Los defectos puntuales son átomos extra (intersticiales) o átomos ausentes (vacancias) y los defectos lineales suelen ser debidos a la presencia de medio plano extra en la red cristalina (Passchier y Trouw, 1996). Estas cualidades se hacen permanentes al cambiar la posición relativa de sus átomos o moléculas, y esto es conseguido mediante el movimiento de los defectos cristalinos a través de la red cristalina. En las secciones delgadas estudiadas se destaca la extinción ondulante en cuarzo (Fig. 5.4: a, b y c).

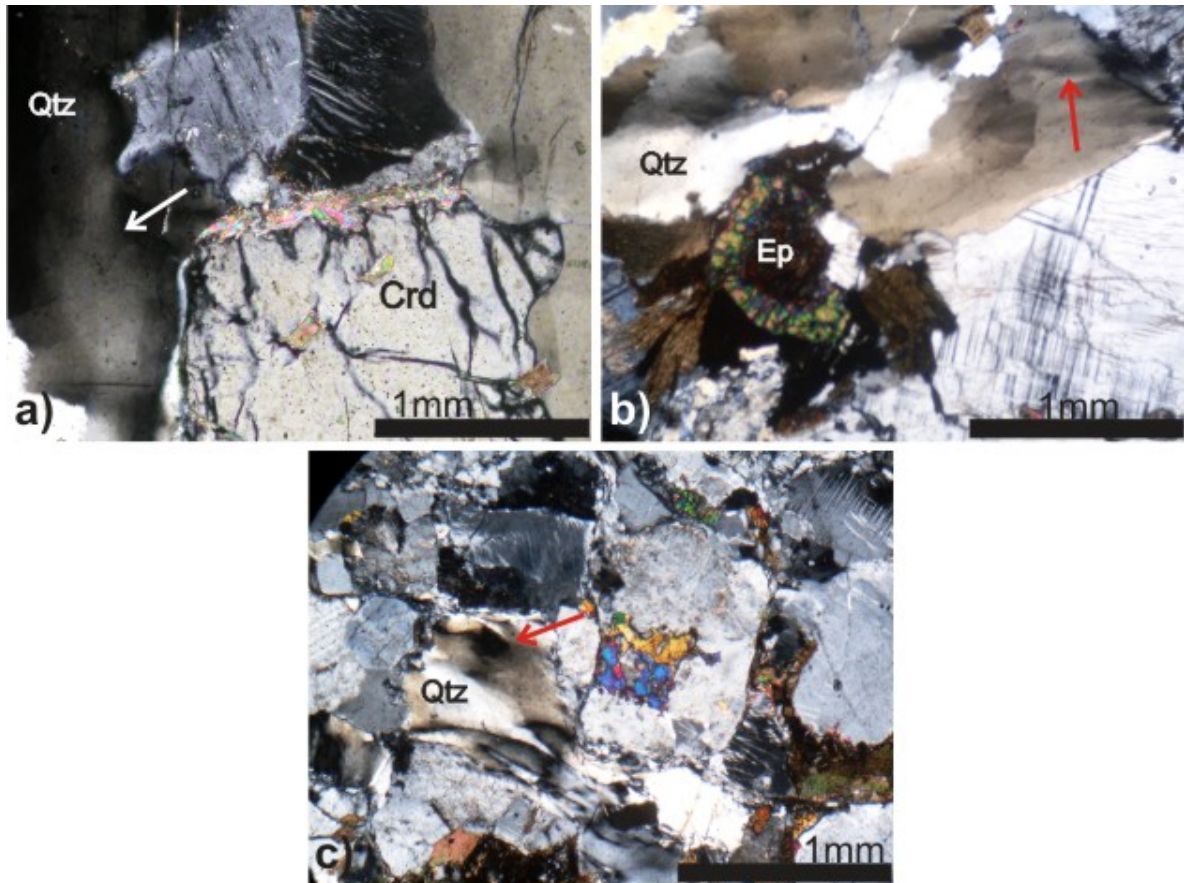


Figura 5.4: a, b y c) Microfotografías a nicols cruzados donde se muestra la extinción ondulante de cuarzo. Las flechas señalan los sectores en los cuales se aprecian con mayor detalle este rasgo. (a) estromatita, (b y c) granodioritas.

5.2.d. Creep por difusión en estado sólido

El *creep* por difusión en estado sólido se produce cuando la temperatura durante la deformación es alta con respecto a la temperatura de fusión de los minerales que constituyen la roca, por lo cual los cristales pueden deformarse por el movimiento de las vacancias (átomos ausentes) a través de la red cristalina (Passchier y Trouw, 1996). En el área de estudio este proceso da lugar a bordes de granos muy curvos o lobulados entre dos cristales de composición mineralógica distinta, por ejemplo entre plagioclasa-cuarzo (Fig. 5.5: a, b y e), anfíbol-cuarzo. (Fig. 5.5: c y d).

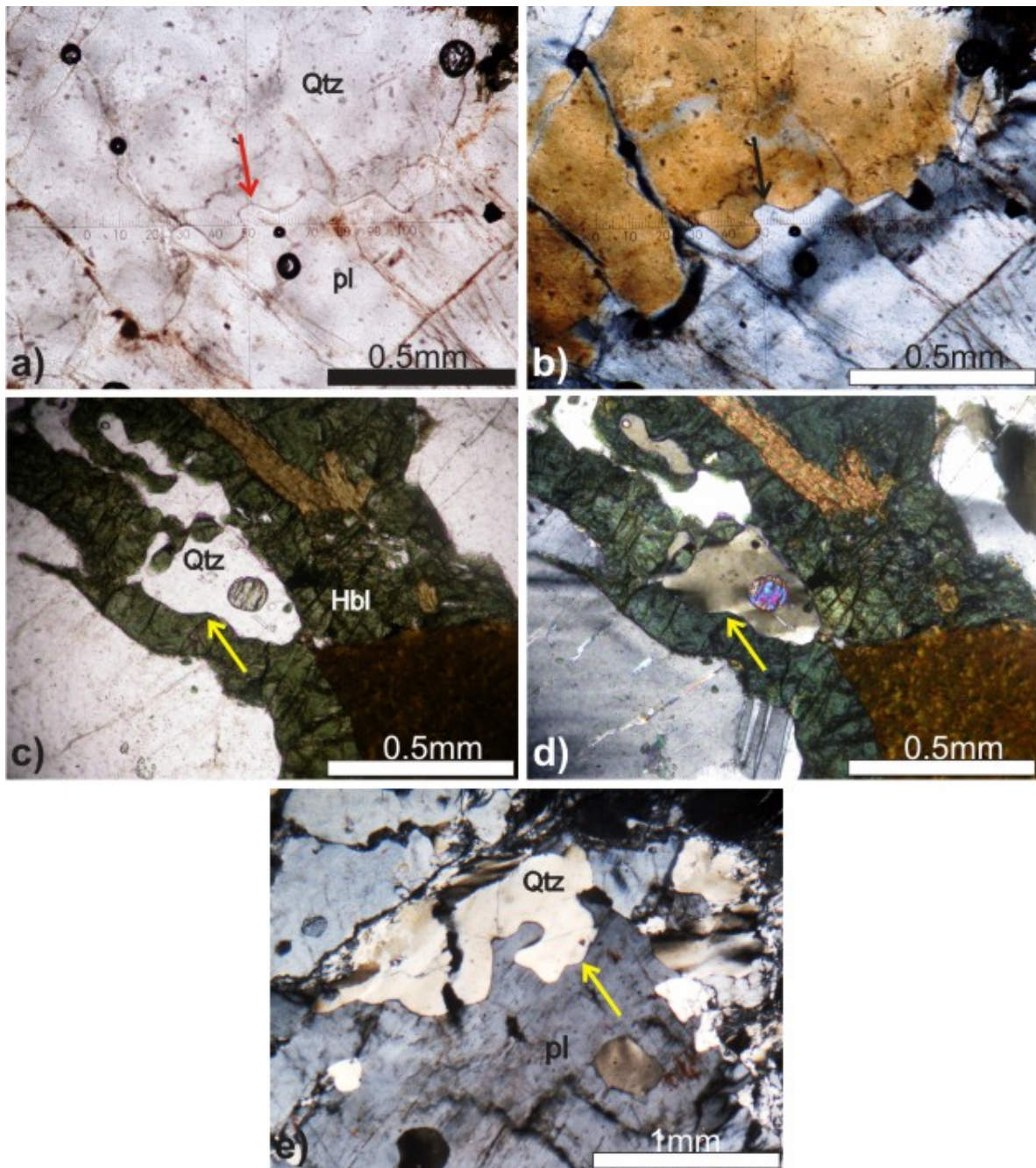


Figura 5.5: a y b) Microfotografías a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. Las flechas indican el contacto lobulado entre plagioclasa y cuarzo. c y d) Microfotografías a nicoles paralelos y cruzados respectivamente. Las flechas señalan el contacto ondulado entre hornblenda y cuarzo. e) Microfotografías a nicoles paralelos donde la flecha muestra esta misma característica en la cual interviene plagioclasa y cuarzo. (a y b) granodiorita (c y d) monzogranito y (e) sienogranito.

5.2.e. Mirmequitas

Esta microestructura se genera por cristalización simultánea de dos o más fases en una misma zona de la roca, de forma que las fases adoptan disposiciones geométricas regulares de intercrecimiento (Passchier y Trouw, 1996). Se forman en condiciones de alta temperatura, poseen morfologías asimétricas generalmente desarrolladas en los bordes de los cristales de feldespato potásico. (Fig. 5.6: a, b, c, d y e).

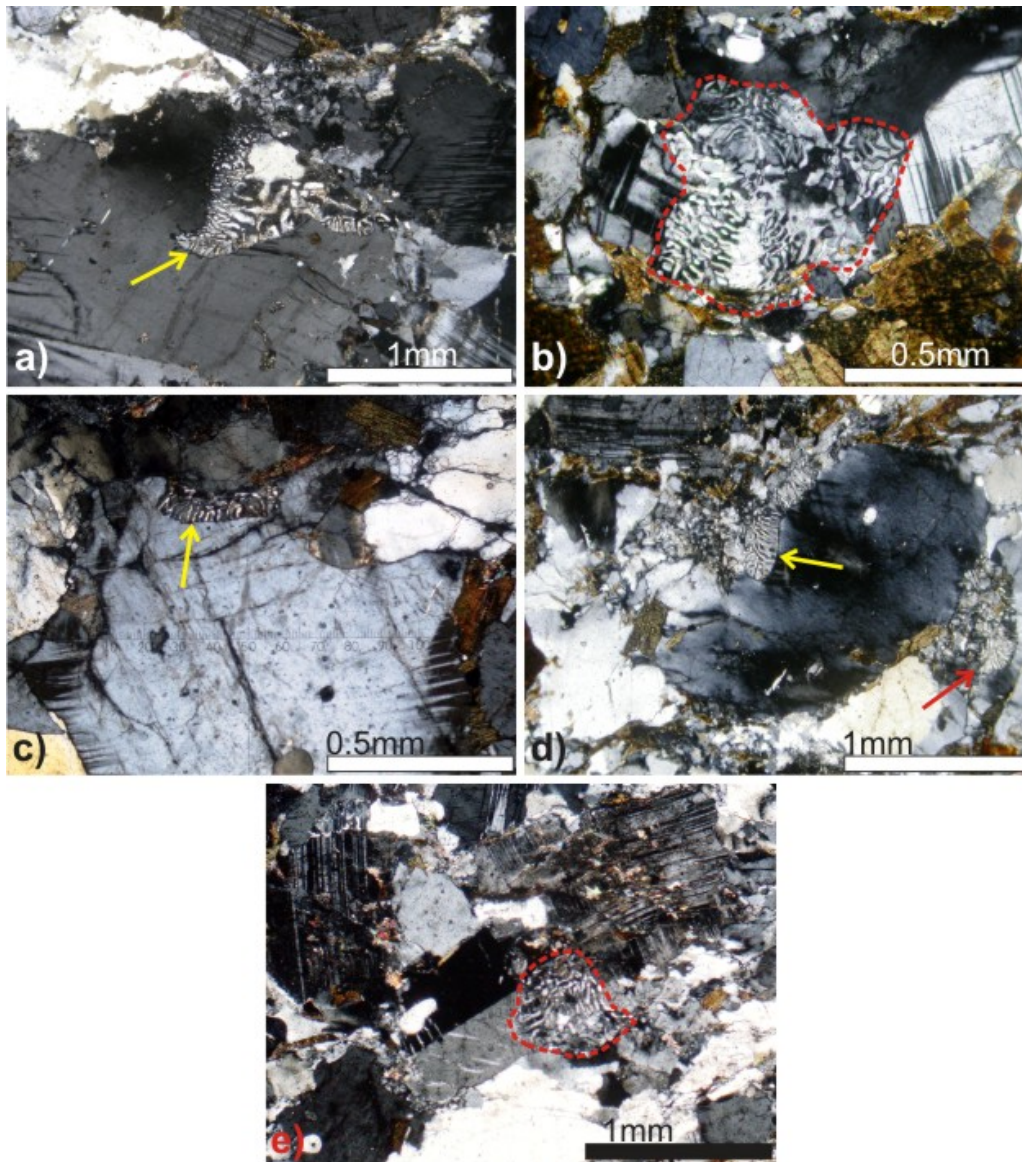


Figura 5.6: a y b) Microfotografías a nicols cruzados. En todas las microfotografías las mirmequitas se señalan con flechas o bien se delimitan con línea de trazos. (a) monzogranito, (b y c) granodioritas y (d y e) monzogranitos.

5.2.f. Recuperación o *recovery*

La recuperación es un proceso de ordenamiento que tienden a llevar a la red cristalina de un mineral hacia el estado de mínima energía, por la reducción de las dislocaciones generadas durante la deformación (Passchier y Trouw, 1996). En las secciones delgadas estudiadas se observa la aparición de zonas con una extinción aproximadamente homogénea, que gradan rápidamente a zonas adyacentes del mismo cristal con una orientación ligeramente distinta. Estas zonas de transición reciben el nombre de bandas de deformación y se observan principalmente en plagioclasa y cuarzo (Fig. 5.7: a y b), siendo esta una etapa intermedia entre la extinción ondulante y los bordes de subgranos.

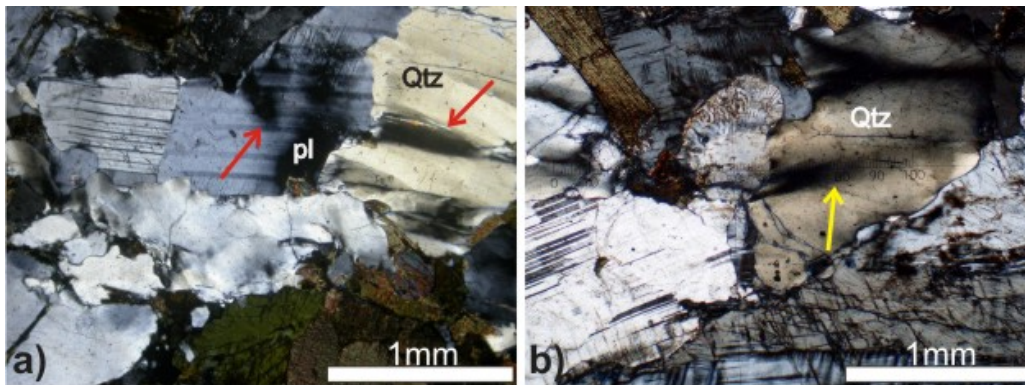


Figura 5.7: a, b) Microfotografías a nicols cruzados. Las flechas indican los las bandas de deformación de los diferentes minerales a) Microestructura nucleada en cuarzo y plagioclasa. b) Bandas de deformación generada en cuarzo. (a) tonalita y (b) granodiorita.

Los bordes de los subgranos se reconocen por ser límites abruptos de bajo relieve óptico que se observan muy bien en minerales como cuarzo (Fig. 5.8: a y b) y son el estado más avanzado de la recuperación cristalina. El patrón en damero se lo puede considerar como producto de la formación de subgranos a altas temperaturas, siendo observada este tipo de microestructura principalmente en cuarzo.

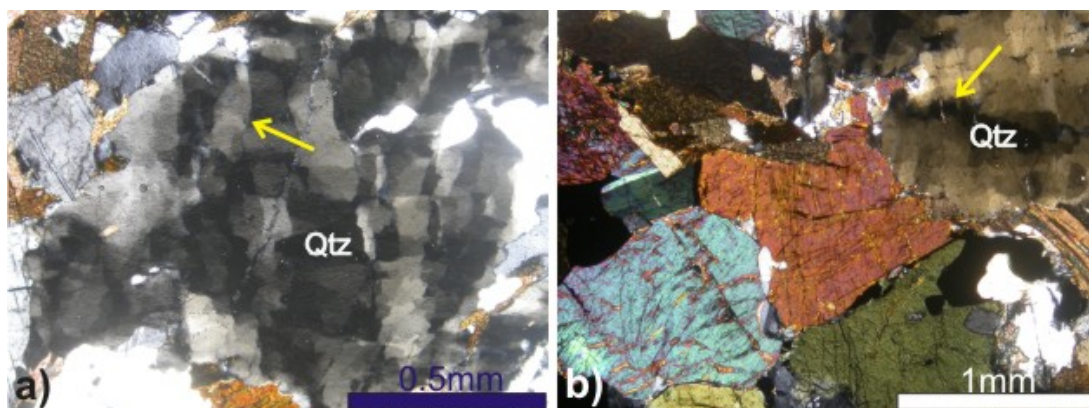


Figura 5.8: a, b) Microfotografías a nicols cruzados. Se muestra la generación de bordes de subgranos nucleadas en cuarzo. Las flechas indican sectores en los cuales se aprecia esta característica. (a y b) tonalitas.

5.2.g. Recristalización dinámica

La recristalización dinámica se genera en presencia de una dirección de deformación predominante. Puede ser de dos tipos: recristalización por migración de bordes de grano y recristalización por rotación de subgranos (Passchier y Trouw, 1996). Ambos tipos de recristalizaciones se producen en presencia de esfuerzos desviatorios. Es muy común que aquellas rocas que estuvieron expuestas a una deformación por cizalla simple generen microestructuras del tipo recristalización por rotación de subgranos. En las rocas del área de estudio fueron observados los procesos de recristalización por migración de bordes y por rotación de subgranos de grano en cuarzo principalmente y feldespato potásico subordinado (Fig. 5.9: a, b y c).

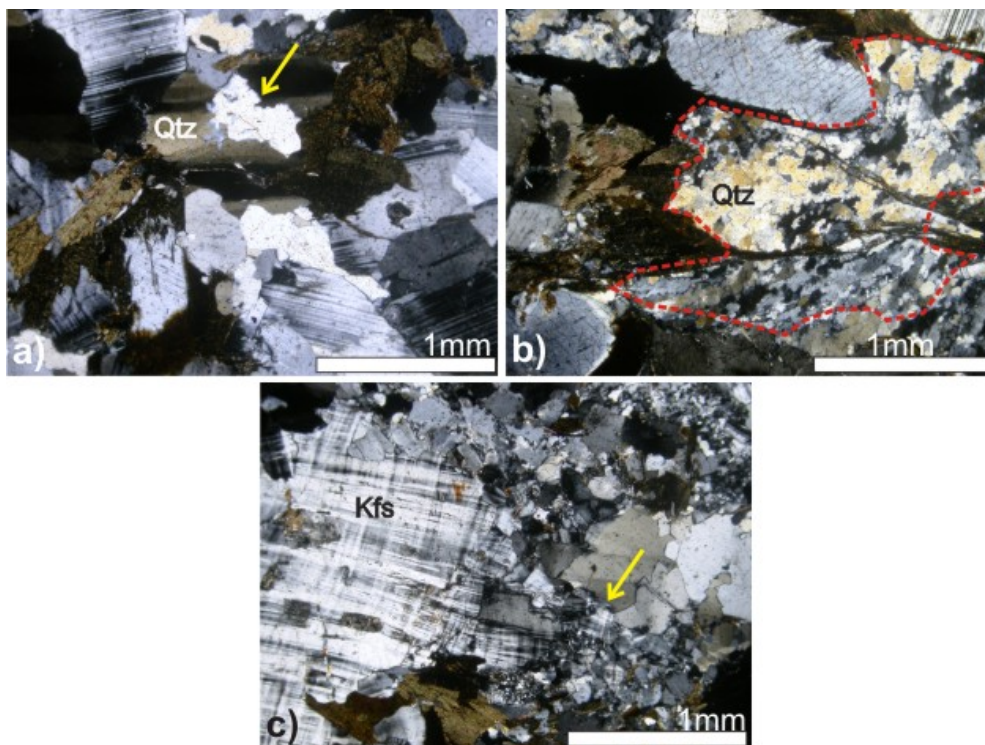


Figura 5.9: a, b y c) Microfotografías a nicols cruzados. a) Muestra recristalización por migración de bordes de grano indicado por la flecha. b) Se observa la recristalización por rotación de subgranos, el polígono de línea de trazos encierra el sector de la microfotografía con esta cualidad. c) Se muestra el proceso de recristalización por rotación de subgranos en feldespato potásico. La flecha señala un sector recristalizado. (a) tonalita cuarzosa, (b) tonalita y (c) monzogranito.

5.3. MICROTERTURAS

5.3.a. Sutura de malevo

Esta geometría corresponde a planos de exfoliación de la cordierita. Estos frecuentemente se encuentran rellenos de pinnita.

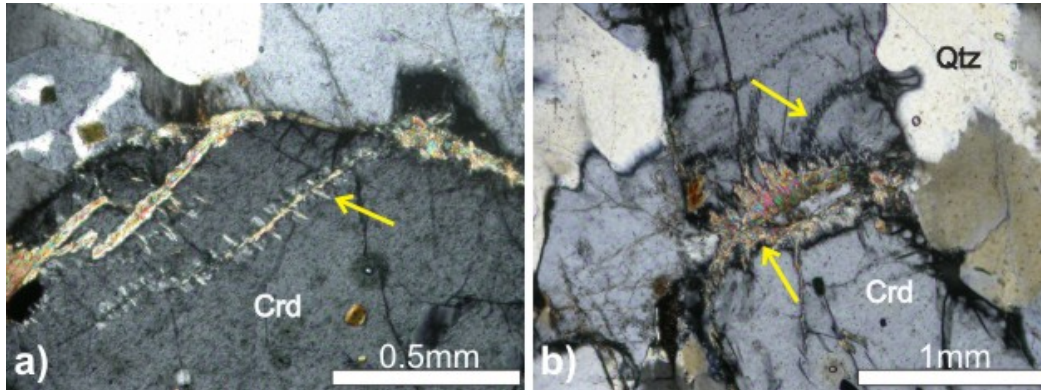


Figura 5.10: a y b) Microfotografías a nicols cruzados. Se muestra cristales de cordierita en los cuales se observa la sutura de malevo rellena de pinnita como principal microtextura. (a y b) estromatita.

5.3.b. Uralitización

Se define como una microtextura de reemplazamiento. Se asocia con la alteración hidrotermal de rocas máficas y requiere de la entrada de fluidos acuosos. Es el término que se aplica al reemplazo de los piroxenos ígneos primarios por anfíbol (típicamente tremolita, actinolita u hornblenda).

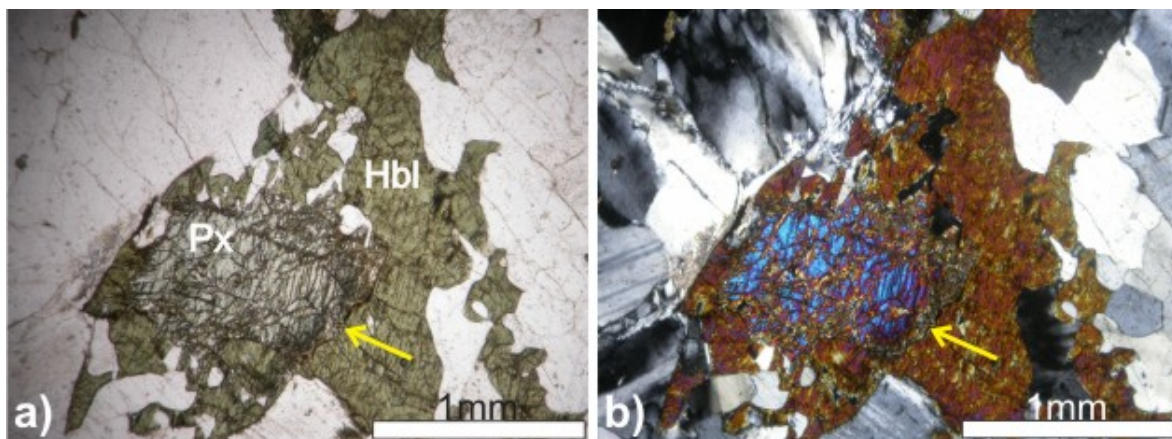


Figura 5.11: a y b) Microfotografías a nicols paralelos y cruzados respectivamente. Las flechas indican un cristal de piroxeno parcialmente reemplazado parcialmente por anfíbol. (a y b) tonalitas.

5.3.c. Pertitas

Se define como una textura de exsolución y se observa como lamelas de plagioclasa albítica en cristales de feldespato potásico (microclino u ortoclasa). Generalmente se presenta en cordones o cintas los individuos segregados de feldespato sódico (Fig. 5.12: a, b y c).

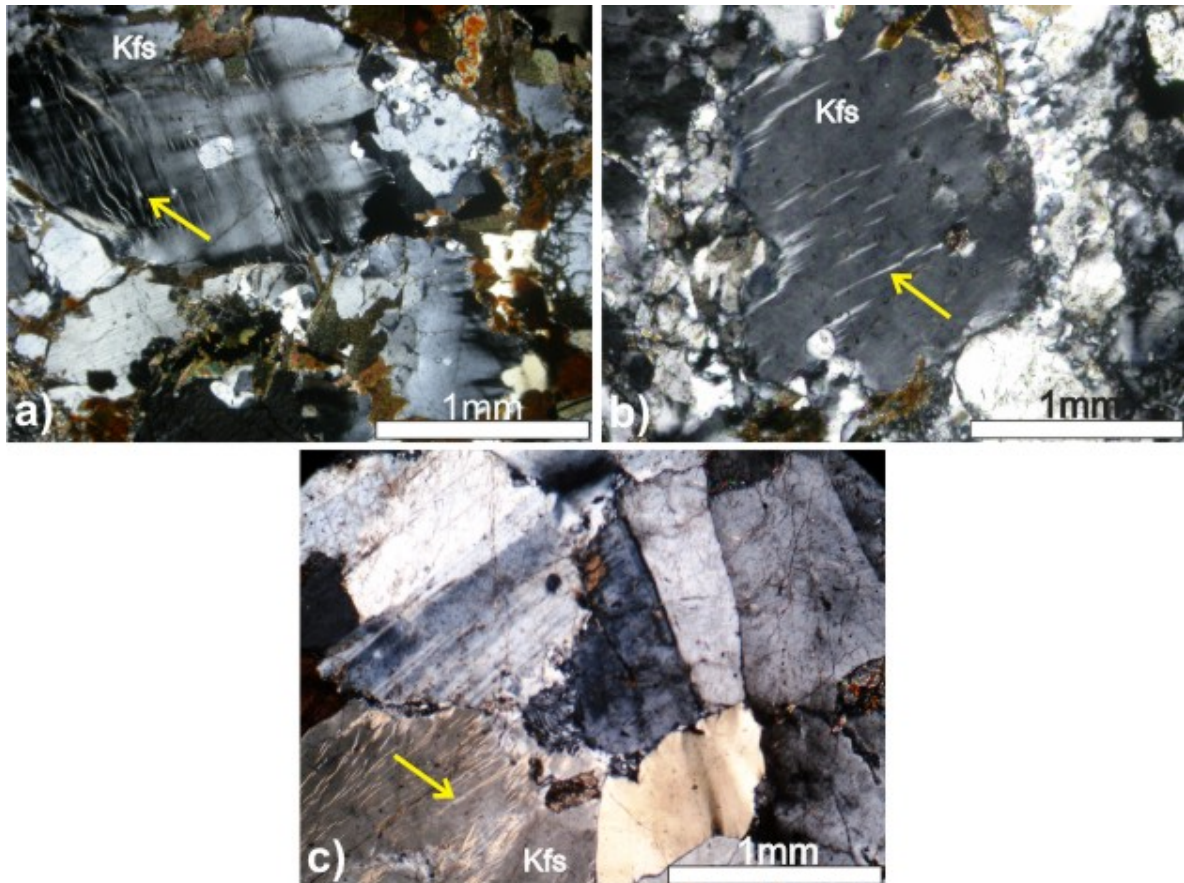


Figura 5.12: a, b y c) Microfotografías a nicols cruzados en los cuales se muestra el desarrollo de pertitas en cordones. Las flechas señalan cordones de pertitas. (a y b) monzogranitos y (c) granodiorita.

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1. INTRODUCCIÓN

Los datos relevados durante este trabajo, incluyendo: las variaciones litológicas, las relaciones de campo y los elementos estructurales a diferentes escalas, permiten proponer una secuencia relativa de eventos, procesos magmáticos, metamórficos y de deformación para el área de estudio. Además, facilitan indagar en algunos aspectos geológicos como lo son: la generación de rocas granodioríticas, granitos y enclaves microgranulares máficos, procesos inherentes para la formación de este zócalo de corteza, hoy expuesto en la Sierra de Valle Fértil.

6.2. PETROGÉNESIS

Las rocas expuestas en el área de estudio están directamente relacionadas a la evolución magmática-metamórfica del arco magmático Famatiniano (Ordovícico inferior). En el sector se definieron tres unidades litoestratigráficas, las cuales se caracterizan por su variabilidad litológica y poseer contactos transicionales entre ellas (Fig. 6.1 y Anexo I: Mapa Geológico).

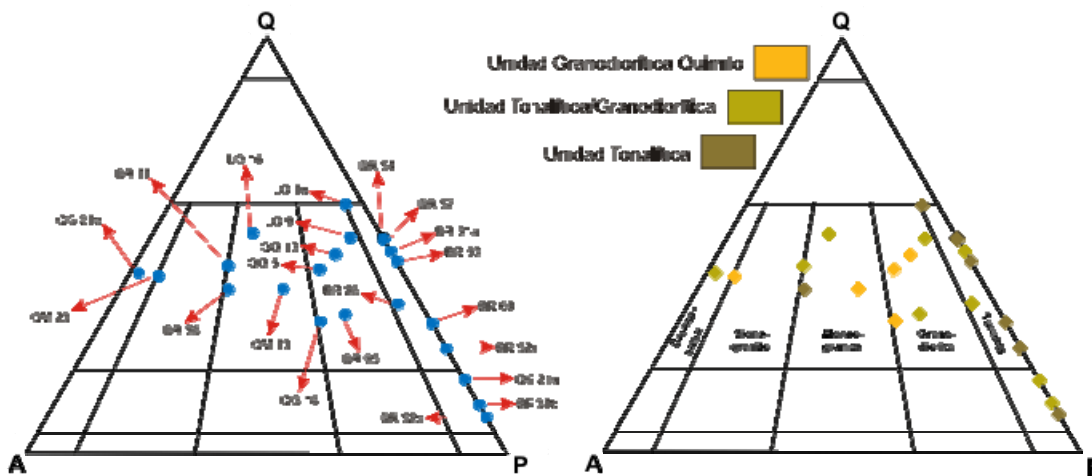


Figura 6.1: En el gráfico de la izquierda se observa la nomenclatura de las muestras analizadas y su clasificación en el diagrama QAPF. El gráfico de la derecha indica la asignación de cada muestra respecto a las unidades lito-estratigráficas definidas.

Las relaciones y observaciones de campo indican que en el sector occidental del área de estudio son más abundantes las rocas plutónicas intermedias (tonalitas y dioritas), mientras que en el sector oriental se encuentran las más enriquecidas en sílice (Viñao, 2007). Asimismo, se observa un aumento de inyecciones graníticas desde la unidad tonalítica hacia el este y la desaparición de cuerpos gábricos en la unidad granodiorítica Quimilo que pertenece a la unidad silícea (Fig. 6.2, Capítulo 2 y Anexo I: Mapa Geológico).

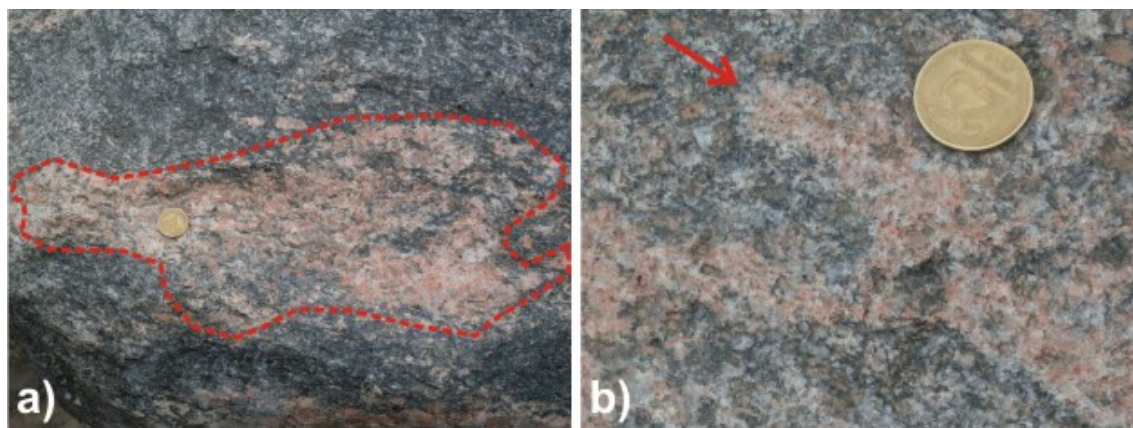


Figura 6.2: a) Fotografías correspondientes al sector de transición entre la unidad tonalítica y tonalítica/granodiorítica mostrando la coexistencia entre fundidos de composición tonalítica y granítica. La línea de trazos encierra una porción de roca de composición granítica. b) La flecha señala el contacto entre fundidos cuarzo-feldespáticos (claros) y tonalíticos (pardos). Tamaño de la moneda 25 mm.

Un estudio realizado por Viñao (2007), en un sector lindante a la zona de tesis, sugiere que las rocas granodioríticas poseen un origen complejo, tal como lo demuestran los modelos de cristalización fraccionada y mezclas teóricas de fundidos de composiciones tonalíticos-graníticos y fundidos tonalíticos-migmáticos. Además, las observaciones de campo inducen a pensar que las rocas granodioríticas fueron generadas por la mezcla física y química de fundidos tonalíticos y graníticos, estos últimos probablemente derivados de la fusión parcial y segregación a partir de rocas migmatíticas (Viñao, 2007). Por consiguiente, tanto las evidencias de campo como los resultados obtenidos por Viñao (2007), indican que en la generación de este grupo litológico se encuentran involucrados más de una fuente, y que en particular, la variación composicional observada en las rocas granodioríticas puede explicarse por la mezcla en proporciones variables de magmas tonalíticos y félsicos peraluminosos y/o por la digestión de rocas migmatíticas (Fig. 6.3 a). En el caso de las granodioritas porfíricas correspondientes al Plutón granodiorítico Quimilo se observa una notable homogeneidad mineralógica y textural (ver Capítulo 3 y Fig. 6.3 b). Esta cualidad permite suponer que el material aportado por la componente metasedimentaria, ya sea como migmatita o leucogranitos, se encuentra asimilado o digerido en su totalidad. En el caso de granodioríticas inequigranulares encontradas en la zona de estudio, el tamaño de los cristales de feldespato potásico disminuiría conforme avanza el proceso de homogenización entre una roca tonalítica huésped y las inyecciones leucograníticas, incluso hasta quedar granos tan pequeños que se incluyen en la matriz (Fig. 6.3: c y d). En lo referente a la profundidad de emplazamiento del Plutón granodiorítico Quimilo, estudios de detalle realizados por Murrá y Baldo (2004), determinaron a partir de la composición de anfíboles, que cristalizó a unos 18 Km. de profundidad.

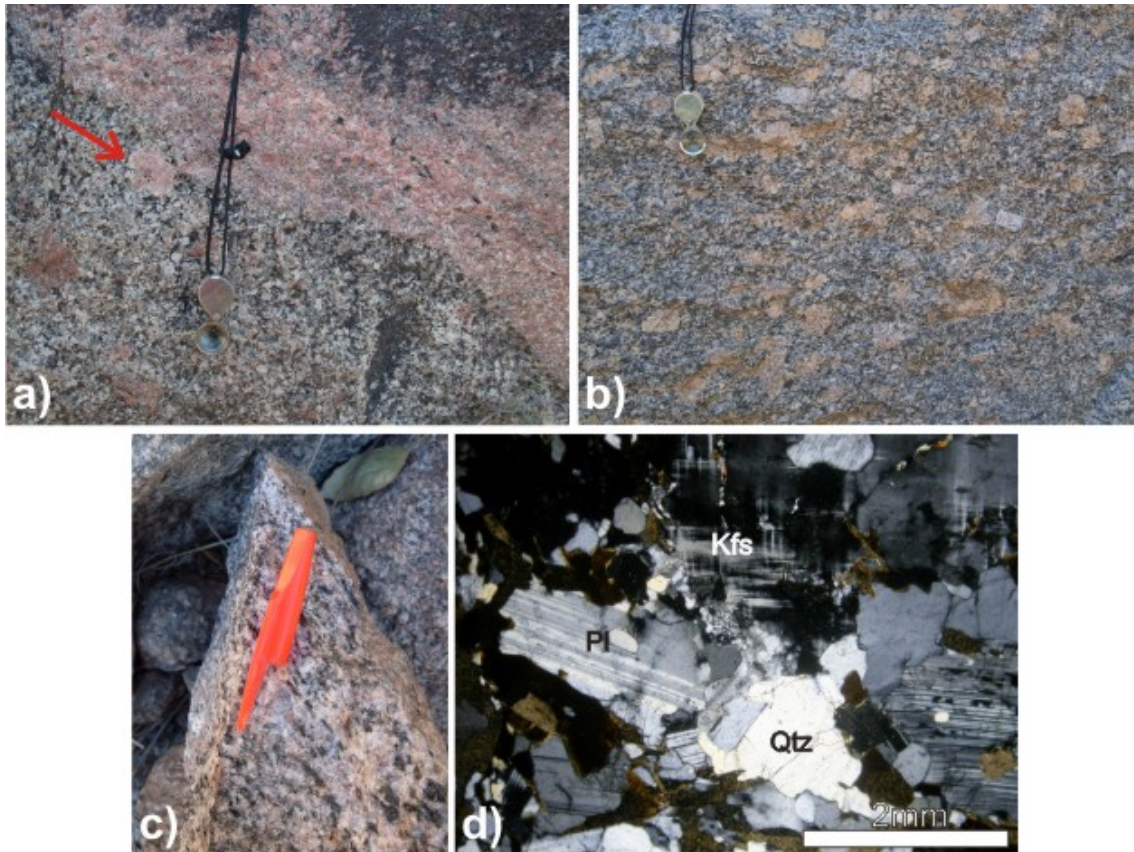


Figura 6.3: a) Fotografía mostrando la coexistencia de dos tipos de fundidos, uno tonalítico y otro granítico. La flecha señala una pequeña porción leucogranítica físicamente mezclado con una tonalita. La fotografía se tomó en la transición entre la unidad tonalítica/granodiorítica y la unidad granodiorítica Quimilo. b) Fotografía de granodiorita porfírica perteneciente al Plutón Quimilo. c) Fotografía mostrando una granodiorita inequigranular, en la cual el feldespato forma parte de la matriz de la roca. d) Microfotografía a nicols cruzados de granodiorita perteneciente a la unidad tonalítica/granodiorítica. Obsérvese la similitud de tamaños entre el cristal de feldespato potásico y el resto de las especies minerales.

Por su parte, la relación espacial de los cuerpos de granitos y los afloramientos de rocas migmatitas en el sector suroeste del área de estudio, demuestra una relación genética entre ambas litologías (ver Anexo I: Mapa Geológico). Las características mineralógicas permiten observar que los granitos tipo S derivarían de fundidos segregados a partir de la fusión parcial de las rocas migmatitas metasedimentarias (ver Capítulo 3). En los demás afloramientos de granitos no se observa la presencia de cuerpos de migmatitas; sin embargo, las relaciones de campo indican que los cuerpos de granitos aflorantes tendrían su zona de generación dentro de la misma secuencia plutónica. Tales observaciones, son consistentes con los datos experimentales realizados por diversos autores (Vielzeuf y Holloway, 1988; Le Breton y Thompson, 1988; Patiño Douce y Johnston, 1991) los cuales claramente indican que la fusión parcial de rocas sedimentarias, cuando son sometidas a temperaturas superiores a los 750 °C, dan como resultado vidrios experimentales cuyas composiciones son muy similares a aquellas observadas en los leucosomas de migmatitas y granitos presentes en la comarca.

En base a lo establecido por Tibaldi *et al.* (2012), las condiciones físico-químicas de formación de las migmatitas metasedimentarias corresponden a 820 °C y 6.5 - 7 kbar (Fig. 6.4). Estas condiciones de presión y temperatura indican que estas rocas se formaron en facies de granulitas, lo cual es consistente con lo indicado por las paragénesis obtenidas para las migmatitas metasedimentarias reconocidas en el área de estudio (ver Capítulo 3). Con respecto a los protolitos de las mencionadas rocas, la paragénesis mineral indica que corresponderían a rocas sedimentarias de composición pelítica y grauváquica. Sin embargo, la presencia de mármoles próximos a cuerpos de migmatitas muestra las variaciones de los protolitos sedimentarios que formaron parte del relleno local de una cuenca. Asimismo, de acuerdo a la máxima edad de depositación calculada (512 - 518 Ma) para los protolitos sedimentarios, las secuencias sedimentarias que conformaron las rocas precursoras de las actuales migmatitas de Valle Fértil, habrían sido depositadas entre el Cámbrico Medio y el Cámbrico Superior (Cristofolini *et al.* 2011). Este tiempo de depositación es similar al de las secuencias sedimentarias del noroeste y centro-oeste de Argentina (Fm. Negro Peinado y Achavil en sierra de Famatina, Grupo Mesón en Cordillera Oriental-Puna; ver Adams *et al.* 2008, 2010, Collo *et al.* 2009).

Dentro de este marco regional, las áreas más probables de denudación reciclado y transporte de los detritos, son las sucesiones sedimentarias de la formación Puncoviscana, sus equivalentes metamórficos, así como también las áreas cratonizadas consideradas como la provincia orogénica de Sunsás (orógenos colisionales Grenvilliano y Braziliano-Panafricano; ver Brito Neves y Cordani 1991, Chew *et al.* 2007, Chernicoff *et al.* 2011). Una de las fuentes principales de sedimentos se vincula con las rocas ígneas y metamórficas del Cámbrico Inferior, asociadas al arco magmático y al sistema orogénico Pampeano (<540 Ma), el cual se encontraba en el Paleozoico inferior, ubicado espacialmente cerca del sistema magmático y orogénico Ordovícico (Adams *et al.* 2010, Collo *et al.* 2009, Chernicoff *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2012).

Integrando las observaciones geológicas y las características litológicas, sumado al contexto geotectónico de la Sierra de Valle Fértil, se puede sugerir que todas las rocas plutónicas están temporal, espacial y genéticamente relacionadas, es decir forman una serie plutónica co-genética. Asimismo, y siguiendo esta idea, se concluye que el *trend* de diferenciación magmática que mejor se ajusta correspondería a la serie granodiorítica calcoalcalina de potasio medio (Fig. 6.1 y ver Lameyre y Bowden, 1982).

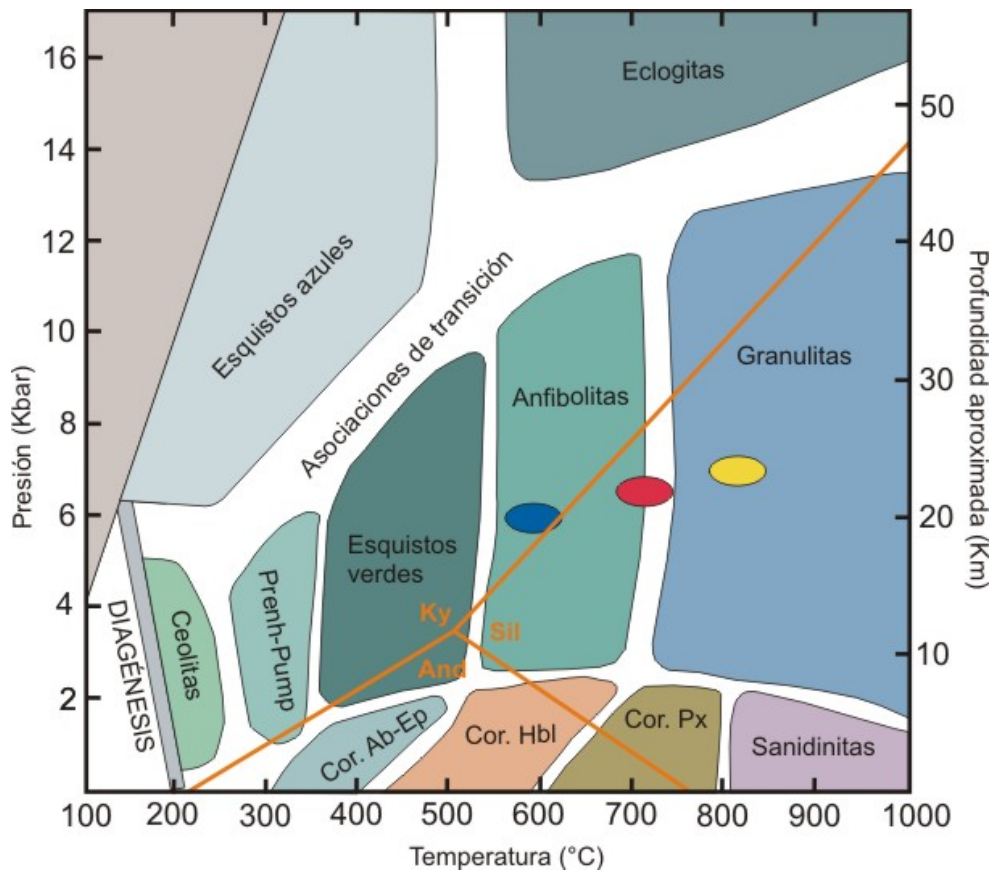


Figura 6.4: a) Distribución de las diferentes facies metamórficas sobre un diagrama P-T, modificado de Yardley (1989). Los límites entre facies no son abruptos y se muestran aquí como zonas blancas. En estas zonas las asociaciones minerales que se desarrollan son intermedias entre las facies que separan. En la figura se muestra también la zona de generación de las rocas migmatíticas (elipse amarillo), protomilonitas en facies de anfibolita baja (elipse azul) y milonitas en facies de anfibolita alta, transición granulita (elipse roja).

En lo que concierne a las rocas pertenecientes a la serie milonítica fueron clasificadas según los criterios establecidos por Sibson (1977), que en función del porcentaje de matriz se reconocieron milonitas y protomilonitas. Las evidencias texturales, mineralógicas y patrones de afloramiento permiten definir al menos dos eventos metamórficos bajo diferentes condiciones de P y T (ver Capítulo 3). La milonitas descriptas en la unidad granodiorítica Quimilo se nuclean en la mayoría de las litologías de la comarca, sin embargo los granitos, seguidos por las granodioritas, son las rocas más afectados por este evento, sugiriendo un fuerte control reológico de la deformación. La paragénesis mineral y microestructuras, tales como: recristalización de feldespato potásico, *recovery* y *creep* por dislocación indicarían un grado metamórfico alto en facies de anfibolita alta, transición granulita (Fig. 6.4, ver Capítulos 3, 5 y Anexo II: Fichas Petrográficas). Con respecto a las protomilonitas definidas en la unidad tonalítica, las observaciones de campo, paragénesis mineral y microestructuras, tales como: extinción en damero y presencia de mirmequitas sugeriría un grado metamórfico medio, estabilizado en facies de anfibolita baja (Fig. 6.4, ver Capítulos 3, 5 y Anexo II: Fichas Petrográficas).

6.3. GENERACIÓN DE ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS HOSPEDADOS EN LA UNIDAD GRANODIORÍTICA QUIMILO

Una característica presente de la mayoría de las rocas del área estudio es la presencia de inclusiones (enclaves) microgranulares dioríticos o gábricos en rocas tonalitas y granodioritas. El origen de estas inclusiones no responde a un solo mecanismo petrológico y es un tema de discusión y revisión permanente (Didier y Barbarin, 1991). Por esta razón, aquí sólo se pretende describir los rasgos de campo y analizar el posible origen de los enclaves microgranulares observados en la zona de estudio.

Los enclaves encontrados dentro del Plutón granodiorítico Quimilo son los más definidos y distintivos del área de estudio (ver Capítulo 3). Se caracterizan por presentar formas aplanadas, bordes parcialmente reabsorbidos por parte de la roca hospedante y estar dispuestos de forma paralela a la foliación magmática S_1 (Fig. 6.5: a y b y Capítulo 4).

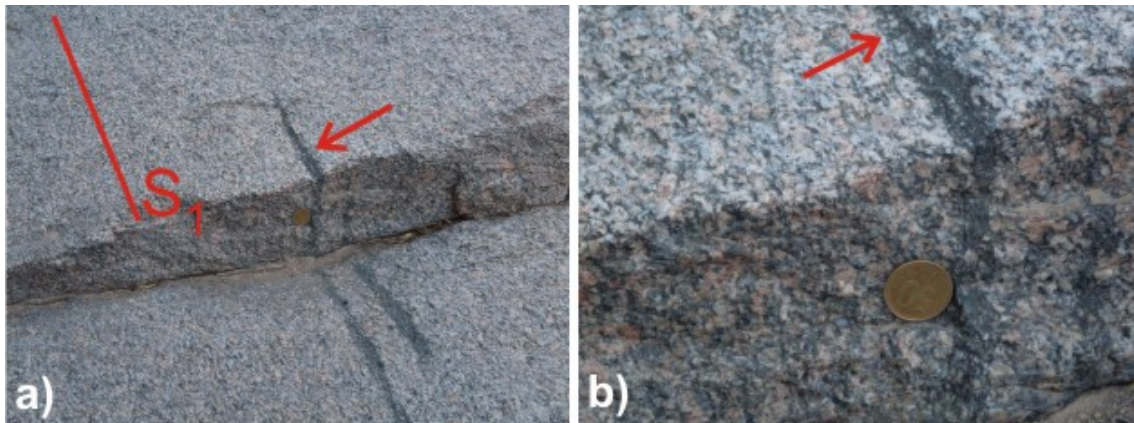


Figura 6.5: a y b) Fotografías de enclave microgranular máfico incluido en granodiorita perteneciente al Plutón Quimilo. a) Se muestra un enclave indicado por la flecha, además se observa orientación de la foliación magmática S_1 . b) Detalle de la fotografía anterior, notar que la flecha señala el contacto del enclave parcialmente reabsorbido y difuso.

Según lo establecido por Barbey *et al.* (2008), quien estudió la génesis de este tipo de fenómenos incluidos en granitoides y granodioritas, los mecanismos relacionados a su formación son: 1) formación de pulsos magmáticos de diferentes composiciones; 2) desagregación mecánica e hibridación química de pulsos de magmas máficos y silíceos, vinculada con la dinámica local del magma; 3) segregación hidrodinámica relacionada a “corrientes de densidad” en una suspensión magmática. Además, estos autores, a través de estudios isotópicos de Nd y análisis geoquímicos en hornblenda, tanto en enclaves como en las granodioritas hospedantes, proponen que los procesos de mezcla física (*mingling*) y mezcla química (*mixing*) no pudieron haber ocurrido en la fuente donde se generaron los fundidos; por el contrario, sugieren que los procesos de mezcla e hibridación se producen en el lugar de emplazamiento. Asimismo, exponen que la fragmentación,

hibridación del magma y generación de enclaves, se produciría durante el ascenso del magma hasta su lugar de emplazamiento. Esta idea es consistente con las observaciones de campo, ya que la geometría y disposición de estos cuerpos (paralelos a la foliación magmática), indicaría que su segregación se produjo durante el ascenso de los pulsos magmáticos y construcción/estructuración del Plutón Quimilo (Fig. 6.5: a y b). Sin embargo, a través del mapeo y observaciones de campo a nivel regional, se debe notar que las dioritas y gabros que forman los enclaves son semejantes a rocas que afloran en las unidades máfica e intermedia de la misma secuencia plutónica a la que pertenece el área de este estudio (ver Capítulo 2). A modo de hipótesis de trabajo, se puede proponer que las inclusiones microgranulares fueron parte de las rocas encajonates en la zona de generación de los magmas granodioríticos, aunque, el proceso de mezcla e hibridación se produjo durante el ascenso y emplazamiento de las granodioritas, tal como se muestra en la figura 6.5 b donde aparece un enclave en proceso de corrosión en sus bordes.

6.4. EVOLUCIÓN PETRO-ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

Mediante el análisis petro-estructural y micro-estructural se definieron tres estadios de deformación principales para la zona de estudio, todos ellos bajo un campo de esfuerzo compresional. Cabe destacar que para designar al conjunto de eventos y/o productos, se utilizará la nomenclatura mencionada a continuación: D (eventos de deformación); M (eventos metamórficos); S (foliaciones); I (eventos magmáticos).

La evolución geológica y la historia de deformación de la zona de estudio se relacionan directamente con la historia evolutiva del Arco Magmático Famatiniano y su íntima correspondencia con el evento orogénico denominado en la literatura como Orogenia Famatiniana (Cristofolini *et al.* 2012).

El área de estudio iniciaría su evolución al ser afectado por el desarrollo de un primer evento de deformación (D_1) que actuó a altas temperaturas y fue sincrónico con los estadios magmático (I_1) y metamórfico (M_1). Estos eventos generaron las rocas de composiciones tonalíticas, ampliamente distribuidas en la zona, y granodioritas subordinadas, además del pico metamórfico (M_1) registrado por los mármoles y migmatitas metasedimentarias. De acuerdo a la paragénesis mineral de las migmatitas para-derivadas se deduce que el pico metamórfico alcanzó condiciones en facies de granulitas con temperaturas mayores a los 800 °C y presiones entre los 6,5 - 7 kbar.

Este evento (D_1) generó la foliación magmática/metamórfica (S_1) de importante desarrollo en las

rocas de la zona de estudio (ver Capítulo 3 y Anexo I: Mapa Geológico/Estructural). La progresión

en el tiempo del magmatismo (I_1) desencadenó procesos de anatexis y consecuente generación de fundidos cuarzo-feldespáticos, cuerpos de granitos, pegmatitas tardiomagmáticas y aún más importante la formación de granodioritas por hibridación entre fundidos tonalíticos y graníticos. Además, durante este estadio se emplazaron cuerpos de gabros, los cuales representan fundidos generados en la base del arco magmático que alcanzaron un nivel estructural medio en la corteza y están desvinculados con la fuente de los fundidos graníticos (ver Capítulo 3). Inmediatamente a (I_1) y (M_1) se produjo el evento (D_2) con la generación de la foliación milonítica (S_2), pervasiva, de alta temperatura y registrada principalmente en los granitos y granodioritas de la comarca. Posteriormente, se definió un estadio (D_3) y un evento magmático (I_2) claramente posteriores a los eventos magmáticos y metamórficos principales. El (D_3) causó la generación de la foliación (S_3), denominada foliación milonítica dúctil/frágil estabilizada en facies de anfibolita baja, mientras que (I_2) se asocia a la generación póstuma de fundidos graníticos y emplazamiento de las pegmatitas denominadas posmagmáticas (ver Capítulo 3). Finalmente, se produjo la reactivación, con cinemática inversa, de estructuras regionales preexistentes, además de fallas menores de dimensiones kilométricas. Este último evento de deformación se asocia a los efectos de la tectónica Andina (ver Capítulo 4 y Anexo I: Mapa Geológico/Estructural).

Con respecto a las microestructuras definidas para el área de estudio, de acuerdo a lo planteado por Stipp *et al.* (2002) la formación del patrón en damero está acotado a rangos de temperatura de 600 – 700 °C, indicando una transición entre la deformación submagmática y la deformación en estado sólido de alta temperatura (ver Capítulo 5). También los mismos autores indican, que la recristalización por rotación de subgranos se produce temperaturas que rondan los 420 – 490 °C y la recristalización por migración de borde de grano se genera aproximadamente a temperaturas mayores a los 500 °C, mientras que la recristalización *bulging* se origina aproximadamente entre los 280 – 400 °C.

Otros autores como Passchier y Trouw (1998) estiman que entre los 400 – 700 °C dominan procesos como *creep* por dislocación, la recristalización y el *recovery*. Por su parte, Tribe y D`Lemos (1996) consideran que las temperaturas que deben reinar para el crecimiento de mirmequitas comúnmente dispuestas paralelas al eje de esfuerzo principal (σ_1) en los porfiroclastos es de aproximadamente 550 °C.

Con respecto a los microplegamientos tipo *kink* en plagioclasa y biotita, extinción ondulosa en plagioclasa y las maclas mecánicas, Pryer (1993) estima condiciones de temperatura intermedias de entre 450 – 350 °C.

Es importante aclarar que las microestructuras antes mencionadas son, en su mayoría, generadas durante el estadio submagmático en transición con el estadio sub-sólido de alta temperatura entre los 500 y 850 °C, condiciones metamórficas estimadas para las rocas magmáticas y metamórficas presentes en el área de estudio. Estas condiciones habrían reinado

durante el evento de deformación (S_2), de carácter predominantemente dúctil, y responsable de la mayoría de las microfábricas descritas (ver Capítulos 4 y 5).

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

- En el sector central-oriental de la sierra de Valle Fértil se reconocieron tres unidades litoestratigráficas, las cuales se definieron como: unidad tonalítica, unidad tonalítica/granodiorítica y unidad granodiorítica Quimilo.
- Los contactos entre las tres unidades son transicionales, en especial entre la unidad tonalítica y unidad tonalítica/granodiorítica.
- La característica más relevante, y usada para mapear y distinguir la unidad tonalítica de la unidad tonalítica/granodiorítica, es la aparición de inyecciones y cuerpos graníticos, cuya proporción incrementa gradualmente de oeste a este.
- La unidad tonalítica está constituida principalmente por: tonalitas, dioritas, protomilonitas, monzogranitos y un cuerpo de mármol.
- La unidad tonalítica/granodiorítica posee la mayor diversidad litológica, ya que está conformada por: tonalitas y granodioritas con enclaves dioríticos, granitos, pegmatitas simples, intrusivos gábricos y estromatitas cordieríticas.
- La paragénesis mineral de las estromatitas cordieríticas indica que derivarían de rocas sedimentarias de composición pelítica y grauváquica.
- Las condiciones termobarométricas de formación de las migmatitas metasedimentarias corresponden a una temperatura máxima de 820 °C y una presión de alrededor de 6.5 - 7 kbar.
- La unidad granodiorítica Quimilo se compone mayormente de granodioritas pófiricas, granodioritas inequigranulares y granitos. La mayoría de los granitos se encuentran afectados por deformación en un régimen reológico dúctil.
- El límite occidental del Plutón granodiorítico Quimilo es transicional, pasando de tonalitas a granodioritas desde oeste a este.
- La fragmentación, hibridización entre el magma granodiorítico y las inclusiones gábricas y/o dioríticas que generó los enclaves, se produjo durante el ascenso del magma hasta su lugar de emplazamiento.
- La geometría y disposición de los enclaves indican que su orientación final se produjo durante el ascenso de los pulsos magmáticos y construcción/estructuración del Plutón Quimilo.
- Las estructuras mayores que delimitan y atraviesan la sierra de Valle Fértil son fallas inversas reactivadas por la tectónica Andina, las cuales segmentan y levantan bloques. Estas estructuras poseen rumbos NNO-SSE e inclinan hacia el este.
- En la unidad tonalítica la estructura predominante es la foliación milonítica S_3 , la cual posee un rumbo NO-SE y buzamiento de alto ángulo hacia el cuadrante SO.

- En la unidad tonalítica/granodiorítica domina la foliación magmática S_1 . En el sector sur, el rumbo general es NO con buzamiento de alto ángulo hacia el cuadrante SO. En los sectores central y norte, su comportamiento es variable.
- En la unidad granodiorítica Quimilo, la foliación magmática S_1 es dominante en el sector norte, con rumbo N-S con buzamiento de ángulo medio hacia el este. En el sector sur predomina la foliación milonítica de alta temperatura S_2 , Orientada con rumbo N 13° a N 141° y buzamientos variables entre 38° y 73° hacia el cuadrante este.
- La mayoría de las microfábricas descritas fueron generadas durante el estadio (D_2), actuante entre los 500 y 850 °C, coincidente con el estadio submagmático en transición con el estadio sub-sólido de alta temperatura.
- Las observaciones geológicas y el contexto geotectónico del sector de estudio permiten sugerir que todas las rocas plutónicas están temporal, espacial y genéticamente relacionadas, formando una serie plutónica co-genética.
- La variación modal de las rocas plutónicas indica que la trayectoria de diferenciación magmática que mejor se ajusta corresponde a la serie granodiorítica calcoalcalina de potasio medio.
- La evolución geológica y la historia de deformación de la zona de estudio se relacionan directamente con la historia evolutiva del Arco Magmático Famatiniano y su íntima relación con el evento orogénico denominado en la literatura como Orogenia Famatiniana.

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 p., Caracas.

ACEÑOLAZA, F. G; MILLER, H., TOSELLI, A. J., 2000. The Pampean and Famatinian cycles – superposed orogenic events in the West Gondwana. Sonderheft ZAG SH1, 337-344 p.

ADAMS, C. J., H. MILLER, A. J. TOSELLI Y W. L. GRIFFIN., 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.

ADAMS, C. J., MILLER, H., ACEÑOLAZA, F. G., TOSELLI, A. J., GRIFFIN, W. L., 2010. The Pacific Gondwana margin in the late Neoproterozoic e early Paleozoic: detrital zircon UePb ages from metasediments in northwest Argentina reveal their maximum age, provenance and tectonic setting. Gondwana Research.

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 p., 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 p., Buenos Aires.

ASTINI, R. A., AND DÁVILA, F. M., 2004. Ordovician back arc foreland and Ocloyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precodillera terrane accretion.

BALDO, E. G. A., MURRA J. A., CASQUET, C. GALINDO, C., SAAVEDRA, J., 1999. El Gabro Coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas Argentina: Condiciones P-T de la etapa coronítica. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 22-A. 17-18.

BALIANI, I., 2009. Geología de los cuerpos gábricos del paraje Las Juantas, centro de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. Río Cuarto. 98 p.

BALLY, A. B., 1989. Phanerozoic basin of North America. In: Bally, A. W., Palmer, A. R. (Eds.). The Geology of North America: an Overview. Geological Society of America A, 397- 446 p.

BATEMAN, R., 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. Tectonophysics, Vol. 110: 211-231 p.

BARBEY, P., GASQUETB, D., PINC, C., BOURGEIX, A. L., 2008. Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia).

BODENBENDER., 1895. El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, tomo XIV, 293-329 p, Córdoba.

BRITO NEVES, B. B., CORDANI, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic: *Prec. Research*, 53: 23-40.

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 p. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

CASTRO DE MACHUCA, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 157-161 p, San Juan.

CHERNICOFF, C. J., ZAPPETTINI, E. O., SANTOS, J. S., GODEAS, M. C., BELOUSOVA, E., MCNAUGHTON, N. J., 2011. Identification, zircon U-Pb SHRIMP dating and Hf isotope composition of Lower Cambrian magmatism (El Carancho Igneous Complex) at the boundary between Pampia terrane and the Río de la Plata craton, La Pampa province, Argentina. *Gondwana Research* 21: 378-393 p.

CHEW, D. M., SCHALTEGGER, U., KOSLER, J., WHITEHOUSE, M.J., GUTJAHN, M., SPIKINGS, R. A., MISKOVIC, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 119 (5-6): 697-711 p.

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 p.

COMÍNGUEZ, A., RAMOS, V. A., 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, S. y Welsink, H.J. (Eds), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 325-340 p, Tulsa.

COLLO, G., ASTINI G. 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. *J Geol Soc* 166: 303-319 p.

CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., MARTINO, R., QUEVEDO, F., BALIANI, I., 2009. Petrología y estructura de la Quebrada de Otarola: un aporte a la evolución geológica del sector oeste de la Sierra de Valle Fértil, San Juan. 14^o Reunión de Tectónica y 3^o Taller de Campo de Tectónica, Resúmenes 1: 69-70 p, Río Cuarto.

CRISTOFOLINI, E. A., OTAMENDI, J. E., TIBALDI, A.M., R. D MARTINO., 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: 521-535 p.

CRISTOFOLINI, E. A., OTAMENDI, J. E., MARTINO, R., BALIANI, I., TIBALDI, A., "Evolución tectónica del margen occidental de la sierra de valle fértil, san juan". XVIII Congreso Geológico Argentino realizado en la Universidad Nacional del Comahue, del 2 al 5 de Mayo de 2011, Neuquén, Neuquén.

CRISTOFOLINI, E. A., OTAMENDI, J. E., DUCEA, M. N., PEASON, D., TIBALDI, A. M., 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 p.

DALLA SALDA, L., 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina, *Tectonics* 6 (3): 249-260 p.

DE ALBA, E., 1979. El Sistema de Famatina. In Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Vol. 1, p. 349-395. Córdoba.

DIDIER, J. Y BARBARIN, B., 1991. The different types of enclaves in granites, nomenclature.

DUCEA, M.N., OTAMENDI, J.E., BERGANTZ, G., STAIR, K., VALENCIA, V. & 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.

FALCONE, M., 2009. Geología de la quebrada de Salazar, centro de la sierra de Valle Fértil, San Juan.

FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M. A., BRISSON, I. E., ÁLVAREZ, L. A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo basin, Western Argentina, *Comptes Rendus, 12° International Congress on the Carboniferous-Permian Systems*, 2: 223-260 p., Buenos Aires.

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. *J. South Americ. Earth Sci.*, v. 13, 275-286 p.

GONZÁLEZ, R. L., ACEÑOLAZA, F. G. Cuenca de deposición neopaleozóica-mesozoica del oeste de Argentina. Tucumán: Universidad Nacional de Tucumán, Fundación e Instituto Miguel Lillo, 1972.

GONZÁLEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110 p.

HUNGENFORD, N., SIMS, J., LYONS, P., PIETERS, P., STUART-SMITH, P., 1996. Magnetic interpretation of the geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas. Cooperative Project AGSO-SEGEMAR. Servicio Geológico Argentino (inédito).

INTROCASO, A., Martínez, M. P., Giménez, M. E. y Ruiz, F., 2004. Gravi- magnetometric study of the Desaguadero Bermejo lineament separating Cuyania and Pampia terrains between 28°

45' and 31° 30' South latitude. Gondwana research, Special Issue: Cuyania, an exotic block to Gondwana 7(4):117-1132.

JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science* 286, 737- 764 p.

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. *Asociación Geológica Argentina.*, 1994. *Revista*, 50 (1-4): 47-59 p, Buenos Aires.

KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279 p.

LLANO, J. Y MACHUCA, B., 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la quebrada de Yanzi, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. IX Congreso Geológico Argentino, *Actas II*: 243-260 p, Buenos Aires.

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 p.

LE BRETON, N., THOMPSON, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib Mineral Petrol* 99: 226-237 p.

LAMEYRE, J., BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock type series: Discrimination of various granitoid series and related rocks.

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 p., Tucumán.

LUCASSEN, F., BECCHIO, R., WILKE, H. G., FRANZ, G., THIRLWALL, M. F., VIRAMONTE, J., WEMMER, K., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the CentralAndes (18-26°S) - a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13 (8): 697-715 p.

MARRE, J., 1986. *The Structural Analysis of Granitic Rocks*.

MARTINO, R. D., VUJOVICH, G., GUERESCHI, A.B., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., 2008. Deformación constriccional y condiciones físicas del metamorfismo de las anfibolitas granatíferas de la Sierra Loma de Las Chacras, Provincia de San Juan., Argentina.

MC CLAY, K., 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, Ed. M Freitas, 160 p.

MINERA TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 p. (inédito), San Juan.

MIRRE, J. C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXVI* (1): 113-127 p. *Corrigenda XXVI* (2): 279 p.

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.

MURRA, J. A., BALDO, E. G., 2004. Condiciones de emplazamiento de la granodiorita Valle Fértil y su comparación con el batolito Los Llanos- Ulapes. 7º Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Artículo, 367- 372 p.

OMARINI, R. H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Universidad Nacional de Salta. Tesis doctoral 202 p. (inérita), Salta.

OTAMENDI, J. E., VUJOVICH, G. I. , DE LA ROSA, J. D., TIBALDI, A. M., CASTRO, A., MARTINO, R. D., Y PINOTTI, L. P., 2008b. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*.

OTAMENDI, J. E., MIHAI N. DUCEA, ALINA M. TIBALDI, GEORGE W. BERGANTZ, JESÚS D. DE LA ROSA AND GRACIELA I. VUJOVICH., 2009. Generation of Tonalitic and Dioritic Magmas by Coupled Partial Melting of Gabbroic and Metasedimentary Rocks within the Deep Crust of the Famatinian Magmatic Arc, Argentina.

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., C. RAPELA, C. M. FANNING, 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 91: 151-168 p., Edinburgh.

PASSCHIER, C. W., TROUW R. A. J., 1996. *Microtectonic*. Springer, 289 p.

PASSCHIER, C. W., Y TROUW, R. A. J., 1998. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 p.

PATIÑO DOUCE, A. E., JOHNSTON, D. A., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites.

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 p.

PRYER, L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, No. 1, 21-36 p.

QUEVEDO, F. I., 2008. Geología del Cuerpo Máfico-Ultramáfico de la Quebrada del Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil, San Juan. Tesis de Licenciatura (inérita). Universidad Nacional de Río Cuarto. Río Cuarto. 81. p.

QUENARDELLE, S., 1995, Petrografía y geoquímica del plutón San José del Morro, provincia de San Luis. Asociación Geológica Argentina, Revista, 50 (1-4): 229-236 p.

RAMOS, V. A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. Episodes 11(3): 168-174 p., 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 p., Santiago.

RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I., DALLMEYER, R. D., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 134° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5:377-392 p.

RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I., DALLMEYER, R. D., 1996a. Los klippen y ventanas tectónicas de la estructura preándica de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 5: 377-392 p., Buenos Aires.

RAMOS, V. A., CEGARRA, M., CRISTALLINI, E., 1996b. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina, (30°- 36°S latitude). Tectonophysics 259: 185-200 p., Amsterdam.

RAMOS, V., 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. Geología Argentina, capítulo 24: 715 p.

RAMOS, V. A., VUJOVICH, G. I., 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, Provincia de San Juan. Boletín 243, Subsec. Minería Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 82 p, Buenos Aires.

RAMOS, V. A., CRISTALLINI, E. O., PÉREZ, D. J., 2001. The Pampean flange of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences 15: 59-78 p.

RAMOS, V. A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. Gondwana Research.

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 p.

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., CASQUET, C., BALDO, E., DAHLQUIST, PANKHURST, R. J., GALINDO, C., SAAVEDRA, J., 2001. Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina.

RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., FANNING, C. M., HERVÉ, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. In Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana

(Vaughan, A.P.M.; Leat, P. T.; Pankhurst, R. J.; editors), Special Publication of the Geological Society of London 246: 217-239 p.

RASSMUSS, J., 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Dirección General Minas, Geología e Hidrogeología, serie B (Geología), Boletín 13: 3-18 p. Buenos Aires.

RAPELA, C., BALDO, E., PANKHURST, R. Y FANNING, C., 2008. The devonian Achala batholith of the sierras Pampeanas: Frich, aluminous A-types granites. 6º South American Symposium on Isotope Geology.

SATO, A. M., GONZÁLEZ, P. D., LLAMBÍAS, E. J., 2003. Evolución del orogeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Asociación Geológica Argentina, Revista, 58 (4): 487- 504 p.

SELLEY, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Eds: Chapman & Hall, 445 p.

SHELLEY, D., 1985. Determinating paleo-flow directions from groundmass fabric in the Lyttelton radial dykes, New Zeland. J. Vol. Geoth. Res. 25, 69-79.

SIBSON, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms: Journal of the Geological Society, v. 133 p.

SIMS, J. P., IRELAND, T. R., CAMACHO, A., LYONS, P., PIETERS, P. E., SKIRROW, R. G., STUART-SMITH, P. G. and MIRÓ, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In R.J. Pankhurst and C.W. Rapela (Eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication. 142, 259-281.

STELZNER, A., 1875. Comunicaciones sobre la Geología y Mineralogía de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias Exactas existente en la Universidad de Córdoba. T. I. Pág. 1-12. Mapa y perfiles.

STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. AND SCHMID, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. Journal of Structural Geology 24, p. 1861-1884.

STUART - SMITH, P., MIRÓ, R., PIETERS, P., LYONS, P., SIMS, J., CAMACHO, A., 1996. Tectonic framework of the southern Sierras Pampeanas, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 2:147-148 p.

TIBALDI, A. M., OTAMENDI, J. E., CRISTOFOLINI, E. A., VUJOVICH, G I., Y MARTINO, R D., 2009. Condiciones físicas de formación de gabros y migmatitas derivadas de rocas máficas en el centro de la sierra de valle fértil, san juan.

TIBALDI, A., OTAMENDI, J., CRISTOFOLINI, E., 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. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 373 p, Río Cuarto.

TIBALDI, A. M., ÁLVAREZ-VALERO, A. M., OTAMENDI, J. E., CRISTOFOLINI, 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., 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.

TOSELLI, G., SAAVEDRA, J., Córdoba, G., Medina, M., 1992b. Los granitos peraluminosos de las Sierras de Vinquis, Cerro Negro y Zapata (Sierras Pampeanas), Provincia de Catamarca, Argentina. *Estudios Geol.*, 48, 247 - 256.

TOSELLI, A., DURAND, F., ROSSI DE TOSELLI, L, Y SAAVEDRA, L., 1996a. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas.

TRIBE, I. R., AND D'LEMONS, R. S., 1996. Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK, *Journal Geology Society London* 153: 127-138 p.

TURNER, J. E. Y MÉNDEZ, V., 1979. Puna. *Geología Regional Argentina*, Tomo 1: 13-56 p.

VERNON, R. H., 1968. Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. *Journal of Petrology*, 9: 1-22.

VERNON, R. H., 1976. *Metamorphic Processes*. Murby, London; Wiley, New York.

VERNON, R.H., WILLIAMS, V.A. AND D'ARCY, W.F., 1983. Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92, 123-145 p.

VERNON, R. H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309, 438-439.

VERNON, R. H., 1986. K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews*, 23: 1-63.

VERNON, R. H., ETHERIDGE, M.A., WALL, V. J., 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, Vol. 22 1-11 p.

VUJOVICH, G., MILLER, H. AND RAMOS, V. A., 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. *J. S. Amer. Earth Sci.*, v. 7, pp. 309-323.

VUJOVICH, G. I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49(3-4): 321-336 p, Buenos Aires.

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 p., 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.

VIELZEUF, D., HOLLOWAY, JR., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. Contribution Mineral Petrol 98: 257-276 p.

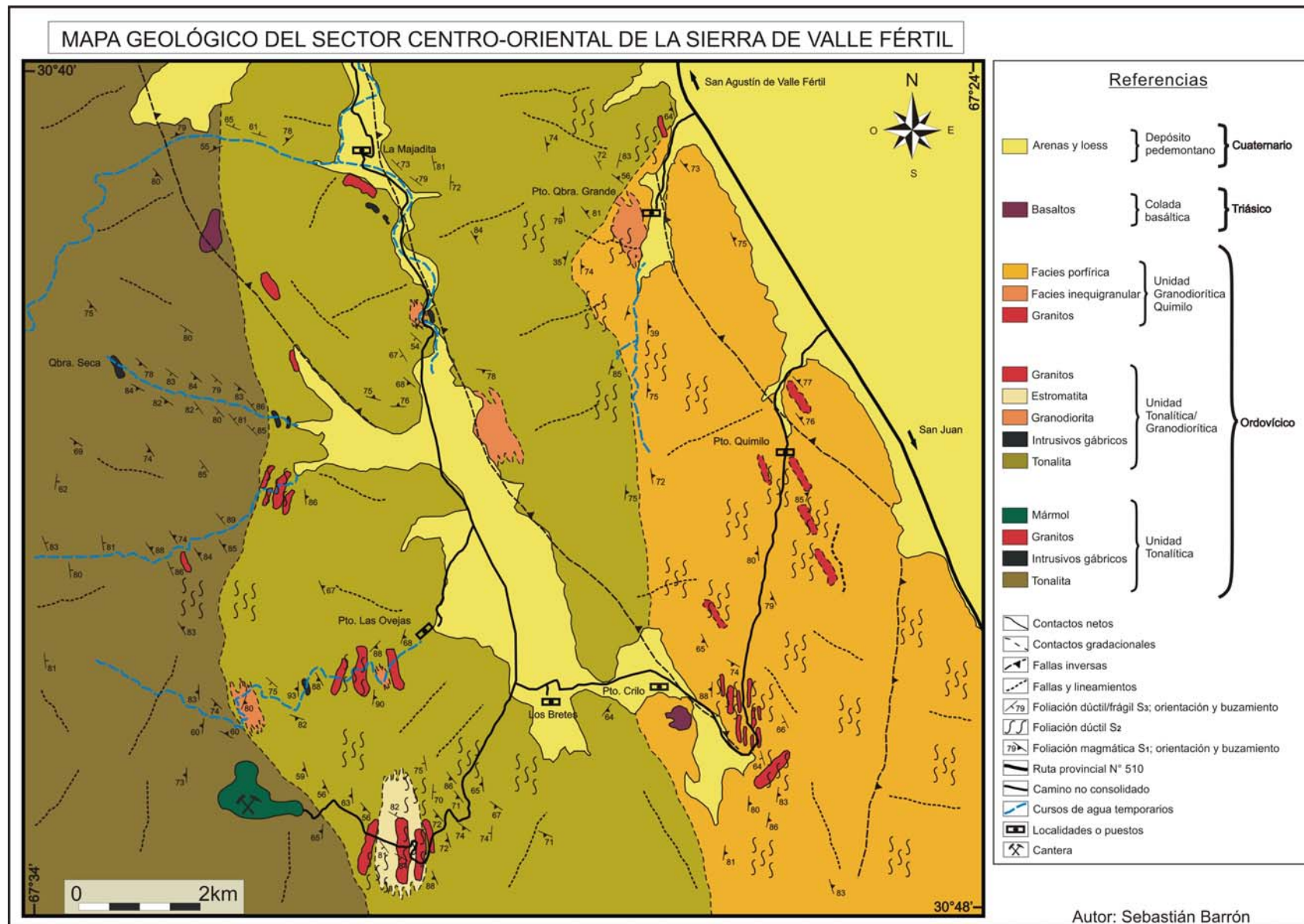
VILLAR FABRÉ, J., 1962. Textura en anillos de una norita de Valle Fértil, provincia de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 16: 43-52 p.

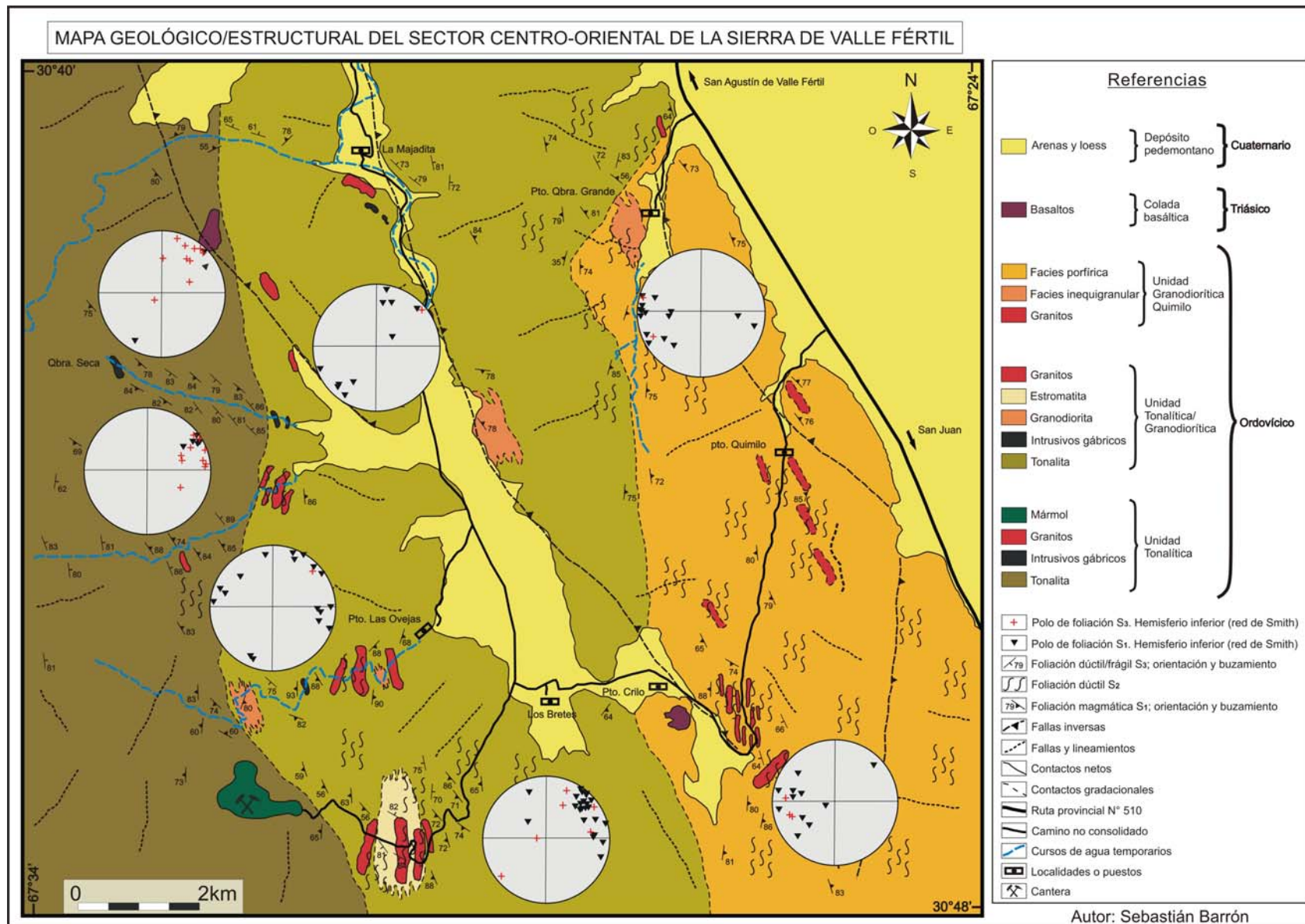
VIÑAO, G. A., 2007. Geología del centro de la Sierra de Valle Fértil, entre la Majadita y Los Bretes, departamento Valle Fértil, San Juan, Argentina. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Nacional de Río Cuarto. Río Cuarto, 81 p.

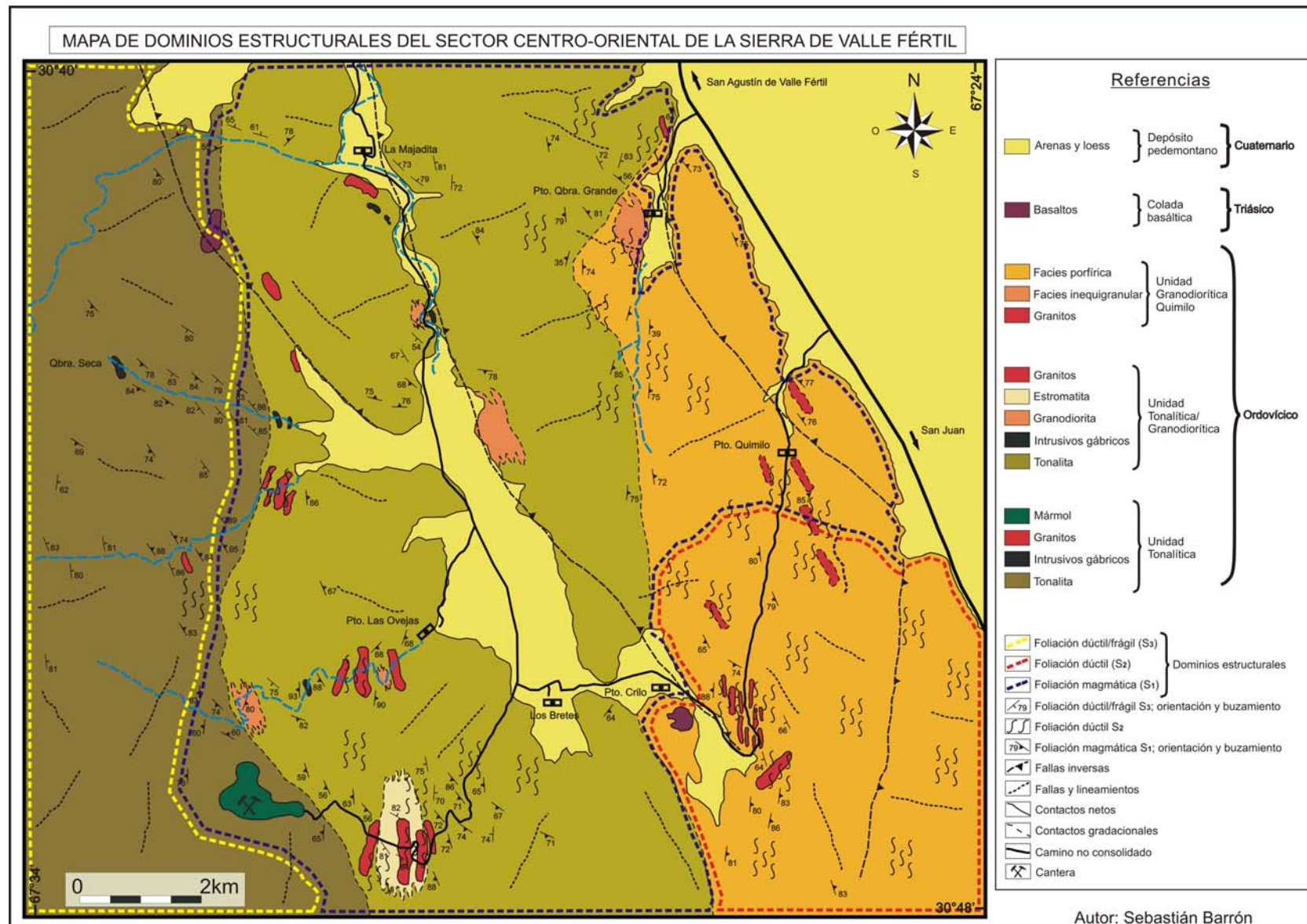
WINTER, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Ed: Prentice Hall Inc. Upper Saddle River, New Jersey 074458. Part. I Igneous Petrology 1: 34-35 p.

ANEXO I

MAPAS







ANEXO II

FICHAS PETROGRÁFICAS

FICHAS PETROGRÁFICAS

La nomenclatura mineral se toma de Kretz (1983), en su defecto se utilizará su designación completa. Además, los minerales son descritos en orden de abundancia decreciente en cada muestra. Con la excepción de los feldespatos, el criterio de las relaciones modales de minerales primarios se basa en Castro (1989) de la siguiente manera; minerales esenciales o principales: 5% en volumen; minerales accesorios: 5% en volumen. Los minerales del grupo de los feldespatos se considerarán esenciales prescindiendo de su proporción por una cuestión determinante al realizar la clasificación de la roca. Además, como sufijo del nombre de muestra se agrega las iniciales de la unidad litológica a la cual pertenece, como sigue; unidad tonalítica (UT), unidad tonalítica/granodiorítica (UT/G) y unidad granodiorítica Quimilo (UGQ).

Muestra: BR 11 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular alotrimórfica.

Microestructura: Porfírica con fábrica de deformación sobreimpuesta.

2) Composición mineral:

Principales: Qtz, Kfs, Bt, Pl

Accesorios: Op, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Monzogranito

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, individuos anhedral, medianos, con bordes cóncavos o engolfados. Todos los cristales presentan extinción difusa y en algunos casos se observa generación de subgranos. Generalmente se encuentra recrystalizado como individuos muy finos, subredondeados dispuestos en folias junto con finas láminas de Bt. Este arreglo corona los espacios entre los cristales de mayores dimensiones. Las inclusiones de Bt y Op son poco frecuentes.

Kfs: En cristales subhedral de tamaño grueso. Corrientemente no presentan macla, sin embargo existen individuos con macla de la periclina bastante desdibujadas, siendo común la recrystalización de bordes. La textura mirmequítica e inclusiones muy finas de Pl y Bt aparecen regularmente. La sericita aparece esporádicamente en los bordes de cristales.

Bt: Se encuentra en cristales laminares subhedros, finos, con sus placas escasamente curvadas en ocasiones. Habitualmente se asociado a Qtz recristalizado observándose una tendencia a constituir folias subparalelas al bandeado.

Pl: Constituyen individuos anhedral y medianos. Predomina el maclado polisintético difuso, con interrupciones en centros, bordes cristalinos, y suavemente flexurado en ocasiones. El maclado de deformación sobreimpreso es común y se dispone de manera oblicua al maclado polisintético. Se registran texturas de exsolución en forma de parches, además de inclusiones de Zrn fino. Es frecuente el crecimiento de Ser muy fina sobre los planos de maclas.

Op: Se presenta como individuos anhedral de tamaño mediano a fino. Generalmente aparece en contacto con Pl y/o Bt.

Ser: Aparece ocasionalmente con hábito de finos cristales sobre los planos de macla y/o bordes cristalinos de plagioclasa, también aparece en los bordes de feldespato potásico.

Zrn: Se presenta en baja proporción. Se muestra como fino cristales subredondeados generalmente incluidos en cuarzo.

Muestra: BR 19 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granolepidoblástica de grano medio.

Microestructura: Bandedo grosero.

2) Composición mineral:

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

Accesorios: Op, Zrn

Secundarios: Ser, pinnita

3) Clasificación: Estromatita cordierítica

4) Descripción de minerales:

Crd: Muy abundante, los cristales se distribuyen de forma aleatoria. Generalmente poseen formas subhedras y tamaños medianos. La mayoría de los individuos presentan la textura denominada "sutura de malevo" característica de la cordierita. Es frecuente observar maclado polisintético, ocasionalmente acuñado e irregular. Las inclusiones comprenden cristales muy finos de Bt, Zrn con halo de alteración y Op irregulares. Sobre las suturas de malevo y contornos cristalinos es común encontrar crecimiento de Ser y procesos de Pinitización.

Qtz: Individuos anhedros de tamaño grueso a fino. La gran mayoría de los cristales muestra extinción en damero y lamelas de deformación. Regularmente, se presenta recristalizado entre los bordes de granos o rellenando microfisuras de individuos mayores del mismo mineral. Aparecen inclusiones de Op y Bt saltuarias.

Bt: Cristales subhedros de grano mediano a fino. En la mayoría de los casos se presenta concentrada en bandas o bien constituyendo colas asimétricas junto con Qtz muy fino recristalizado y Sill. En ocasiones sus láminas se presentan tenuemente curvadas. Presenta inclusiones de Zrn y Op, muy finas y esporádicas.

Kfs: Subordinado respecto a los minerales descritos anteriormente. Constituye granos subhedros, medianos con macla de periclino borrosa, presencia de textura mirmequítica y pertítica en cintas y parches subordinadas. Las inclusiones incluyen Bt y Pl, mientras que la Ser aparece ocasionalmente y constituye el principal mineral de alteración.

Sill: Se presenta generalmente como prismas subhedros, elongados, finos y asociada e intercalada con Bt fina. Menos frecuente aparece la variedad fibrolita diseminada en prismas cortos y muy finos.

Pinnita: Aparece frecuentemente como finos cristales dispuestos sobre los planos de exfoliación o en los bordes de Crd o Kfs.

Ser: Aparece conformando finos cristales producto de la alteración de Crd y Kfs. Generalmente se encuentra en los planos de exfoliación de estos minerales.

Op: Se presenta con una distribución azarosa en cristales subhedros. Se encuentra como inclusión de Qtz, Crd y Bt.

Zrn: Ocurre en finos cristales elipsoidales y finos incluidos en Crd y Bt.

Muestra: BR 26 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Masiva, con alta tasa de deformación por sectores.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt ± Hbl, Kfs

Accesorios: Ep, Op, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, en cristales subhedros, tabulares y de tamaño mediano a fino. Prevalece el maclado polisintético sobre el de Carlsbad. El conjunto de las maclas se encuentran acuñadas en los bordes y centros de los individuos. En algunos se presentan desdibujadas, flexuradas, con ocurrencia de maclado de deformación dispuesto de manera oblicuo al polisintético. Se registra textura de exsolucion en forma de parches, además de numerosas inclusiones de Bt y cristales de Op subredondeados y finos. La Ser se encuentra como venillas en microfisuras y la caolinitización es incipiente.

Qtz: Se presenta en granos anhedros, generalmente aparece con tamaño mediano a fino, bordes ondulados, extinción difusa y lamelas de deformación. La minoría aparece como individuos muy finos recristalizados en las zonas intergranulres. En los cristales de mayores dimensiones manifiestan escasas inclusiones de Hbl y crecimiento de Ser en microfisuras.

Bt: Se presenta en láminas cortas agrupadas o distribuidas aleatoriamente. Espacialmente relacionados a Hbl y Op. Constituye cristales subhedros de tamaño fino con sus placas levemente curvadas en ocasiones. Las inclusiones de Zrn y Op muy finos son poco frecuente. Frecuentemente aparece alterada a Hbl.

Hbl: Cristales anhedros de grano mediano a fino y de color pardo a verdoso. Los individuos de grano fino aparecen juntos a cristales de epidoto de tamaño fino.

Kfs: Subordinado respecto a los demás minerales, se presenta como cristales subhedros, sin maclas y con texturas de pertitas en parches.

Op: Se presenta con habito de cristales subredondeados y finos incluido generalmente en biotita y plagioclasa.

Ser: Aparece ocasionalmente rellenando microfisuras de cristales de plagioclasa.

Muestra: BR 31a (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Homogénea a groseramente bandeada.

2) Composición mineral:

Principales: Pl, Qtz, Bt ± Hbl

Accesorios: Op

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, en cristales subhedros de tamaño mediano, extinción zonada y maclado polisintético dominante, acuñado en bordes y centros, respecto a la macla de Carsbad. Algunos de los individuos presentan extinción zonada sobreimpuesta al maclado y texturas de exsolución en parches. Las inclusiones de grano muy fino de Op, Qtz y Bt ocurren ocasionalmente. Alteración a Ser y Caolinita mayormente en el núcleo de los cristales.

Qtz: Abundante, cristales anhedros y finos con bordes lobulados. Todos los granos muestran extinción ondulosa y se encuentran levemente orientados y estirados en dirección del bandeo. Regularmente se observa subgranado y recristalización de grano muy fino en los espacios interfoliares; inclusiones de Op y Bt muy finas. La Ser se presenta rellenando microfracturas irregulares.

Bt: Se encuentra en cristales laminares subhedros y medianos normalmente concentradas en modestas bandas con una orientación preferencial. Sus placas esporádicamente se hallan arqueadas. Inclusiones de Zrn y Op aparecen con frecuencia.

Hbl: Individuos anhedros, medianos a finos y espacialmente asociados a Bt y a Op. Inclusiones de Pl, Qtz y Op.

Muestra: BR 31b (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Leve bandeo por deformación.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Hbl, Bt, Qtz

Accesorios: Op, Cpx, Ttn, Ap

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Diorita cuarzosa

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, en cristales subhedros, tabulares y finos, mayormente orientados según el bandeo. Domina el maclado polisintético, interrumpido en bordes, sobre el de Carsbad, ambos muy difusos y acompañados de maclas de deformación. Las inclusiones de Op y Bt son poco abundantes y la Ser como producto de alteración aparece ocasionalmente.

Hbl: Prismas cortos y largos subhedros con tamaño de grano medio a fino, color verdoso a pardo rojizo y groseramente alineada en función del bandeo. Presenta inclusiones de Pl, y algunos cristales se encuentran formando una corona alrededor de Cpx. La alteración a Bt es común.

Bt: Cristales subhedros, de grano medio a fino orientados según una dirección preferencial. Se registran inclusiones de Op azarosas.

Qtz: Granos subhedros, tamaño de grano fino con bordes lobulados y dispuestos subparalelos al bandeo. Todos los individuos exhiben extinción ondulosa, y ocasionalmente subgranado y recristalización. Presenta inclusiones de Op muy finos e irregulares.

Cpx: Cristales anhedral de grano fino, algo fracturados y con leve pleocroísmo de color verde pálido a muy pálido. Mayoritariamente se encuentran asociados a Hbl y Bt. Importante proceso de uralitización.

Ttn: En cristales subhedros de tamaño de grano muy fino y morfología romboide característica.

5) Observaciones: Enclave contenido en tonalita. Procesos de uralitización frecuentes.

Muestra: BR 50 (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica, de tamaño de grano grueso a medio.

Microestructura: Dominantemente masiva, con impronta de deformación.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt ± Hbl

Accesorios: Op, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Pl: Abundante, se presenta en cristales subhedros tabulares muy gruesos a gruesos. La mayoría de los individuos manifiesta el maclado según la ley de la albita acuñado en bordes y centros con esporádica flexuración de sus planos de macla. El maclado mecánico, en disposición oblicua a la anterior, y la macla de Carsbad quedan subordinados. Son frecuentes las inclusiones de Zrn, Qz ± Op. Alteración sericítica y caolinítica incipiente.

Qtz: Individuos anhedros, gruesos y finos con bordes engolfados. La fracción gruesa, en su mayoría, exhiben extinción ondulosa con frecuente individualización de subgranos. Ocasionalmente se presenta recristalizado en microfracturas de minerales principales.

Bt: Cristales subhedros, de tamaño medio y color pardo oscuro a pardo claro. En la mayoría de los casos se encuentran agrupadas pero sin tener una orientación preferencial. Escasas inclusiones de Zrn, desarrollando halos de alteración, además de Pl y Op en menor proporción. Casualmente se observa alteración a Ser en los bordes de los cristales.

Op: Se presentan en baja proporción, generalmente como cristales finos y subhedros incluidos en Pl y Bt.

Zrn: Aparece ocasionalmente como finos cristales subhedros incluidos en Pl o Bt.

Muestra: BR 52a (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, equigranular e hipidiomórfica, de tamaño de grano medio.

Microestructura: Deformada y bandeada por sectores.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Bt, Qtz, Hbl

Accesorios: Op

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, cristales subhedros, medianos, con bordes lobulados regularmente. El maclado polisintético ocasionalmente se encuentra ligeramente flexurado, acuñado en bordes, y en menor medida en centros cristalinos. Este maclado habitualmente es acompañado de maclas mecánicas dispuestas de manera oblicua a la dirección preferencial de macla. Las inclusiones de

Op y Bt de grano fino son comunes y el crecimiento de Ser muy fina sobre bordes de Bt se registra como la principal alteración.

Bt: Cristales aglomerados por sectores o bien distribuidos aleatoriamente. Se distinguen claramente dos generaciones de Bt, ambas subhedras y pleocroicas; cristales medianos previos e individuos finos póstumos. Los individuos de grano fino generalmente forman bandas subparalelas siguiendo los contornos de minerales esenciales, mientras que en ocasiones conforman colas muy asimétricas junto con Qtz recristalizado. Las inclusiones de Zrn y Op ocurren casualmente. La mayoría de los individuos mayores exhiben sus placas levemente flexuradas, llegando a generar morfologías tipo *kink*. Presentan una coloración anómala a nicoles cruzados por su transformación incompleta a Ser.

Qtz: Individuos medianos a finos, anhedros, con bordes lobulados, lamelas de deformación e individualización en subgranos bien definidos. Ocasionalmente recristalizado formando cintas largas, finas e irregulares sobre individuos previos.

Hbl: Prismas agrupados por sectores y con frecuencia asociada espacialmente a Bt. Cristales subhedros a anhedros, de tamaño medio a grueso, frecuentemente poiquilíticos y con macla mecánica de dos individuos. Las inclusiones de grano fino de Op, Qtz y Bt son comunes.

Op: Escasos, distribuidos al azar, individuos subhedros, medianos.

Zrn: Se encuentra en cristales euhédricos de grano fino, generalmente asociado espacialmente a Bt.

5) Observaciones: La muestra en general exhibe registros de dos tipos de deformaciones contrastantes; magmática de alta temperatura y dinámica de menor temperatura.

Muestra: BR 52b (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, equigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Predominantemente masiva a orientada por deformación.

2) Composición mineral:

Principales: Hbl, Pl, Qtz

Accesorios: Op, Bt, Ap

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Diorita cuarzosa

4) Descripción de minerales:

Hbl: Muy abundante, en cristales anhedrales a subhedrales de tamaño fino, levemente pleocroico y color verde oliva. Frecuentes inclusiones finas de Qtz y Op subredondeados y de Bt prismática.

Pl: Individuos subhedros a euhedros finos y con extinción difusa. Son comunes los procesos de migración de bordes sin recristalización. Todos los cristales presentan maclado polisintético acuñado en bordes y centros cristalinos, además de maclas mecánicas ubicadas oblicuamente al mismo. Se registran saltuarias inclusiones de Op y Qtz.

Qtz: En cristales anhedros medianos a finos, con bordes lobulados. Presencia de lamelas de deformación e incipiente generación de subgranos. Escasas inclusiones muy finas de Op y Hbl.

Op: Distribución homogénea, morfología de polígonos irregulares, subredondeados y finos. En ocasiones aparecen como prismas muy finos y alargados emplazados en los sectores de clivaje de la Hbl.

Bt: Individuos aglomerados por sectores generalmente asociados a Hbl o bien dispersos de manera aleatoria. Cristales alargados, subhedros, grandes y finos.

5) Observaciones: Enclave máfico incluido en tonalita, caracterizado por venillas finas de Qtz.

Muestra: BR 54 (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Masiva con leve impronta de deformación.

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt

Accesorios: Op, Opx, Zrn, Ep, Ap

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita cuarzosa

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, cristales anhedros, gruesos, con bordes lobados, suturados y de coloración azulada. Extinción ondulosa, generación de estructura en damero y lamelas de deformación marcadas con incipiente formación de cintas cortas. Además, es frecuente el

recristalizado fino entre los espacios intergranulares. Presenta abundantes trenes de inclusiones fluidas subparalelas, escasas inclusiones finas de Bt y Zrn aparte de Ser relleno de microfracturas.

Pl: Cristales subhedros tabulares, maclado según la ley de la albita con planos acuñados en bordes y centros cristalinos, en ciertos casos levemente flexurados y acompañados de maclado mecánico oblicuo o perpendicular. La macla de Carlsbad ocurre ocasionalmente. Se registra algunos intercrecimientos vermiculares de Pl y Qtz los cuales definen una textura mirmequítica. Qtz y Bt constituyen las inclusiones más frecuentes. Alteración Ser a lo largo de microfracturas y planos de macla y escasa Cal restringida a los centros cristalinos.

Bt: Individuos distribuidos aleatoriamente o bien formando colas asimétricas en torno a cristales de Qtz o Pl. Prismas cortos y largos, subhedros a anhedral, medianos, de color pardo claro. Escasas inclusiones de Qtz subcircular y Zrn prismático y fino con generación de halo de alteración. La transformación a Ser de sus bordes es poco frecuente.

5) Observaciones: Se observan claras evidencias de deformación de alta temperatura.

Muestra: BR 57 (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Bandedo composicional discontinuo y anastomosada dada por la alternancia de bandas ricas en Bt.

2) Composición mineral:

Principales: Qtz, Pl, Bt

Accesorios: Op, Zr, Ap

Secundarios: Ser, Cal

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, individuos anhedral de tamaño mediano y fino con bordes lobulados. Los cristales mayores frecuentemente se orientan con su eje mayor de manera paralela o subparalela a las folias de Bt. Sus granos se caracterizan por presentar extinción ondulosa y estructura en damero notable. Es frecuente la recristalización de cristales muy finos junto a las bandas de Bt.

Pl: Cristales subhedros, medianos y dispuestos ídem Qtz. El maclado polisintético acuñado en bordes y centros caracteriza a la mitad de los individuos. El mismo suele estar acompañado de maclado de deformación oblicuo. Se determinan inclusiones erráticas de Qtz, Op y Bt de grano muy fino. Existe un importante crecimiento de Caolinita que tapiza la práctica totalidad de los individuos, además se constata el presencia de Ser rellenando microfracturas.

Bt: Se encuentra en cristales laminares, subhedros, de tamaño fino, con leve flexuración de sus placas y subparalelos a la foliación. Generalmente se concentra en bandas entre los espacios intergranulares de minerales esenciales, llegando incluso a formar colas asimétricas a su alrededor. Ocasionalmente se encuentran inclusiones de Qtz, Op y Zrn, todas de grano muy fino.

Op: Comúnmente individuos anhedrales de tamaño fino y asociados espacialmente a Bt.

Muestra: BR 58 (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular hipidiomórfica de grano medio.

Microestructura: Bandeada con incipiente foliación milonítica.

2) Composición mineral:

Principales: Qtz, Kfs, Pl, Bt

Accesorios: Op, Ap, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Monzogranito

4) Descripción de minerales:

Qtz: Cristales subhedros con bordes lobulados y tamaño medio. Extinción ondulosa con marcada generación de subgranos, aplanamiento según dirección preferencial y recristalización de grano fino rodeando y formando colas asimétricas sobre minerales previos.

Kfs: Cristales subhedros, medianos, con bordes tendientes a lobulados y esporádicamente recristalizados. Es común la ocurrencia de macla en enrejado y Carsbad subordinada, ambas desdibujadas y difusas. Las textura mirmequítica y pertítica en parches, son frecuentes. Las inclusiones de Qtz, Pl y Bt de grano fino son corrientes, mientras que la Ser, en bajas proporciones, constituye el principal mineral secundario.

Pl: Individuos subhedros y tamaño medio. Maclado polisintético acuñado en bordes característico, ocasionalmente con leve flexuración de sus planos. El mismo suele estar

acompañado de maclado mecánico orientado de forma oblicua al maclado principal. Registro frecuente de texturas mirmequíticas y de exsolución. Escasas inclusiones de Bt, Pl y Qtz, todos de tamaño fino. Caolinitización incipiente.

Bt: Se registran dos poblaciones; cristales finos distribuidos de manera aleatoria e individuos muy finos circundan a granos de Pl, Kfs y Qtz y forman colas asimétricas subparalelas, denotando una dirección preferencial de deformación. En ambos casos se trata de cristales subhedros con ocasional flexuración de sus placas. En las fracciones mayores son frecuentes las inclusiones de Zrn y Pl de tamaño fino. El crecimiento de Ser en los bordes de los cristales es poco frecuente y constituye la principal alteración.

Ser: Se presenta generalmente como finos cristales en bordes o microfisuras de biotita y feldespato potásico.

Op: Cristales subhedros a anhedros, finos y distribuidos azarosamente.

Zrn: Se encuentra en cristales euhedros de grano muy fino, se presenta mayormente como inclusión en Bt.

5) Observaciones: Evidencias de deformación de alta temperatura generalizada.

Muestra: BR 60 (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Masiva a levemente deformada.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Bt ± Hbl

Accesorios: Op, Ap, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, cristales subhedros de tamaño mediano. El maclado según la ley de la albita es característico. Con frecuencia se observa una incipiente curvatura de los planos de maclas y acuñamientos en los bordes cristalinos. Las maclas mecánicas son comunes y generalmente se disponen de manera oblicua. Las inclusiones muy finas de Op, Zrn y Bt aparecen de forma saltuaria mientras que venillas de Ser se registran rellenando microfracturas.

Qtz: Abundante, en individuos anhedros medianos a finos con bordes irregulares. La mayoría de los cristales presentan extinción ondulosa y estructura en damero incipiente. Esporádicamente los granos se encuentran microfracturados y rellenos con Ser criptocristalina.

Bt: Sus cristales se distribuyen aleatoriamente. Consisten en individuos prismáticos subhedros a anhedros de tamaño mediano. En ciertos casos sus láminas se hallan sutilmente flexionadas. Las inclusiones registradas son de: Ap, Pl y Op subhedros y de grano muy fino.

Hbl: Constituyen prismas subhedros de grano mediano y coloración parda verdosa. Las inclusiones frecuentes son de Bt, Pl y Op.

Op: Cristales distribuidos homogéneamente subhedros y subredondeados a anhedros.

Muestra: BR 65 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular y alotrimórfica.

Microestructura: Masiva a levemente deformada por sectores.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Kfs, Bt

Accesorios: Op, Zrn, Ap

Secundarios: Ser, Ms

3) Clasificación: Granodiorita

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, individuos euhedros, subhedros, gruesos y medianos. La mayoría de los cristales presentan maclado polisintético interrumpido en bordes y centros, y acompañado habitualmente de macla de deformación o de dos individuos. Frecuentemente se observan antipertitas en parches y textura mirmequítica. Las inclusiones de Bt y Op ocurren de manera esporádica. Se registra crecimiento de caolinita moderado en los centros cristalinos y sericitización incipiente.

Qtz: Cristales anhedros, grandes y medianos con bordes tendientes a lobulados y coloración azulada. Extinción ondulosa e incipiente generación de damero. Escasas inclusiones de Bt prismática fina y Pl subcircular muy fina subordinada.

Kfs: Individuos subhedros, grandes y medianos con extinción zonada y macla en enrejado desdibujada. Presenta escasas inclusiones de PI y alteración sericítica en los bordes de los cristales.

Bt: Individuos subhedros medianos y finos, comúnmente distribuidos homogéneamente y en menor medida conformando concentraciones de algunos prismas. En muchos de los cristales se manifiesta un plegamiento abierto de sus placas. Inclusiones de Op, PI y Zrn y alteración a Ser y caolinita mayormente en bordes.

Muestra: LO1a (UT)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular.y alotrimórfica

Microestructura: Masiva a levemente deformada por sectores.

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, PI, Bt ± Kfs

Accesorios: Op, Zrn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Tonalita cuarzosa

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, cristales anhedros con contactos suturales, tamaño de grano grande o mediano dominante y fino en las fracciones recristalizadas. Marcada generación textura en damero, extinción difusa, especialmente en los granos de mayores dimensiones. Se observan inclusiones de Zrn subcirculares, Kfs y Bt, además de esporádicas microfracturas rellenas de Ser muy fina.

PI: Individuos subhedros medianos a finos, caracterizados por el típico maclado polisintético, generalmente acuñado en bordes o centros. Estas maclas en ocasiones se presentan levemente curvadas. Las inclusiones comprenden finos cristales de Bt, Op y Zrn además de Qz sin evidencias de deformación. En la mayoría de los individuos se observa Ser concentrada en microfracturas irregulares o bordes y en menor medida procesos de caolinitización.

Bt: Prismas subhedros, medianos y finos con una distribuidos aleatoria de los individuo o bien formando grupos discretos. Posee inclusiones de Zrn con corona de alteración y Op de grano fino. La Ser en los bordes de los cristales constituye la principal alteración y se presenta de manera esporádica.

Kfs: Poco abundante, en cristales subhedros y medianos. Generalmente con importante alteración a Ser mayormente en bordes y crecimiento intercrystalino de caolinita.

Muestra: LO 9 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, alotromórfica e inequigranular.

Microestructura: Masiva a levemente deformada por sectores.

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Bt, Kfs ± Hbl

Accesorios: Zrn, Op, Ap

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Granodiorita

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, en cristales subhedros a anhedral de tamaño grande y mediano. La mitad de los individuos presentan bordes lobados, extinción difusa y generación de textura en damero marcada. El resto, habitualmente los cristales de menores dimensiones, tienden a desarrollar caras cristalinas y poseer extinción normal. Ocasionalmente aparece una tercera población de grano fino. Se trata de recristalizaciones de morfología subredondeadas finas a muy finas, ubicadas en los espacios intergranulares o microfisuras de minerales principales. Se registran escasas inclusiones de Bt y Op.

Pl: Individuos subhedros, medianos a finos. Predomina el maclado polisintético respecto al de Carlsbad; frecuentemente difuso, interrumpido en bordes y centros, y en oportunidades, suavemente curvado y acompañado de macla de deformación dispuesta de forma oblicua. Se observa textura de exsolución en parches y mirmequíticas. Inclusiones de Bt y Zrn muy finas y aleatorias.

Bt: Cristales subhedros con tamaño de grano fino. Frecuentemente se encuentran agrupados sin evidente orientación; inclusiones de Pl y Zrn desarrollando halos de alteración pleocroico; Bt alterada a Hbl y Ser.

Kfs: Cristales subhedros con tamaño de grano mediano. Frecuentemente presenta macla de periclino, textura perítica en parches y mirmequítica. Presenta inclusiones de Bt y Qtz.

Hbl: Individuos anhedros y medianos. Ocasionalmente aparece intercrecida con biotita. Presenta inclusiones de cristales de Qtz muy finos con formas subcirculares.

Op: Aparece en forma de cristales subhedros medianos a finos. Generalmente se presenta como inclusión de Qtz.

Ser: Se presenta ocasionalmente como agregados de tamaño restringidos a los bordes de cristales de biotita.

Muestra: LO 16 (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular e hipidiomórfica.

Microestructura: Masiva a deformada por sectores.

2) Composición mineral:

Escenciales: Qtz, Kfs, Bt, Pl ± tremolita

Accesorios: Op, Zrn

Secundarios: Ser, Chl

3) Clasificación: Monzo-granito

4) Descripción de minerales:

Qtz: Muy abundante, cristales anhedros con tamaño de grano de mediano a fino y bordes lobulados. Generalmente los granos muestran extinción ondulosa e incipiente generación de subgranos, patente en los individuos de mayores dimensiones. Inclusiones muy finas de Bt y microfisuras rellenas de Ser.

Kfs: Individuos subhedros, gruesos y medianos. No se observa el característico maclado en enrejado. Importante ocurrencia de perfitas en cordones y parches, además de textura mirmequítica. Inclusiones de grano fino de Qtz, Bt, Op y Zrn. La Ser es común y ocupa las microfracturas.

Bt: En cristales subhedros, finos tendiendo a concentrarse por sectores; sus placas exhiben una leve curvatura. Posee abundantes inclusiones de Op, escaso Zrn con halo de alteración y Pl muy fina sericitizada. La alteración a Ser y Chl es ocasional.

Pl: Individuos subhedros, medianos y finos con extinción difusa. Se la reconoce por la presencia del maclado polisintético usualmente interrumpido en los bordes y centros de los cristales. La macla mecánica aparece esporádicamente junto con esta última. La textura

mirmequítica es común. Se observan inclusiones de Qtz, Bt cloritizada y microfisuras con Ser muy fina.

Op: Cristales subhedros a anhedros, finos y distribuidos azarosamente.

Muestra: QG 5 (UGQ)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular, hipidiomórfica.

Microestructura: Bandeada, fábrica ígnea retrabajada y aplanada según la dirección de deformación.

2) Composición mineral:

Principales: Qtz, Pl, Kfs, Bt

Accesorios: Ep, Allanita, Op

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Granodiorita

4) Descripción de minerales:

Qtz: Cristales anhedros, medianos, finos con marcada generación de lamelas de deformación. Frecuentemente se presenta en cintas cortas o bien recrystalizado constituyendo bandas subparalelas a la dirección de fluición que se disponen en torno a cristales de feldspatos y en ciertos casos forman colas. Inclusiones de Bt y Pl esporádicas y microfisuras rellenas de Ser.

Pl: Individuos subhedros con tamaño de grano mediano a fino, incipiente migración de borde, maclada según la ley de la albita, ocasionalmente curvadas, interrumpidas y acompañadas de maclado mecánico. Raramente aparece la macla Carlsbad esfumada. Las inclusiones comprenden escasa proporción de Ep, Op y Bt. La Ser se registra en los bordes de la mayoría de los cristales y la epidotización es frecuente.

Kfs: Se encuentra en menor proporción con respecto a los otros dos minerales, en cristales anhedros con tamaño de grano mediano a fino. Regularmente exhibe maclas de deformación de periclino, además de textura pertítica en cordones cortos que facilitan su distinción. Inclusiones eventuales de Ep y Op.

Bt: Cristales subhedros medianos a finos. La mayoría manifiesta importante flexuración de sus láminas, formando en algunos casos pliegues suaves. Comúnmente los individuos más finos conforman cintas subparalelas a la dirección principal de deformación y morfologías lenticulares

subordinadas. Numerosas inclusiones de Zrn, Ep y Op. El crecimiento de Ser constituye la principal alteración seguido por Ep aislado.

Ep: Cristales medianos a finos y anhedros. Asociado espacialmente a Bt.

Allanita: Aparece como cristales euhedros, medianos de color pardo claro, comúnmente coronados con Ep.

Muestra: QG 13 (UGQ)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular, alotrimórfica de grano medio.

Microestructura: Masiva con leve impronta de deformación.

2) Composición mineral:

Principales: Qtz, Pl, Bt, Kfs ± Hbl

Accesorios: Ep, Allanita, Op, Zrn, Ap, Ttn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Granodiorita

4) Descripción de minerales:

Qtz: Individuos anhedros, gruesos, medianos con bordes lobulados, y en ciertos casos recristalizado entre los espacios intergranulares. Todos los individuos presentan extinción ondulosa y lamelas de deformación por sectores. Escasas inclusiones finas de Op, Bt y Pl.

Pl: Cristales subhedros con tamaño de grano grueso, mediano y extinción ondulosa. Domina el maclado polisintético, comúnmente acuñado en los bordes o centros y acompañado de macla polisintética o de dos individuos. La textura mirmequítica se encuentra habitualmente. Las inclusiones consisten en: Bt sericitizada, Ep y Zrn. Alteración a Ser por zonas y caolinitización extendida, normal en centros cristalinos.

Bt: Individuos subhedros, anhedros de tamaño mediano con sus folias suavemente curvadas. Generalmente conforman groseras bandas cortas subparalelas. Inclusiones de Op, Ep, Ap y Zrn. Alteración incipiente a Chl y Ser.

Kfs: En cristales anhedros, gruesos, medianos con extinción ondulosa. La mayoría de los individuos se caracteriza por la presencia de perfitas en cordones y ausencia de macla. El resto exhibe maclado de periclino desdibujado. La textura mirmequítica es poco habitual y las inclusiones de Pl y Bt son escasas. Desarrollo moderado de caolinita.

Ep: Cristales finos, anhedros a suredondados. Generalmente se asocia espacialmente a Bt.

Allanita: Aparece como cristales euhedros, medianos de color pardo claro.

Op: Se presentan distribuidos aleatoriamente en cristales subhedros y anhedros. Sus tamaños gradan de medianos a finos. Se encuentran comúnmente incluidos en Qtz y Bt.

Zrn: Aparece en cristales subhedros de tamaños muy finos. Comúnmente incluido en Pl y Bt.

Ser: Se presenta en baja proporción en los bordes y microfracturas de Bt y Pl.

5) Observaciones: Presencia de Qtz y Kfs de tamaño grueso y muy grueso.

Muestra: QG 18 (UGQ)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, porfírica y alotromórfica.

Microestructura: Masiva a ligeramente bandeada.

2) Composición mineral:

Esenciales: Pl, Qtz, Kfs, Bt ± Hbl

Accesorios: Ep, Ap, Ttn, Zrn

Secundarios: Ser, Chl

3) Clasificación: Granodiorita porfírica

4) Descripción de minerales:

Pl: Muy abundante, individuos subhedros y medianos. Domina el maclado polisintético levemente flexurado y acuñado en bordes y centros cristalinos. Junto a este, suele presentarse la macla de dos individuos o mecánica dispuesta de manera oblicua. La textura mirmequítica ocurre esporádicamente. Posee inclusiones de Zrn, Op y Bt, caolinitización importante y generalizada además de crecimiento de Ser muy fina sobre los planos de clivaje, macla y centros cristalinos.

Qtz: Cristales anhedros de tamaño de grano grueso, mediano y bordes lobados. Presenta extinción ondulosa y en sectores localizados se observa generación de subgranos. Ocasionalmente aparece recristalizado finamente en los bordes cristalinos. Presenta inclusiones de Ap, Bt, Hbl y Zrn.

Kfs: Individuos subhedros, tamaño de grano de mediano. La mayoría de los cristales no exhiben macla, el resto muestra la macla de deformación de periclino algo difusa. Las pertitas en

cordones subparalelos cortos y largos son características. Las mirmequitas aparecen de forma dispersa. Se registran inclusiones de Op finos, con morfología romboidal, Zrn y Bt.

Bt: Cristales subhedros medianos a finos y muy finos, ordenados alrededor de cristales de Qtz y Pl de mayor tamaño o bien distribuidos homogéneamente. Regularmente sus placas se encuentran curvadas. La fracción de menor tamaño se encuentra intercrecida con Hbl. Se observan inclusiones de Op y Zrn y escasas Chl y Ser como minerales de alteración.

Hbl: Aparece ocasionalmente en cristales subhedros y medianos. Se asocia espacialmente a Bt.

Ep: Poco abundante, se reconocen dos generaciones; cristales anhedros y medianos e individuos subhedros muy finos. Se asocia espacialmente a Bt.

Op: Se presenta distribuido aleatoriamente en cristales anhedros de tamaño de grano medio.

Ttn: Aparece ocasionalmente como cristales subhedros de tamaños medianos y finos. Se caracteriza por presentar su distintivo hábito romboidal o en "punta de flecha".

Zrn: Se presenta como individuos subhedros a euhedros, finos a muy finos. Generalmente se encuentra incluido en Pl.

Ser: Escasa, tamaño muy fina. Aparece esporádicamente en los bordes o fracturas de Pl.

Ap: Muy escaso. Se presenta en cristales subhedros, tamaños muy finos y hábito es prismático.

Muestra: QG 21a (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular y alotrimórfica de grano fino.

Microestructura: Masiva.

2) Composición mineral:

Esenciales: Hbl, Pl, Qtz ± Cpx

Accesorios:

Secundarios: Chl

3) Clasificación: Diorita cuarzosa

4) Descripción de minerales:

Hbl: Muy abundante, en cristales subhedros, medianos y finos. Algunos de los individuos exhiben macla de dos individuos. Inclusiones muy finas y subcirculares de Cpx, además de Op y Pl escasas. La minoría de los cristales presenta crecimiento de Chl en sus bordes.

Pl: Cristales subhedros medianos y finos. Prevalece el maclado según la ley de albita, suavemente curvado, por sobre el de Carlsbad. La macla de deformación aparece ocasionalmente dispuesta de manera oblicua a las maclas principales. Escasas inclusiones de Hbl y crecimiento de caolinita frecuente restringida a los centros cristalinos.

Qtz: Granos anhedral, medianos a finos con bordes engolfados y extinción ondulosa. Inclusiones de Cpx y Pl.

Cpx: Individuos subhedros, medianos a finos y distribuidos en grupos aislados. Son comunes las inclusiones de Pl.

5) Observaciones: Enclave máfico incluido en tonalita.

Muestra: QG 21b (UT/G)

1) Patrón textural:

Textura: Granular, inequigranular de grano medio.

Microestructura: Groseramente bandeada con zonas de alta deformación dúctil.

2) Composición mineral:

Esenciales: Kfd, Qtz, Bt ± Pl

Accesorios: Op, Ep

Secundarios: Chl, Ser, Cal

3) Clasificación: Granito-álcali

4) Descripción de minerales:

Kfs: Muy abundante, en cristales subhedros, muy gruesos a finos y caracterizado por la presencia de perfitas en cordones cortos subparalelos y entre sí. Habitualmente los individuos desarrollan la macla de deformación en enrejado. Las inclusiones frecuentes son: Qtz y Bt de grano fino. Los procesos de sericitización y caolinitización son generalizados, llegando, en contados casos a reemplazar totalmente los cristales y formar pseudomorfos. La Ser de grano muy fino se concentra preferentemente sobre los planos de macla y clivaje.

Qtz: En cristales anhedros, medianos de hasta 3 mm de diámetro mayor, aplanados y orientados según la dirección de deformación. Generalmente estabilizado en los estadios de producción de damero y lamelas de deformación. Ocasionalmente se presenta recristalizado entre los espacios intercristalinos de feldspatos, formando colas simétricas junto a Bt y Ser o suturando planos de dislocación de individuos de Qtz de mayores dimensiones. Inclusiones finas de Pl y Bt eventuales.

Bt: Individuos subhedros de tamaño de grano mediano a fino. Sus placas se encuentran comúnmente flexuradas. Los cristales menores forman cintas cortas y finas con Qtz reprecipitado entre los sitios intergrano. Parcial o totalmente alterados a Ser y/o Chl.

Pl: Se presenta en muy baja proporción. Constituye cristales subhedros, medianos con macla polisintética, suavemente curvada y acompañada de maclado mecánico. La macla de dos individuos es poco frecuente. Se observan texturas de exsolución y mirmequitas, además de inclusiones de Zrn y alteración generalizada a Ser y Chl.

Ep: En cristales subhedros, tamaño de grano fino. Se forma a expensas de Bt y Pl, por lo que se encuentra asociado espacialmente.

Muestra: QM 13 (UGQ)

1) Patrón textural:

Textura: Deformada e inequigranular de grano medio a grueso.

Microestructura: Foliación anastomosada grosera y fabrica ígnea retrabajada.

2) Composición mineral:

Esenciales: Qtz, Pl, Kfs ± Bt

Accesorios: Op, Zrn, Ap, Ep, Ttn

Secundarios: Ser

3) Clasificación: Monzogranito

4) Descripción de minerales:

Qtz: La mayoría de los cristales son anhedros, medianos y con bordes lobulados. Presentan extinción ondulosa, importante generación de damero, textura lamelar y se encuentran estirados según la dirección preferencial, llegando en ciertos casos, a conformar cintas cortas. Las inclusiones más frecuentes son de Bt, Zrn, además es común la presencia de microfisuras rellenas de Ser criptocristalina. El excedente de los individuos se presenta como cristales recristalizados y

subcirculares en los espacios intergranulares y en menor medida formando colas junto con Bt y Ser.

Pl: Cristales subhedros, medianos a finos caracterizados por maclado polisintético y de Carsbad asociados y mecánico subordinado. Corrientemente los planos de macla se presentan suavemente curvados e interrumpidos en los bordes cristalinos. La textura mirmequítica poco desarrollada y fenómenos de migración de borde ocurren eventualmente, así como también inclusiones de Op y finos prismas de Bt en parte sericitizados. Moderada alteración a Ser en bordes de cristales y crecimiento de Cal de forma generalizada.

Kfs: Individuos subhedros, grandes, medianos y finos. Frecuentemente muestran la macla de periclino desdibujada. En ocasiones los individuos se presentan con morfología de hexágono irregular. Las perititas en cordones cortos son comunes, mientras que la textura mirmequítica aparece raramente. Con respecto a las inclusiones se registran; Qz, Bt, en parte sericitizada y Op. La gran mayoría de los cristales exhiben importante alteración a Ser y caolinita en toda su extensión.

Ap: cristales subhedros a euhedros de grano fino a muy fino, forma de prismas.

Zrn: se encuentra en cristales euhedros de grano muy fino, se presenta mayormente como inclusión en Bt.

Ttn: en cristales subhedros de tamaño de grano muy fino.

5) Observaciones: 5% de Matriz cuarzo-micácea.

Muestra: QM 23 (UGQ)

1) Patrón textural:

Textura: Porfiroclástica e inequigranular.

Microestructura: Foliación milonítica con evidencias de fluxión.

2) Composición mineral:

Porfiroclastos: Kfs, Qtz, Pl

Matriz: Qtz, Bt ± Op, Ep, Hbl, Ap, Zrn

Secundarios: Ser

Protolito: Sienogranito

3) Clasificación: Milonita

4) Descripción de minerales:

Kfs: Muy abundante, porfiroclastos subhedros con tamaño de grano de mediano a fino y extinción ondulosa. La mayoría de los individuos no exhibe macla, sin embargo el resto presenta macla en enrejado algo desdibujada. Son comunes las pertitas en cordones cortos y en menor medida la ocurrencia de textura mirmequítica. Inclusiones de Qtz y Bt esporádicas y escasa Ser como producto de alteración.

Qtz: Los porfiroclastos ocupan aproximadamente un tercio de su volumen. Constituyen cristales anhedros con tamaño de grano de medio a fino, lamelas de deformación y evidenciad de fluxión. La proporción restante forma parte de la matriz en la cual dominan los procesos de recristalización y poligonización de granos. Regularmente se presenta como cintas, largas, finas e irregulares, orientadas según la dirección preferencial de deformación o coronando los bordes de porfiroclastos. Además, constituye el mineral principal de las colas asimétricas en porfiroclastos de feldespato.

Pl: Individuos subhedros, medianos a finos. Prevalece el maclado polisintético respecto al de Carsbad, ambos acuñados en bordes y centros y ocasionalmente con sus planos flexurados. Eventualmente la macla mecánica polisintética aparece de forma sobreimpuesta. Escasas inclusiones de Bt y Op.

Bt: Escasa, en cristales subhedros de grano fino a muy fino. Sus placas se orientan subparalela a la foliación. Algunos de los individuos presentan pliegues *kink* y morfología tipo mica *fish*. Generalmente se asocia a Qtz, y juntos conforman la práctica totalidad de los constituyentes de la matriz.

Ap: Se presenta en cristales subhedros de grano fino a muy fino, forma de prismas.

Op: Aparece en cristales anhedros de grano medio a fino. Frecuentemente se encuentra incluido en Pl.

Ser: Se presenta como cristales muy finos y anhedros ocasionalmente dispuestos en los bordes de los porfiroclastos de Kfs.

Zrn: Se encuentra en cristales euhedros de grano muy fino, se presenta mayormente como inclusión en biotita.

5) Observaciones: 20 % de Matriz cuarzo-micacea, evidencias de flujo plástico cristalino (fluxión).

ANEXO III

TABLAS

TABLA 1: RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS ROCAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

MUESTRA	TIPO DE ROCA	TEXTURA	MICROESTRUCTURA	MINERALES		
				Esenciales	Accesorios	Secundarios
BR 11	Monzogranito	Inequigranular y alotrimórfica	Porfírica y deformada	Qtz, Kfs, Bt, Pl	Op, Zrn	Ser
BR 19	Estromatita cordierítica	Granolepidoblástica	Bandeado grosero	Crđ, Qtz, Bt ± Kfs, Pl, Sill, Grt	Op, Zrn	
BR 26	Tonalita	Inequigranular e hipidiomórfica	Masiva, con alta tasa de deformación por sectores	Pl, Qtz, Bt ± Hbl, Kfs	Ep, Op, Zrn	Ser
BR 31a	Tonalita	Inequigranular e hipidiomórfica	Homogénea a groseramente bandeada	Pl, Qtz, Bt ± Hbl	Op	Ser
BR 31b	Diorita cuarzosa	Inequigranular e hipidiomórfica	Bandeada	Pl, Hbl, Bt, Qtz	Op, Cpx, Ttn, Ap	Ser
BR 50	Tonalita	Inequigranular e hipidiomórfica	Masiva, con impronta deformacional	Pl, Qtz, Bt ± Hbl	Op, Zrn	Ser
BR 52a	Tonalita	Equigranular e hipidiomórfica	Deformada y bandeada por sectores	Pl, Bt, Qtz, Hbl	Op	Ser
BR 52b	Diorita cuarzosa	Equigranular e hipidiomórfica	Masiva a orientada por deformación	Hbl, Pl, Qtz	Op, Bt, Ap	Ser
BR 54	Tonalita cuarzosa	Inequigranular e hipidiomórfica	Masiva con leve impronta deformacional	Qtz, Pl, Bt	Op, Opx, Zrn, Ep, Ap	Ser
BR 57	Tonalita	Inequigranular e hipidiomórfica	Bandeado composicional	Qtz, Pl, Bt	Op, Zr, Ap	Ser
BR 58	Monzogranito	Inequigranular hipidiomórfica	Bandeada con incipiente foliación milonítica	Qtz, Kfs, Pl, Bt	Op, Ap?, Zrn	Ser
BR 60	Tonalita	Inequigranular e hipidiomórfica	Masiva a levemente deformada	Pl, Qtz, Bt, Hbl	Op, Ap, Zrn	Ser
BR 65	Granodiorita	Inequigranular y alotrimórfica	Masiva a levemente deformada por sectores	Pl, Qtz, Kfs, Bt	Op, Zrn, Ap	Ser
LO 1a	Tonalita cuarzosa	Inequigranular y alotrimórfica	Masiva a levemente deformada por sectores	Qtz, Pl, Bt ± Kfs	Op, Zrn	Ser, Ms
LO 9	Granodiorita	Alotrimórfica e inequigranular	Masiva a levemente deformada por sectores	Qtz, Pl, Bt, Kfs, Hbl	Zrn, Op, Ap	Ser
LO 16	Monzogranito	Inequigranular e hipidiomórfica	Masiva a deformada por sectores	Qtz, Kfs, Bt, Pl, tremolita	Op, Zrn	Ser
QG 5	Granodiorita	Inequigranular, hipidiomórfica	Bandeada, fábrica ignea retrabajada y aplanada	Qtz, Pl, Kfs, Bt	Ep, Allanita, Op	Ser, Chl
QG 13	Granodiorita	Inequigranular, alotrimórfica	Masiva con leve impronta deformacional	Qtz, Pl, Bt, Kfs, Hbl	Ep, Allanita, Op, Zrn, Ap, Ttn	Ser
QG 18	Granodiorita	Porfírica y alotrimórfica	Masiva a ligeramente bandeada	Pl, Qtz, Kfs, Bt	Hbl, Ep, Ap, Ttn, Zrn	Ser
QG 21a	Diorita cuarzosa	Inequigranular y alotrimórfica	Masiva	Hbl, Pl, Qtz, Cpx		Ser, Chl
QG 21b	Granito-álcali	Inequigranular de grano medio	Bandeada con zonas de alta deformación dúctil	Kfd, Qtz, Bt ± Pl	Op, Ep	Chl
QM 13	Monzogranito	Deformada e inequigranular	Foliación anastomosada grosera	Qtz, Pl, Kfs ± Bt	Op, Zrn, Ap, Ep, Ttn	Chl, Ser
QM 23	Protomilonita	Porfiroclástica e inequigranular	Foliación milonítica con evidencias de fluición	Porfiroclastos: Kfs, Qtz, Pl. Matriz: Qtz, Bt ± Op, Ep, Hbl, Ap, Zrn		Ser

TABLA 2: PORCENTAJE MODAL DE ESPECIES MINERALES Y ASIGNACIÓN DE LAS ROCAS A LAS CORRESPONDIENTES UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS PROPUESTAS.

Muestra	Roca	Qtz%	Pl%	Kfs%	Bt%	Op%	Ser%	Hbl%	Cpx%	Opx%	Zrn%	Ap%	Ep%	Crđ%	Unidad Litológica
BR 11	Monzogranito	34,6	14,86	27,46	22,13	0,60	0,33	0	0	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
BR 19	Estromatita cordierítica	26,13	0,33	3,46	13,26	1,53	1,2	0	0	0	0	0	0	53,33	Ton/Granod.
BR 26	Tonalita	26,26	43,6	3,6	14,66	1,2	0,73	9,93	0	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
BR 31a	Tonalita	36,53	38,93	0	14,73	1,33	0,26	8,2	0	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
BR 31b	Diorita cuarzosa	12,73	46,06	0	13,26	1,86	0,33	24,4	1,13	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
BR 50	Tonalita	35,06	41,4	0	14,06	1,53	1,66	6,26	0	0	0	0	0	0	Tonalítica
BR 52a	Tonalita	16,4	48,4	0	17,73	2,86	1,6	13	0	0	0	0	0	0	Tonalítica
BR 52b	Diorita cuarzosa	12,26	31,6	0	0,53	4,66	0,06	50,8	0	0	0	0,06	0	0	Tonalítica
BR 54	Tonalita	44,73	42,46	0	11,86	0,60	0,2	0	0	0,13	0	0	0	0	Tonalítica
BR 57	Tonalita	36,4	33,93	0	27,33	0,93	1,33	0	0	0	0	0,06	0	0	Tonalítica
BR 58	Monzogranito	35,06	19,93	34,4	9,66	0,06	0,73	0	0	0	0,06	0,06	0	0	Tonalítica
BR 60	Tonalita	23,06	51,13	0	19,6	0,93	0,40	4,73	0	0	0	0	0	0	Tonalítica
BR 65	Granodiorita	28,33	42,33	14,66	14,33	0	0,33	0	0	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
LO 1a	Tonalita cuarzosa	55,06	32,53	3,66	7,13	0,6	0,93	0	0	0	0,06	0	0	0	Tonalítica
LO 9	Granodiorita	40,93	32,8	5,4	18,26	1,06	0,6	0,8	0	0	0,06	0,06	0	0	Ton/Granod.
LO 16	Monzogranito	42,46	16,6	21,4	17,3	1,86	0,13	0	0	0	0,06	0	0	0	Ton/Granod.
QG 5	Granodiorita	36,86	32,4	14,26	13,4	0,06	1,6	0	0	0	0	0	1,4	0	Grand/Quim.
QG 13	Granodiorita	41,26	34,86	10,33	12,6	0,26	0	0	0	0	0,13	0	0,26	0	Grand/Quim.
QG 18	Granodiorita	26,06	37,46	19,06	12,06	0,2	1,06	0,46	0	0	0	0	3,6	0	Grand/Quim.
QG 21a	Diorita cuarzosa	20,53	34,53	0	0	0	1,06	41,53	2,33	0	0	0	0	0	Ton/Granod.
QG 21b	Granito-álcali	40	1,55	51,2	2,53	0,13	2,06	0	0	0	0	0	2,53	0	Ton/Granod.
QM 13	Monzogranito	35,93	30,66	24,66	6,26	0,33	1,93	0	0	0	0	0	0	0	Grand/Quim.
QM 23	Protomilonita	40,06	5,8	48,66	4,26	0,26	0,26	0	0	0	0,06	0	0,53	0	Grand/Quim.