

CRISTOFOLINI, EBER A
Evolucion petrologica

71114

2012

71114

8LK-1
DATE:
TIME:

21114



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

***EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y TECTÓNICA DEL
OESTE DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN
JUAN: UN ESTUDIO SOBRE LAS EVIDENCIAS
GEOLÓGICAS DE INTERACCIÓN GEODINÁMICA
ENTRE EL ARCO MAGMÁTICO FAMATINIANO Y
EL TERRENO CUYANIA***

Tesis Doctoral

Lic. Eber Ariel Cristofolini

-2012-

Director: Dr. Juan E. Otamendi
Co-Director: Dr. Roberto D. Martino

17 de diciembre de 2012.

El presente trabajo ***“EVOLUCIÓN PETROLÓGICA Y TECTÓNICA DEL OESTE DE LA SIERRA DE VALLE FÉRTIL, SAN JUAN: UN ESTUDIO SOBRE LAS EVIDENCIAS GEOLÓGICAS DE INTERACCIÓN GEODINÁMICA ENTRE EL ARCO MAGMÁTICO FAMATINIANO Y EL TERRENO CUYANIA”*** se desarrolló en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales como requerimiento para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas en la Universidad Nacional de Río Cuarto.

Doctorando

Lic. Eber A. Cristofolini

Director de Doctorado

Dr. Juan E. Otamendi.

Co-director de Doctorado

Dr. Roberto D. Martino.

Jurado del Doctorado

Dr. Lucio P. Pinotti.

Dr. Jorge E. Coniglio.

Dra. Graciela I. Vujovich.

A Paula.....

.....mi eterno amor.

A mis viejos.....

.....los guías de mi vida.

INDICE

Agradecimientos	I
Resumen	IV
TEMA I: GENERALIDADES	
CAPÍTULO 1: Generalidades	1
CAPÍTULO 2: Marco geológico regional	13
TEMA II: COMPLEJO MÁFICO VALLE FÉRTIL	
CAPÍTULO 1: Geología Local	35
CAPÍTULO 2: CMVF en la Quebrada de Otarola	39
CAPÍTULO 3: CMVF en la Quebrada de Salazar	85
CAPÍTULO 4: CMVF en la Sierra de Chávez	121
CAPÍTULO 5: CMVF en las Quebradas del Corral Grande y Usno	147
TEMA III: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
CAPÍTULO 1: Descripción de los rasgos estructurales	175
CAPÍTULO 2: Interpretación de los rasgos estructurales	213
TEMA IV: METAMORFISMO	
CAPÍTULO 1: Generalidades	237
CAPÍTULO 2: Análisis de paragénesis, química y protolito de las migmatitas	239
CAPÍTULO 3: Caracterización del M ₁	253
CAPÍTULO 4: Caracterización del M _{2ab}	278
TEMA V: GEOCRONOLOGÍA	
CAPÍTULO 1: Edad del pico metamórfico y magmatismo	292
CAPÍTULO 2: Análisis de procedencia	299
CAPÍTULO 3: Edad del M ₂ y su correlación con el evento D ₂	314

**TEMA VI: EVOLUCIÓN PETROLÓGICA-ESTRUCTURAL Y
GEODINÁMICA**

CAPÍTULO 1: Evolución petrológica y estructural del segmento occidental de la Sierra de Valle Fértil	333
CAPÍTULO 2: Evolución geodinámica regional	349
CAPÍTULO 3: Conclusiones	361

TEMA VII: BIBLIOGRAFÍA Y ANEXOS

Referencias Bibliográficas	367
Anexo I: Mapas	
Anexo II: Fichas petrográficas	
Anexo III: Tablas de conteos modales	
Anexo IV: Tablas de química mineral	
Anexo V: Tablas de U-Pb de circones	

AGRADECIMIENTOS

- En primer lugar quiero agradecer a mi país Argentina y cada integrante de esta hermosa tierra austral, por darme la posibilidad de realizar una formación académica tanto de grado como postgrado de altísima jerarquía, a través de su Educación Universitaria Pública y Gratuita, que si lugar a dudas de otro modo no hubiera sido posible.

- Al Dr. Juan E. Otamendi por ser no solo mi director y guía en el doctorado, sino también un gran amigo y un hermano mayor en la vida. Gracias Juancho por mostrarme el camino a seguir en la investigación, para forjar mis cimientos como profesional. Gracias por brindarme abierta y desinteresadamente tus conocimientos y experiencias, e inventar cada día nuevas fronteras por las que luchar, contagiándonos de un entusiasmo constante por la geología y nuestro trabajo. Además, muchas gracias por enseñarme a ser una persona comprometida y transparente en todos los ámbitos de la vida. Gracias por tu compromiso, tu confianza diaria y por la libertad que desde el primer día me otorgaste, que debido a la responsabilidad que ello conlleva, logró forjarme en todos los terrenos de la vida académica, laboral y personal.

- Al Dr. Roberto D. Martino, codirector de ésta tesis, por brindarme su entera disposición, cordialidad y entusiasmo. Gracias Roberto por todos los consejos útiles que me ofreciste, para resolver las problemáticas planteadas. Además, muchas gracias por mostrarme la pasión y perseverancia que se debe tener para lograr dilucidar las incógnitas geológicas que nuestra formación nos requiere a diario. Por último, muchas gracias por compartir esta pasión e ideología de sostener que los problemas geológicos siempre se resuelven con un buen trabajo de campo, que sin ello los datos duros que pueda uno tener son siempre ambiguos, y se sostienen sobre una cortina de humo que se disipa rápidamente y quedan sin sustento real.

- A la Dra. Graciela Vujovich, el Dr. Jorge Coniglio y el Dr. Lucio Pinotti, quienes constituyeron la Comisión de Seguimiento y Jurado de Doctorado, a todos les agradezco porque a partir de la lectura detallada y crítica de los informes anuales de avance y del manuscrito final de tesis, aportaron sugerencias atinadas y fundamentales para lograr terminar el trabajo con un sustento fundamental. Muchas gracias a todos por sus consejos desinteresados, y por ayudar a forjar mi formación con bases sólidas y perdurables.

- A la Dra. Alina Tibaldi, compañera incondicional de trabajo y amiga de la vida, quien me ayudo a desarrollar mi tesis de manera ordenada y con consejos útiles, críticos y atinados. Gracias Flaca por la paciencia, por las largas horas de charla y compañía y por hacer más fácil el desarrollo integral de mi formación doctoral. Por último, muchas gracias por compartir los

mates de las mañanas y por las largas charlas, que nos ayudan a crecer como persona y a transitar en conjunto las dificultades que se nos presentan.

-Al Lic. Ignacio Baliani, muchas gracias por compartir estos años de trabajo, por la desinteresada ayuda que me brindaste en tantas campañas de campo, como en innumerables horas del laboratorio que facilitaron e hicieron amenas y alegres cada hora de estos años de arduo trabajo. Muchas gracias por los miles de mates que compartimos a lo largo estos años, y por las charlas que enriquecen la vida y hacen que veamos las cosas con una visión más simple y sin complicaciones.

- A mis colegas y amigos Facundo Quevedo, Maximiliano Falcone, Sebastián Barrón, Sebastián Andrada y Augusto Morosini, muchas gracias a todo por haber compartido y ayudado desinteresadamente en las campañas de campo. Muchas gracias por facilitar las tareas y por brindar siempre un consejo geológico y personal simple y atinado, para dar solución a problemáticas que se presentan a diario. Muchas gracias además por las largas charlas de sobre mesa y asados compartidos, que hicieron únicas e irrepetibles cada campaña de campo.

- A todos los miembros del Departamento de Geología de la UNRC, muchas gracias, porque de alguna manera han colaborado para que este trabajo se concrete y por la excelente formación que brindan a nivel académico.

- Durante la realización de esta tesis doctoral he contado con el apoyo de Becas Tipo I y II posdoctorales del CONICET, con subvenciones económicas a través de proyecto de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Además del apoyo del Dr. Mihai Ducea del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona en Tucson, USA; Jesús de la Rosa del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva, España y George W. Bergantz del Departamento de Ciencias de la Tierra y el Espacio de la Universidad de Washington en Seattle, USA; quienes facilitaron tanto la utilización del instrumental de laboratorio como su ayuda. Sin el apoyo de estas instituciones y personas este trabajo no se habría podido concretar.

Por otra parte, quiero agradecer a todas aquellas personas ajenas a mi ámbito laboral y académico pero que son el pilar fundamental de mi vida.

- Agradezco a mis viejos Faustino y Dora, porque en cada momento de la vida están ahí para aconsejarme y guiarme, además por darme siempre un consejo o un abrazo cálido que hacen recobrar la fuerza y pelarle día a día a la vida. Asimismo, muchas gracias porque con su

ejemplo me hacen ver el camino a transitar, siempre de transparencia, justeza, esfuerzo y amor, que me hará ser cada día mejor persona.

- Agradezco a mi esposa Paula, porque es ella la que me aguanta diariamente, me ayuda a superar las dificultades acompañándome a la par y forjando juntos nuestra familia. Gracias por haber aparecido para iluminar mi vida, brindándome tu amor incondicional, y por decidir transitar la vida a mí lado.

-Agradezco a mi hermana Andrea, mi cuñado Mario y mis sobrinos Catalina y Agustín, por su confianza, calidez y por todo el cariño. Muchas gracias por estar ahí siempre y hacerme sonreír a diario.

- Agradezco a la vecindad Eugenia, Telma, Leo, Mariano, Jime, Vicki, Julian, Yami, Cele, Paula, Andrea y Mario, por todas las noches y/o día de charlas, risas e historias que generaron esta gran amistad que nos une ya hace casi una década. Muchas gracias por su apoyo incondicional, por su afecto y por algunos viajes compartidos que nos hacen remontar a las vivencias y alegrías de la niñez.

Resumen

Las sierras de Valle Fértil y La Huerta conforman un cordón serrano de 140 km de longitud por 30 km de ancho. Estas sierras tienen una morfología de bloques segmentados y elevados por la tectónica andina y están constituidas por una secuencia litológica generada durante la evolución del arco magmático Famatiniano. Dicha secuencia litológica se agrupa en cuatro unidades lito-estratigráficas ígneo-metamórficas denominadas: máfica, intermedia-transicional, silícica y metasedimentaria. La presente tesis expone las relaciones de campo, los rasgos petrológicos-estructurales y la evolución del complejo cristalino que constituye la porción central y occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan. El complejo máfico Valle Fértil está constituido por cinco asociaciones litológicas, distinguidas como: gábrica, diorítica, metasedimentaria, granítica-pegmatítica y milonítica. La asociación gábrica es la más heterogénea y está constituida por gabros hornbléndicos, gabronoritas hornbléndicas piroxénicas y gabronoritas olivínicas con capas de peridotitas hornbléndicas y dunitas. Las rocas máficas muestran una fábrica ígnea cumular y no cumular, así como también fábricas metamórficas con una total recristalización. Las rocas dioríticas varían desde pequeñas venas incluidas en gabronoritas, hasta cuerpos de longitudes kilométricas. Dentro de la asociación dioríticas hay una transición entre dioritas y tonalitas. A diferencia de las dioritas, las tonalitas carecen usualmente de ortopiroxeno y contienen abundante biotita. Las migmatitas metasedimentarias estromatíticas y diatexíticas se presentan interdigitadas con las rocas ígneas gábricas y dioríticas. Las paragénesis minerales que presentan todas las rocas metasedimentarias son características de la facies de granulitas. La edad de máxima depositación (518 Ma) obtenida de los patrones de circones detríticos, indica que los protolitos de las migmatitas de Valle Fértil fueron depositados después del Cámbrico Medio. Los cuerpos pegmatíticos se presentan intruidos tanto de forma discordante como concordante a la fábrica interna de las otras asociaciones litológicas. Las rocas de la serie milonítica se desarrollan preponderantemente en el límite occidental de la zona, conformando una extensa faja de cizalla. Del análisis estructural se distinguen tres estadios de deformación (D), todos desarrollados bajo un campo de esfuerzos compresional. El evento D₁ actuó sincrónico con el estadio magmático y el pico metamórfico registrado en las migmatitas (474 ± 4.7 Ma, U/Pb en circón); en tanto que D₂-D₃ transponen a las estructuras plutónicas y metamórficas, y se relacionan con el evento tectono-térmico que exhumó esta sección de basamento (Rb/Sr $471,66 \pm 5$ Ma; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 408.58 ± 1.64 Ma). La primera fábrica bien preservada en la asociación gábrica es una fábrica ígnea primaria manifestada por un encapado magmático (S_{0a}) y/o por bandas de flujo magmático (S_{0b}). Por el contrario, la estratificación sedimentaria original se encuentra casi completamente obliterada en las migmatitas metasedimentarias. En muchos lugares, la fábrica primaria está retrabajada o es cortada por una foliación submagmática-subsólida de alta temperatura (S₁). La foliación S₁ está asociada a bajas tasas de esfuerzo diferencial y el único cambio en la mineralogía ígnea y metamórfica primaria es el incremento de hornblenda en las rocas máficas y de biotita-sillimanita en las metasedimentitas. Esto sugiere que D₁ actuó en altas temperaturas y coetáneamente con el estadio magmático. El evento D₂ está relacionado a una alta tasa de cizallamiento. Las fábricas generadas durante D₂ están divididas en dos estadios S_{2a} y S_{2b}. En el primer estadio, D₂ genera la típica serie de rocas miloníticas, la cual varía desde protomilonitas a ultramilonitas. La fábrica S_{2b} es una

foliación milonítica que aparece en filonitas y fue generado por la deformación progresiva del estadio D_2 a condiciones de bajo grado metamórfico. La S_{2b} transpone y oblitera tanto a S_{0b} - S_1 como a S_{2a} . Tanto la fábrica S_{2a} como S_{2b} muestran una deformación de los minerales en condiciones dúctil y dúctil-frágil, y una retrogradación de las paragénesis minerales en facies de anfibolita y esquistos verdes. El análisis de la cinemática en las milonitas, las cuales desarrollan una lineación de estiramiento mineral, indican un transporte tectónico inverso con vergencia al oeste durante el período deformacional D_2 . Todas las estructuras son truncadas localmente por un clivaje de fractura (S_3). Durante el evento de deformación (D_3) el basamento cristalino se comportó como bloques frágiles y se generaron desde fracturas locales hasta fallas regionales de movimiento inverso generalizado. El análisis de la geología muestra que la región central y occidental de la Sierra de Valle Fértil está casi completamente constituida por rocas ígneas, formadas en el arco Famatiniano durante el Ordovícico Inferior. Estructuralmente se determinan dos estadios mayores. El primer estadio (D_1) fue coetáneo con el magmatismo y el pico metamórfico. El segundo estadio se ha dividido en dos eventos (D_2 y D_3), que representan una progresión de la deformación actuante desde dominios dúctiles a frágiles. Como conclusión final, se destaca como la hipótesis más plausible, que el segundo estadio tectónico está vinculado a la exhumación de la parte profunda del arco, como producto de la colisión entre el terreno Cuyania y el margen previamente activo del Gondwana Occidental.

Las Piedras

*Tanto vivir entre piedras
Yo he creído que conversaban
Voces que no sentí nunca
Pero el alma no me engaña*

*Algún "algo" han de tener
Aunque parezcan calladas
No de balde ha llenau Dios
De secretos la montaña*

*Algo se dicen las piedras
A mí no me engaña el alma
Temblor, sombra o que se que yo!
Igual que si conversaran*

*Malaya pudiera un día
Vivir así: sin palabras.*

Atahualpa Yupanqui

TEMA I

GENERALIDADES

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

I: Capítulo 1

Generalidades

I-1.1- Introducción

Investigaciones realizadas en los últimos años, y con el impulso dado por hipótesis encontradas e incompatibles (ver Dalla Salda *et al.* 1992, Thomas y Astini 1996, Aceñolaza *et al.* 2000, Lucassen y Frantz 2005, Rapela *et al.* 2007, entre otros), han demostrado que las Sierras Pampeanas se formaron en el Eopaleozoico, como resultado de la evolución del margen tectónicamente activo del continente proto-Gondwana y, con posterioridad a la desagregación del supercontinente Rodinia (síntesis en: Pankhurst y Rapela 1998, Ramos y Keppie 1999).

Una de las ideas con mayor consenso, aunque la hipótesis no es aceptada por toda la comunidad científica que entiende y estudia el tema, sostienen que un segmento del margen destructivo formado en el borde del Gondwana fue cerrado en el Ordovícico Superior (ca. 460 Ma) como consecuencia de la colisión de un terreno alóctono derivado de la corteza continental de Laurentia (Thomas y Astini 1996). Esta escuela de pensamiento proclama conocer con bastante certeza la evolución geodinámica del Gondwana occidental (ver Ramos 2004); sin embargo, debido a que existen aspectos irresueltos en esta idea es necesario para la comprensión de la evolución geológica del margen del Gondwana la realización de estudios más detallados de los orógenos que se formaron durante el Paleozoico Inferior a lo largo del borde tectónicamente activo de este supercontinente.

Teniendo en cuenta el análisis arriba desarrollado, la presente Tesis de Doctorado denominada: **“Evolución petrológica y tectónica del Oeste de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: un estudio sobre las evidencias geológicas de interacción geodinámica entre el arco magmático Famatiniano y el terreno Cuyania”**, tiene como fin alcanzar un conocimiento más acabado sobre la temática que involucra la evolución magmática-metamórfica y estructural del área de estudio, y su interrelación con la evolución regional de todo el ámbito serrano correspondiente a la sierra de Valle Fértil-La Huerta. Además, aportar nuevas evidencias para una mejor comprensión de la configuración final y evolución del margen occidental del Gondwana.

I-1.2- Objetivo

I-1.2- 1) Objetivos generales

Los objetivos generales del presente trabajo doctoral son: 1- diferenciar la evolución petrológica y tectónica que ocurrió durante el estadio de arco magmático activo de la evolución relacionada al cierre y exhumación de los niveles profundos del arco Famatiniano; 2- dilucidar los mecanismos físicos y químicos que ocurren en los niveles corticales profundos de los arcos magmáticos; y 3- contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica del arco Famatiniano y su cierre causado por la colisión del terreno compuesto Cuyania. Mientras que los dos primeros puntos contribuirán al conocimiento científico universal, el tercer objetivo general impactará en la geología regional argentina y, eventualmente, en la comprensión de formación del supercontinente Gondwana.

I-1.2- 2) Objetivos específicos

Los objetivos específicos que están involucrados en la presente tesis doctoral son:

- ◆ Realizar un mapa geológico (escala mayor a 1:50000) de una región que nunca fue cartografiada con ese detalle y, es relevante para dilucidar la evolución geológica del oeste de Argentina.

- ◆ Delimitar las unidades estratigráficas determinadas en la región siguiendo los criterios de jerarquías establecidos por el Código Argentino de Estratigrafía (CADE 1992). Se distinguirán y describirán: Complejo lito-estratigráfico, Asociación litológica y Tipo litológico.

- ◆ Describir las relaciones de campo y distribución areal de las distintas unidades estratigráficas.

- ◆ Caracterizar y clasificar las distintas variedades litológicas presentes por sus rasgos petrológicos. Se pondrá énfasis en determinar la asociación de minerales (esenciales, accesorios, secundarios, paragenéticos, etc.) que ocurren en cada variedad litológica.

- ◆ Investigar la evolución petrológica de rocas ígneas y metamórficas.

◆ Reconocer la historia P-T-t (presión-temperatura-tiempo), esto sobre la base de la evolución P-T-X y las observaciones de fábricas metamórficas y microfábricas deformacionales.

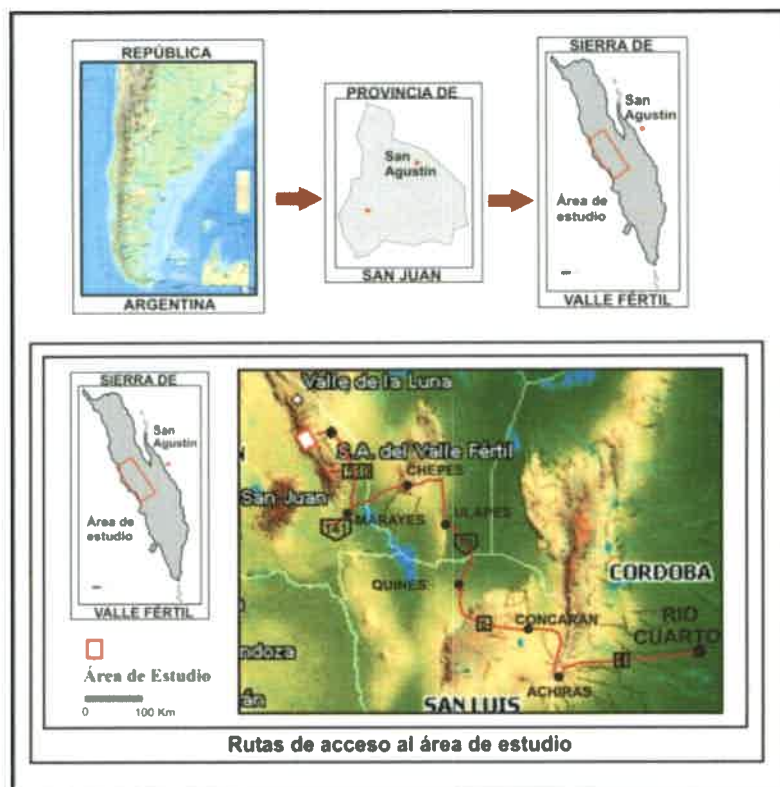
◆ Releva los elementos estructurales generales y analizar la evolución tectónica.

◆ Analizar la compleja historia deformacional del orógeno y su evolución tectónica en el marco geodinámico regional.

I-1.3- Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector centro-occidental de la Sierra de Valle Fértil-La Huerta, inmersa en la provincia de San Juan. Más precisamente, enmarcada entre los 67°47' y 67°35' de longitud oeste y 30°36'20'' y 30°47'51'' de latitud sur, a unos 23 km de la localidad de San Agustín de Valle Fértil.

La localidad de San Agustín de Valle Fértil se halla en el kilómetro 255 de la ruta provincial N° 510, que une las poblaciones de Marayes (San Juan) y Villa Unión (La Rioja). Para acceder a la misma es necesario transitar unos 100 Km por la ruta Nacional N° 141, desde la localidad de Chepes (La Rioja) hasta Marayes (San Juan), y de allí se desvía hacia el



norte por la ruta provincial N° 510, recorriendo 116 Km hasta llegar a San Agustín (Fig. I-1.1-I). Al área de estudio se accede por huellas mineras consolidadas, recorriendo unos 23 Km desde San Agustín hacia el sur-oeste, llegando así al límite más oriental de la zona (Fig. I-1.1-I).

Figura I-1.1-I: Ubicación geográfica del área de estudio y vías de acceso.

I-1.4- Materiales y metodología

I-1.4- 1) Materiales

♣ **Material de gabinete:** Antecedentes locales, regionales y bibliografía adecuada a la temática a tratar (publicaciones, libros y trabajos finales de grado y postgrado de temáticas afines). La carta geológica-económica: Hoja 19e, Valle Fértil Provincias de San Juan y La Rioja (Mirre 1976), a escala 1:200.000 y la carta geológica-económica: Hoja 3169-II, San José de Jáchal, Provincias de San Juan y La Rioja (Furque *et al.* 1999), a escala 1:250.000. Fotografías aéreas a escala 1:20.000. Imágenes satelitales Aster, Radar y CBERS en soporte digital de la Sierra de Valle Fértil a escala 1:100.000. Estereoscopio de espejo, de bolsillo y software específicos.

♣ **Material de campo:** Lupa de mano, cinta métrica, piqueta, masa, cortafrío, brújula geológica tipo Brunton, brújula estructural, GPS, cámara fotográfica digital, teodolito, libreta de campo y cartografía preliminar.

♣ **Material de laboratorio y gabinete final:** El trabajo en laboratorio y gabinete involucró las siguientes tareas:

- Realización de secciones delgadas pulidas en el laboratorio de petrografía equipado con sierras de diamante para macrosecciones y microsecciones (Discoplan TS, Struers).
- Análisis petrográfico usando microscópicos de luz polarizada y reflejada, contador de puntos y cámara fotográfica digital.
- Separación de minerales con separador magnético isodinámico Frantz modelo L1.
- Triturado, cuarteo y molienda de roca con trituradora de mandíbulas y molino Fritsch con tazas de carbono-tungsteno y ágata.
- Tratamiento de datos en oficina, análisis de imágenes de satélite, diseño de mapas, preparación de informes y publicaciones afines.
- Los análisis químicos de minerales se realizaron con microsonda electrónica en la Universidad de Huelva, España.
- El concentrados de circones se realizó en la Universidad Nacional de Río Cuarto, siendo estos la materia prima para las mediciones geocronológicas mediante el método

de U-Th-Pb realizadas en el Department of Geosciences de la Universidad de Arizona, más precisamente en el Arizona LaserChron Center.

I-1.4- 2) Metodología

El desarrollo del presente trabajo de tesis doctoral se lleva a cabo en cuatro etapas, las cuales serán detalladas a continuación:

♦ **Etapa 1 “Gabinete inicial”**: En una primera etapa se realizó la búsqueda y recopilación de antecedentes bibliográficos locales y regionales, además de bibliografía adecuada de temáticas específicas para ajustar las metodologías de relevamiento geológico-estructural, estudios petrológicos, presentación y análisis de datos químicos de minerales y métodos de geotermobarometría. Posteriormente y a través de la lectura, interpretación y síntesis de los mismos, se realizó una caracterización geológica inicial del sitio en estudio y el entorno regional en el cual se haya inmerso.

Como base bibliográfica se disponen, entre otros, de los siguientes antecedentes: Bodenbender (1911), Minera T.E.A. (1967), Mirré (1976), Marín y Ramos (1988), Furque *et al.* (1999), Ramos y Vujovich (2000). En estos trabajos se presenta la cartografía geológica de base para iniciar cualquier proyecto en la región de la Sierra de Valle Fértil. A partir del análisis de cartas topográficas, imágenes de satélite y fotografías aéreas, se confeccionó un mapa base inicial, el cual valió de apoyo para diseñar la sistemática del relevamiento en terreno. Dicha cartografía de base fue utilizada también, para la confección del mapa petro-estructural final y las secciones geológicas de detalle.

♦ **Etapa 2 “Campo”**: Esta etapa estuvo sustentada en la cartografía geológica preliminar y debido a la complejidad de acceso a los puntos de muestreo, la estrategia más efectiva utilizada fue atravesar la sierra en perfiles E-O aprovechando las quebradas mayores. Para ello se utilizó las secciones correspondientes a: a) sector sur: Sierra de Chávez - Cuesta de Chávez – Quebrada de Salazar, b) sector central: partiendo desde Las Juntas - Quebradas de Otarola – cuesta de Otarola – Quebrada del Corral Grande, y c) sector norte: Quebrada de Usno. Además, se realizaron relevamientos y controles de

límites de unidades mediante el recorrido de quebradas secundarias. Durante el relevamiento de campo se cubrieron los siguientes aspectos: 1- delimitar las unidades estratigráficas (complejo lito-estratigráfico, asociación litológica, tipo litológico; CADE 1992), 2- describir las relaciones de campo y la distribución areal de unidades, 3- tomar datos petrológicos y recolectar sistemáticamente muestras representativas de rocas, 5- relevar los elementos estructurales siguiendo los criterios convencionales (Mc Clay 1987, Ramsay 1967, Hoobs *et al.* 1981, Passchier y Trouw 1996). Por último, se debe aclarar que esta etapa fue repetida en 15 campañas dada la complejidad de la región, culminando con el mapeo total de la zona desarrollando alrededor de 200 días de labores de campo.

♦ **Etapa 3 “Laboratorio”**: Luego de cada una de las campañas se procedió al análisis de las muestras recolectadas, y de los datos petro-estructurales relevados. Aquí se analizaron parámetros composicionales, texturales y estructurales por medio de la descripción e interpretación de los mismos, tanto a escala macroscópica (muestra de mano) como a escala microscópica, siguiendo los conceptos encontrados en: Bard (1986), Castro Dorado (1989), Llano *et al.* (1988) y Kretz (1983). Para tal fin se confeccionaron 300 secciones delgadas. Posteriormente y en base a sus características petrográficas, a las fábricas y a los diferentes conteos modales, fueron clasificadas y fichadas todas las litologías relevadas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Le Maitre 1989). Cabe destacar que el análisis detallado de cada una de ellas, se realizó basándose en metodologías específicas y adecuadas para el tratamiento tanto de las rocas metamórficas como de las de origen ígneo. A continuación se detallan los procedimientos realizados para cada tipo litológico:

-Petrología de rocas metamórficas derivadas de rocas sedimentarias

La sistemática de las etapas de investigación en rocas metamórficas derivadas de todos los protolitos más comunes es tratada de manera general y profunda por Spear (1993), por lo que en este estudio se siguió una metodología de trabajo considerando al trabajo de Spear como guía. Inicialmente se realizó el análisis petrográfico de las rocas metamórficas, permitiendo definir mineralogía, texturas de reacción y las paragénesis mineral en equilibrio (o en tendencia hacia el equilibrio) de cada variedad litológica,

clasificando preliminarmente a las rocas. Con posterioridad se realizaron análisis de química mineral, que fueron usados para deducir si las fases minerales crecieron durante una evolución progradante (incremento de T) o retrogradante, bajo efectos de soterramiento (incremento de P) o descompresión o en régimen isobárico. Además, la química mineral fue fundamental para determinar las condiciones físico-químicas de la evolución petrológica de las rocas. Por último, también se desarrollaron análisis químicos de roca total, cuyos datos se utilizaron para: 1- determinar si las rocas conservan la química del protolito, o son residuos, o están enriquecidas en fundidos; 2- realizar proyecciones de composición de minerales y la correspondiente roca total, en sistemas simples (AFM, AKF, NCFMAS), para confirmar lo deducido en el análisis petrográfico, y así definir los cambios paragenéticos. Por último, es de destacar que toda la información de petrología metamórfica, fue integrada a los resultados de geología estructural para dilucidar la historia evolutiva en términos de la edad relativa, de fases de deformación y eventos metamórficos asociados.

-Petrología y geoquímica de rocas ígneas

Apoyándose en toda la información relevada en el campo, que es básica e imprescindible, la investigación petrológica de estas rocas incluyó datos de: petrografía (análisis modal), química mineral y geoquímica de roca total por elementos mayoritarios y traza. Los métodos de tratamiento de estos datos se basan en los fundamentos y procedimientos de los estudios petrográficos de Selley (1993), y la clasificación de las rocas e interpretación geoquímica en los trabajos de Wilson (1989), Rollinson (1993) y Le Maitre (1989).

-Geocronología

El desarrollo de este trabajo requirió determinar la edad de cristalización de rocas metamórficas (ya sea derivadas de protolitos ígneos y/o sedimentarios), además se concentraron circones en tres muestras derivadas rocas sedimentarias para estudiar una población de 100 circones a fin de establecer la proveniencia de los sedimentos. Esta información se obtuvo mediante la separación de muestras representativas, seleccionadas utilizando todos los criterios disponibles (relaciones de campo, petrografía, geoquímica, química mineral).

La composición isotópica U, Th y Pb de los circones fue medida en la Universidad de Arizona (EE.UU.) mediante ablación láser y espectrometría de masas acoplada a un multicolector de iones LAM-MC-ICP-MS. La edad de herencia se determinó en circones (c. 50-100 granos) seleccionados, previamente montados con resina epoxi, pulidos y estudiados en imágenes CL. En general se realizaron unos 100 análisis por muestra. Cada punto analizado se logra por impacto puntual, usando un láser con diámetro de 35 micrones. La configuración del multi-colector permite la determinación simultánea de ^{204}Pb en un colector secundario, y ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U medidos en un detector de Faraday. No obstante, las edades se reportan sobre la base de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dado que el error de las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ es significativamente más grande. De manera convencional, las relaciones se proyectarían en diagramas junto con la curva de concordia del sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (ver Faure 1986). La edad final calculada está soportada en la media ponderada del cluster de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. El error total que incluye la propagación de la incertidumbre analítica en minerales (circones puros) usados como estándar para chequear el fraccionamiento isotópico (error de calibración) y la dispersión encontrada en cada grano, está típicamente en el orden del 2% (a nivel de 2σ , ver <http://www.geo.arizona.edu/alc>). Por otra parte, usando las edades heredadas en circones detríticos se desarrolló un análisis geocronológico, con la finalidad de determinar y comparar edades máximas de sedimentación y áreas de procedencia de los protolitos de las metasedimentitas. Este estudio permitió establecer las edades de los diferentes circones contenidos en la muestra, ya que al medir un promedio de 100 circones por muestra fue posible identificar de manera estadística las diferentes poblaciones y con ello los posibles complejos cratónicos o bloques tectono-magmáticos de procedencia. Del mismo modo, tomando como base la población más joven reconocible sobre las gráficas de probabilidad relativa que fueron confeccionadas, se estableció una edad máxima de sedimentación para el protolito de las metasedimentitas de Valle Fértil. Esta metodología sirvió para ajustar con mayor precisión la reconstrucción paleogeográfica del Gondwana Occidental a la latitud del área de tesis, aportando nuevas observaciones al conocimiento y reconstrucción del mencionado supercontinente (ver Collo *et al.* 2009).

Cabe destacar, que la edad de cristalización de las rocas ígneas afines a la zona, no fue realizada esencialmente el trabajo, aunque fueron tomados para dilucidar su temporalidad los datos geocronológicos obtenidos por Ducea *et al.* (2010), Gallien *et al.* (2010), entre otros, para la zona. A partir de estos y en conjunción con las edades metamórficas y de proveniencia aquí logradas, se acotó temporalmente al conjunto de eventos geológicos que dieron origen a las rocas del área en estudio.

-Análisis estructural

La tarea del análisis estructural comprendió: luego de realizado el relevamiento de datos estructurales mesoscópicos, dilucidación e interpretación de las estructuras macroscópicas más importantes reconocidas en el campo, se desarrolló un análisis cuantitativo y cualitativo de todas las estructuras relevadas. Para ello se siguieron las metodologías estructurales clásicas para terrenos de alto grado (Passchier y Trouw 1996 y bibliografía citada allí) y para estudios en la deformación de rocas máficas y ultramáficas (Nicolas 1989). Por último, para el análisis de estructuras observables en microscopio se usó las técnicas microtectónicas estándares para el análisis de terrenos de bajo y mediano grado metamórfico (Turner y Weiss 1963, Hanmer y Passchier 1991, Passchier y Trouw 1996, entre otros). Por otra parte, se estudiaron en detalle todas aquellas secciones petrográficas orientadas con el fin de dilucidar la cinemática de los movimientos que en ella se observan (Passchier y Trouw 1996), determinando junto a lo observado en campo los movimientos tectónicos y el conjunto de campos de esfuerzos que actuaron durante la generación de las litologías o afectaron a las mismas en un tiempo póstumo a su origen. Finalmente, los resultados específicos de la geología estructural fueron integrados a la petrología con el objeto de: a) evaluar el régimen de deformación que asiste o dificulta la transferencia de magmas a través de la corteza continental, asimismo se investigó la interdependencia entre la evolución petrológica y la respuesta reológica de las secuencias litológicas; b) estudiar los cambios en los patrones reológicos en secciones corticales intruidas por volúmenes de magmas máficos juveniles que subordinan la proporción de rocas metasedimentarias; y c) dilucidar la respuesta cinemática y la relación espacial entre zonas de cizallas (con alta y baja tasa de deformación) y la dinámica de emplazamiento de los magmas.

♦ **Etapa 4 “Gabinete final”**: En esta etapa final se analizaron todos los datos obtenidos en las etapas preliminares, procesándolos para elaborar en base a ellos y a datos adjuntos de antecedentes regionales, conclusiones sobre todos el conjunto de procesos y fenómenos geológicos, reológicos y tectónicos acontecidos en el área, que dieron origen a las características actuales de la misma. Sumado a esto, se definió los diferentes eventos de deformación (D) e ígneo-metamórficos (I-M) actuantes, sus características y su relación con los ciclos orogénicos.

Además, se confeccionó el mapa geológico general definitivo y mapas detallados de cada sección relevada, en los cuales quedaron sintetizadas y representadas todas las características locales que definen la geología del lugar. También fueron elaborados esquemas y perfiles geológicos para representar con mayor definición la geología local de la Sierra de Valle Fértil. Por último, se generó el informe final de la tesis doctoral, en el cual se desglosaron todas las descripciones petrológicas geoquímicas y estructurales, así como también las nuevas hipótesis e interpretaciones realizadas, proponiéndose una evolución geológica del área estudiada y su implicancia en el ámbito regional de la sierra de Valle Fértil-La Huerta y en la configuración final del borde occidental del Gondwana.

I-1.5- Estratigrafía del basamento ordovícico-silúrico del sector centro occidental de la Sierra de Valle Fértil, San Juan.

Teniendo en cuenta los objetivos especificados en el apartado I-1.2 del presente capítulo, es necesario establecer que todas las investigaciones y análisis que se exponen en el trabajo, están restringidas al ámbito que comprende el basamento cristalino que conforman la sección centro-occidental de la Sierra de Valle Fértil. Sin embargo, los valles intermontanos que flaquean el área de trabajo presenta una columna estratigráfica, que además del basamento cristalino del Paleozoico Inferior, está constituida por estratos sedimentarios del Carbonífero, Triásico, Terciario Superior y Cuaternario (Mirre 1976). Asimismo, hacia el sur del área de trabajo el basamento cristalino incluye rocas ígneas y metamórficas de edad neoproterozoica (Baldo *et al.* 2001).

Debido a las características geológicas del área de estudio, para definir y categorizar las unidades litoestratigráficas se utilizó las jerarquías propuestas por el

Código Argentino de Estratigrafía (CANE 1992, Fry 1984). En función de esto, en este estudio se usaron cuatro jerarquías definidas desde lo general a lo específico como:

-Complejo: se utilizó esta jerarquía para definir una unidad constituida por diversos tipos litológicos dispuestos irregularmente y caracterizada por una estructura complicada (Art. 32, CANE 1992). A la denominación de esta categoría se le adiciona un topónimo más un adjetivo litológico (Art. 34.6, CANE 1992).

-Unidad: comprende un conjunto de asociaciones litológicas, que ocurren en relación de continuidad y con una regularidad espacial en campo (Fry 1984). A la denominación de esta categoría se le adiciona un topónimo.

-Asociación: involucra un conjunto de tipos litológicos o tipos de rocas que ocurren en relación de regularidad espacial en campo (Fry 1984). A la denominación se le adiciona un adjetivo litológico (Art. 34.6, CANE 1992).

-Tipo litológico o tipo de roca: se define esta categoría utilizando las propiedades de las rocas, basados en su constitución mineralógica, patrón textural, fábrica y características distintivas dilucidadas en campo, en muestra de mano y al microscopio (Fry 1984).

En base a lo mencionado en los párrafos anteriores, a continuación se enuncian las jerarquías litoestratigráficas definidas para el área de estudio:

Complejo Máfico Valle Fértil

Unidad Máfica

Asociación gábrica

Gabro hornbléndico

Gabronorita hornbléndica piroxénica

Gabronorita olivínica

Dunita

Peridotita

Migmatita máfica

Asociación diorítica

Diorita

Tonalita

Asociación metasedimentaria

Migmatita estromatítica

Migmatita diatexítica

Monzo y leucogranito anatético

Asociación granítica-pegmatítica

Monzogranito

Pegmatita clase muscovítica

Pegmatita clase elementos raros (LCT)

Asociación milonítica

Protomilonita-milonita de diorita/gabro

Protomilonita-milonita de migmatita metasedimentaria

Ultramilonita de diorita y de migmatita metasedimentaria

Filonita de migmatita metasedimentaria

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

I: Capítulo 2

Marco Geológico Regional

I-2.1- La sierra de Valle Fértil - La Huerta en el ámbito de la “Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas”

-Generalidades y correlación estratigráfica

El cordón serrano de Valle Fértil - La Huerta forma parte de una unidad orográfica mayor, que se extiende con rumbo submeridiano por más de 500 Km de largo y 250 Km de ancho, a la que se denomina Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas. Dicha unidad morfoestructural se encuentra ubicada entre los 26° y los 33° 30' de latitud sur y los 64° a 68° de longitud oeste. Está caracterizada por un conjunto de cordones montañosos rodeados de amplias planicies mesetiformes que conforman extensos valles longitudinales, de modo tal que esta particularidad es la precursora de su denominación (Stelzner 1985, en Miro 1999). Dichas serranías están relacionadas como bloques fallados limitados por extensas fracturas corticales de alto ángulo, que impartieron en ellas un basculamiento hacia el este. De esta manera se desarrolla la particular morfología asimétrica que caracteriza a dichas unidades orográficas, con típicas laderas orientales tendidas y occidentales escarpadas (Gonzales Bonorino 1950, en Miro 1999).

Las primeras delineaciones de las mismas fueron realizadas por el trabajo pionero de Stelzner (1875), seguidas por trabajos complementarios de Bodenbender (1895), Rasmuss (1916) y Beder (1916) (ver Miró 1999), quienes describieron un basamento cristalino plutónico-metamórfico de edad precámbrica-eopaleozoica, parcialmente cubiertos por sedimentitas del Neopaleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Dicho basamento según las interpretaciones de Dalla Salda (1987) constituye un segmento de una faja de movilidad ensiálica, siendo esta propuesta capitulada por Ramos (1988), quien lo adjudica a la conformación de terrenos desarrollados y acreciónados al margen occidental del cratón del Río de la Plata.

Con los avances en los estudios detallados de dicha región orográfica, la configuración de la misma ha sufrido sustanciales y complejas subdivisiones. En primera instancia Caminos (1973, 1979), las representa dentro de lo que él denomina

como las Sierras Pampeanas Noroccidentales, las que en base a su lito-estratigráfica quedan subdivididas en dos Fajas: Oriental y Occidental (Fig. I-2.1-I). Con posterioridad Toselli *et al.* (1992, 1997) incorporan a la propuesta de Caminos (1979), la división de dos regiones con características litológicas contrastantes, dando lugar a una zona con metamorfismo de presiones medias o Cinturón Metamórfico Occidental y otra de presiones bajas o Cinturón Metamórfico Centro-oriental en donde se incluyen las grandes masas batolíticas.

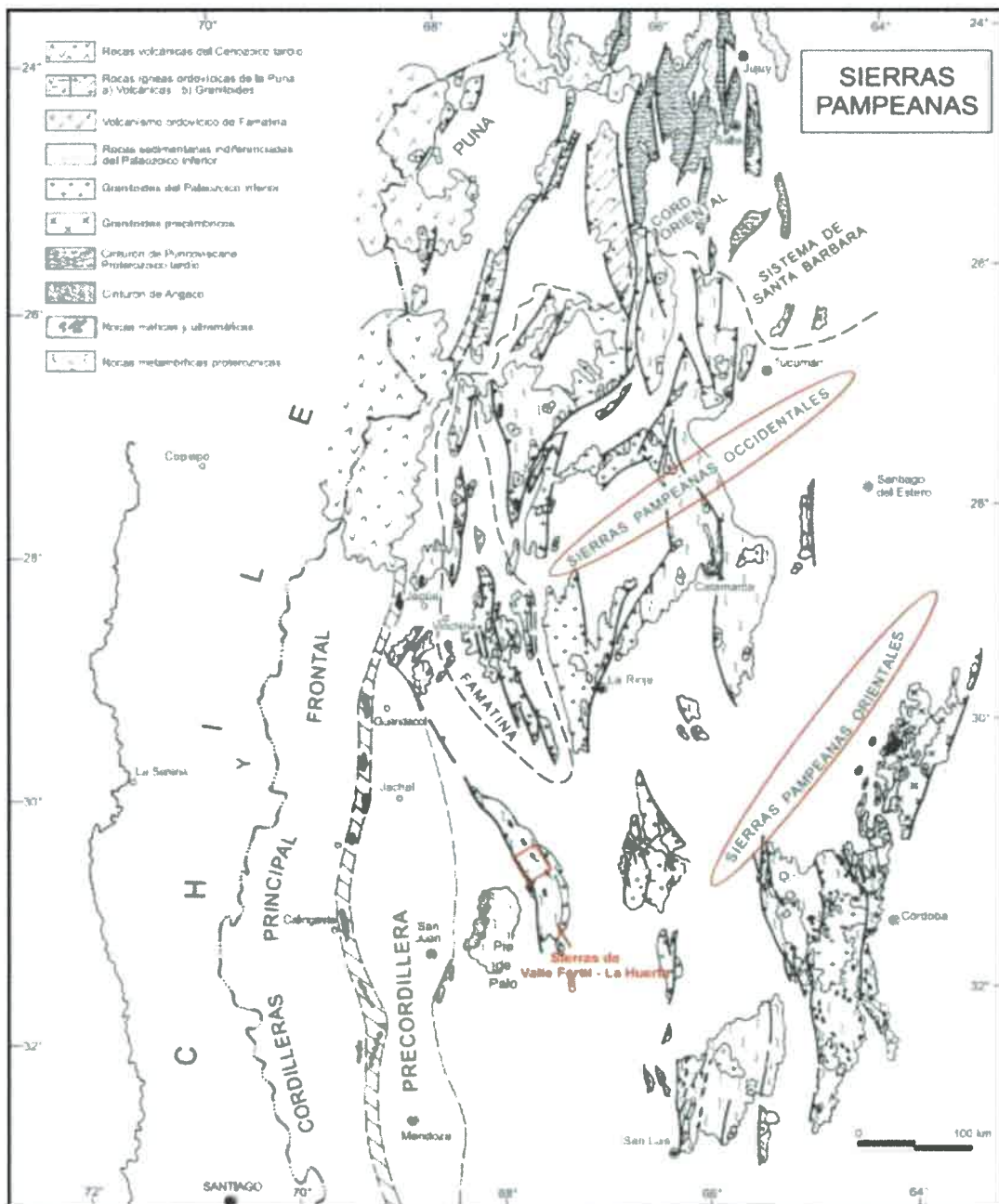


Fig. I-2.1-I: Provincia geológica de las Sierras Pampeanas.



Figura I-2.1-I: Unidades orográficas que componen la provincia geológica de las Sierras Pampeanas de Stelzner (1985). Se destacan las principales unidades litológicas y las subdivisiones de Caminos (1979) y Ramos (1999). Además, se señala con un recuadro rojo la zona que comprende el presente trabajo, dentro del cordón serrano de Valle Fértil – La Huerta. Tomado y modificado de Ramos (1999) en Caminos (1999).

Debido a esta compleja caracterización Ramos (1999) propone su división en dos provincias geológicas *s.s.*: la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Orientales (sierras de Córdoba en su totalidad y segmento oriental de las Sierras de San Luis) y la provincia de las Sierras Pampeanas Occidentales (sierras de Tucumán, Catamarca, La Rioja y el segmento occidental de las Sierras de San Luis; ver Fig. I-2.1-II) cuyo límite se presenta en la denominada falla de Valle Fértil. Cabe aclarar, que en estudios llevados a cabo en los últimos años (Viñao 2007, Otamendi *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2009, Ducea *et al.* 2009), la posición y caracterización de dicho límite, tal como fuera planteado por Caminos (1979) y Ramos (1999), ha sido modificada. Estos estudios han demostrado que dicho límite a las latitudes de Valle Fértil, no indica un cambio geológico rotundo en las litologías circundantes, sino que por el contrario, existe un pasaje transicional entre unidades ígneas máficas e intermedias (gábricas-dioríticas-tonalíticas) ubicadas al oeste de la falla y unidades silíceas (granodioríticas) al este de la misma. Esto es afirmado con certeza por la similitud temporal y la vinculación genética entre las unidades ígneas mencionadas (485-470 Ma, Ducea *et al.* 2010, Otamendi *et al.* 2009), confirmando la ausencia en dicha región de un límite geológico de escala regional. Por el contrario el único límite geológico que podría correlacionarse con la división entre dichas provincias geológicas, según estudios realizados por Giménez *et al.* (2000) e Introcaso *et al.* (2004) está ubicado en el Valle del Bermejo al oeste de la sierra de Valle Fértil (Fig. I-2.1-II).

Finalmente y luego de mancomunar las propuestas emitidas para la caracterización de las Sierras Pampeanas, Miró (1999) define tres grandes unidades: 1- *Las Sierras Pampeanas s.s.* (Sierra de Aconquija, Ancasti, Ambato, Guasayan, Ambargasta, Sumampa, Sierras Norte de Córdoba, Grandes, Chicas, Sierra de Comechingones, el sector oriental de la Sierra de San Luis y el valle de Conlara), que corresponde al sector norte de la faja oriental de Caminos (1979) y Sierras Pampeanas Orientales de Ramos (1999); 2- *Las Sierras Famatinianas* (Serranías orientales en Catamarca, San Juan, Tucumán, La Rioja y San Luis), corresponde a la faja oriental de Caminos (1979) y a las Sierras Pampeanas Orientales de Ramos (1999); y 3- *Las Sierras*

Pampeanas Occidentales (Sierras Occidentales de Catamarca, La Rioja, San Juan (Pie de Palo-Valle Fértil-La Huerta) y Mendoza (cerrito Salinas)), que se relaciona a la Faja occidental de Caminos (1979) y sectores de las Sierras Pampeanas Occidentales de Ramos (1999).

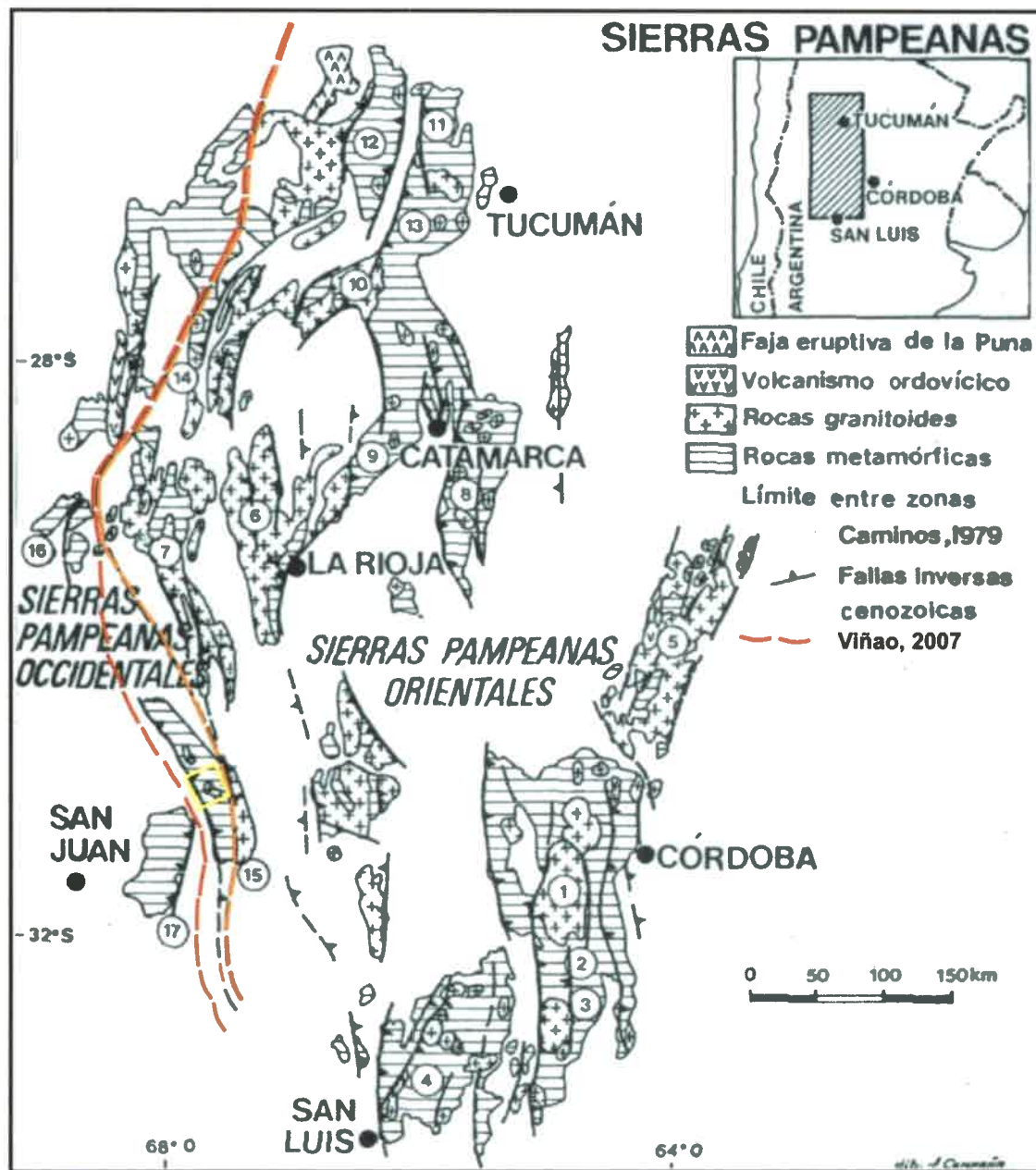


Fig. I-2.1-II: Provincia geológica de las Sierras Pampeanas.

Figura I-2.1-II: Unidades orográficas que componen las Sierras Pampeanas Noroocidentales de Caminos (1979). Se destacan las subdivisiones iniciales de Caminos (1979) y Ramos (1999) y la modificación en el límite a la latitud de Valle Fértil de Giménez *et al.* (2000), Introcaso *et al.* (2004) y Viñao (2007). También se indica con un recuadro amarillo la zona que comprende el presente trabajo. 1- Batolito de Achala, 2- Sierras de Córdoba, 3- Batolito de Alpa Corral, 4- Sierras de San Luis, batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, 5- Sierras del Norte de Córdoba, 6- Sierra de Velazco, 7- Sistema de Famatina, 8- Sierras de Ancasti, 9- Sierra de Ambato, 10- Batolito de Capillitas, 11- Cumbres Calchaquíes, 12- Sierra de Quilmes, 13- Sierra de Aconquija, 14- Sierra de Fiambalá, 15- Sierra de Valle Fértil-La Huerta, 16- Sierra de Cumichango, 17- Sierra de Pie de Palo. Tomado y modificado de Miró (1999) en Caminos (1999).

Del análisis realizado en los párrafos anteriores y basados en los importantes aportes al conocimiento y evolución de las Sierra Pampeanas de Valle Fértil - La Huerta, que han sido presentados en la últimos veinte años (ver Castro de Machuca 1990, Vujovich *et al.* 1994, Castro de Machuca *et al.* 1996, Ramos 2004, Castro de Machuca *et al.* 2007, Otamendi *et al.* 2008, Martino *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2009, Tibaldi *et al.* 2009, Ducea *et al.* 2010, Cristofolini *et al.* 2010, Gallien *et al.* 2010, Martino *et al.* 2011, Tibaldi *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2012, entre otros), se puede llegar a tres importantes afirmaciones: 1- las serranías de Valle Fértil - La Huerta forman parte de la unidad morfoestructural de las Sierra Pampeanas según la definición estricta de Stelzner (1875); 2- las mismas por sus características lito-estratigráficas pueden ser agrupadas dentro de las Sierras Famatinianas de Miró (1999); y 3- dada su compleja evolución y su vinculación a los ciclos orogénicos que afectaron al Gondwana Occidental, están dentro del denominado Cinturón Magmático Famatiniano (Fig. I-2.1-III), cuyo desarrollo es afín a la unidad geotectónica definida por Aceñolaza y Toselli (1976) como Ciclo Orogrénico Famatiniano.

-Ciclos Orogrénicos

Dada la marcada importancia que presentan los ciclos orogénicos en la evolución no solo del área en análisis, tal como fuera plasmado en la tercera conclusión esbozada en el párrafo anterior, sino de todo el conjunto que involucra a las Sierras Pampeanas; amerita realizar una reseña de los mismos, sus productos y las características más sobresalientes de estos. En este punto hay que realizar una aclaración sobre la concepción que se toma de ciclo orogénico, la cual es utilizada en este trabajo. Aquí se toma con esa denominación, a la conjunción temporal y espacial de procesos geológicos (magmatismo, metamorfismo, sedimentación, deformación) que involucran, desde la definición más simplista, la evolución geodinámica de un territorio.

De esta forma, los ciclos orogénicos que se detallan en los párrafos siguientes, se basan en la propuesta inicial realizada por Turner y Méndez (1975) y se toman las modificaciones y ajustes de trabajos subsiguientes.

En las Sierras Pampeanas *s.strictu* se distinguen dos ciclos orogénicos trascendentales (Stipanovic y Rodrigo 1970 a, Almeida 1971, Turner y Méndez 1975, Aceñolaza y Toselli 1976, Salfity *et al.* 1984 a, Ramos *et al.* 1986, Ramos 1988, Brito Neves y Cordani 1991, Benedetto y Astini 1993, Astini *et al.* 1996, Stuart y Smith *et al.* 1996, Dalla Salda *et al.* 1998, Rapela *et al.* 1998, Fantini *et al.* 1998, Ramos 1999) denominados: *Ciclo Pampeano* (800-530 Ma) y *Ciclo Famatiniano* (495-385 Ma).

El ciclo Pampeano se puede dilucidar en dos secciones estratigráficas: a) tramo oriental de las Sierras Pampeanas y b) la Formación Puncoviscana en el noroeste Argentino.

a) En esta sección el ciclo orogénico Pampeano se vincula con la génesis de los complejos ígneos-metamórficos polideformados, agrupados en dominios litológicos-estructurales los cuales están separados por zonas de cizallas y rocas máficas-ultramáficas. Estos están divididos en un Dominio Norte, expuesto en la sierra Norte de Córdoba extendido hasta Santiago del Estero y parte de Tucumán como parte de las sierras de Ambargasta y Sumampa; y en un Dominio Sur ligado al ámbito de Sierras Chicas y Grandes de Córdoba (Martino *et al.* 1993 a, Kraemer *et al.* 1995, Rapela *et al.* 1998, Fantini *et al.* 1998, Martino y Guerreschi 2006, Ramos *et al.* 2010). El “Dominio Norte”, está conformado por granitoides calcolcalinos tipo I (batolito de Sierra Norte-Ambargasta; Bonalumi 1988, Lira *et al.* 1997, Schwartz *et al.* 2008), asociados a rocas hipabisales ácidas, lamprofiricas y volcánicas riolíticas porfíricas, intruidas en cajas metamórficas de medio a alto grado. Su génesis se vincula al desarrollo de un arco magmático del final de ciclo Pampeano, (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior; ver Rapela *et al.* 1991, Leal *et al.* 2003). El Dominio Sur, está dominado por un basamento migmático polideformado del Cámbrico Inferior (Macizo San Carlos - Grupo Yacanto), imbricado por fajas de cizalla (ordovícicas a devónicas) e intruído por granitoides (Bonalumi 1988, Kraemer *et al.* 1995, Baldo *et al.* 1996, Martino 2003, Simpson *et al.* 2003, Demartis *et al.* 2011).

En base a los numerosos estudios, se han planteado muchas hipótesis asociadas a la evolución de estas zonas y por ende a la naturaleza geodinámica del ciclo orogénico

Pampeano, temporalmente prolongado entre el Proterozoico Superior y el Cámbrico Inferior (Ramos 1999, Ramos *et al.* 2010). Como conjunción de estas hipótesis, se puede relacionar a dicho ciclo orogénico con la transformación de los depósitos asociados a una cuenca de margen pasivo, vinculado a: -la acreción y colisión de terrenos alóctonos sobre el margen occidental del cratón del Río de la Plata (Ramos 1995, Kraemer *et al.* 1995, Demange *et al.* 1993, Escayola *et al.* 1996, Rapela *et al.* 1998, Ramos *et al.* 2010); -al desarrollo de un arco magmático, representado en sierra Norte y ligado a un prisma de acreción (Lira *et al.* 1997, Rapela *et al.* 1998, Northrup *et al.* 1998, Gromet *et al.* 2001, Otamendi *et al.* 2004, Schwartz *et al.* 2008); o -al desarrollo de un orógeno de tipo *pull-push*, con ciclos de eventos contraccionales y extensionales producidos por subducción de una dorsal (Simpson *et al.* 2003, Gromet *et al.* 2005, Martino y Guerreschi 2006, Martino *et al.* 2009).

b) En el noroeste Argentino, el ciclo orogénico se relaciona durante el Proterozoico Superior y el Cámbrico Inferior (800 a 530 Ma) con la depositación, plegamiento y metamorfismo de bajo y muy bajo grado, de la espesa secuencia turbidítica que conforma la Formación Puncoviscana (Omarini 1983, Acenolaza y Toselli 1981, Aceñolaza *et al.* 1999, Mangano y Buatois 2004, Omarini *et al.* 2008). Asimismo, otra de las evidencias de este ciclo se asocia a la discordancia angular y erosiva (Tilcárica) que separa a dichas secuencias marinas, depositadas durante el inicio del ciclo e intruídas por los batolitos Santa Victoria y La Quesera, de las secuencias cámbricas (Ramos 1999, Ramos *et al.* 2010).

Al igual que para el caso descrito en la sección (a), aquí la génesis del ciclo orogénico Pampeano, la interpretación del ambiente tectónico y la evolución de esta zona, es todavía controversial y se han plasmado numerosas ideas muy contrapuestas. A modo de síntesis se pueden delinear para la depositación, deformación y metamorfismo de la formación Puncoviscana, ligado al ciclo orogénico Pampeano, tres hipótesis: -que estos depósitos se originaron en un sistema de *rift*, con generación de corteza oceánica y activación final de una zona de subducción (Omarini y Sureda 1993); -que se asocian a la evolución de una clásica cuenca intracratónica o de margen pasivo (Jezek *et al.* 1985); o -se relacionan a una cuenca de antepaís depositada como en el borde occidental del terreno de Pampia amalgamado al cratón del Río de La Plata (Kraemer *et al.* 1995, Keppie y Bahlburg 1999), en donde la fase deformacional-metamórfica es consecuencia

de la posterior colisión entre el terreno de Arequipa-Antofalla y el protomargen (Pampia-Cratón Río de la Plata). Dicho proceso se iniciaría con el desarrollo del arco magmático Tilcárico (granitoides La Quesera y Santa Victoria) para el Cámbrico Inferior (550-530 Ma), asociado a subducción de corteza oceánica (Ramos y Basei 1997 b, Omarini *et al.* 1999 a Ramos *et al.* 2010).

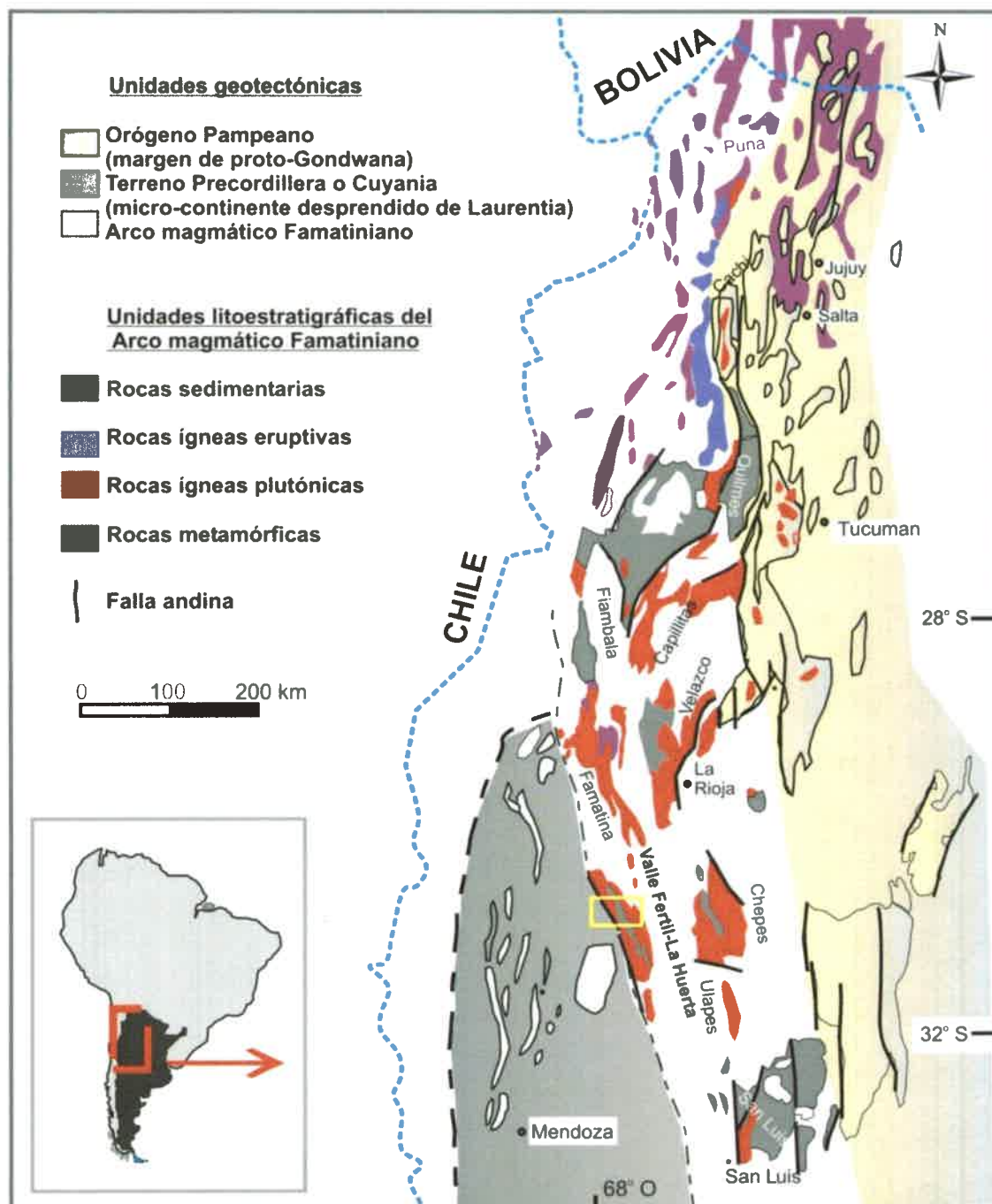


Fig. I-2.1-III: Unidades geológicas y geotectónicas.

Figura I-2.1-III: Unidades geológicas y geotectónicas principales del oeste y noroeste de Argentina tomadas y modificadas del Mapa Geológico Argentino escala 1:500000 de Caminos y González (1996) preparado para la Dirección de Minería de Argentina. Se resaltan el cinturón orogénico Pampeano, el terreno de Cuyania –Precordillera y el arco magmático Famatiniano. Además se muestran las principales unidades litoestratigráficas del cinturón magmático Famatiniano, y se indica el área de trabajo dentro del bloque montañoso de la Sierra de Valle Fértil - La Huerta.

El ciclo Famatiniano se vincula a un conjunto de eventos magmáticos-metamórficos y deformacionales que afectaron al norte y centro de Argentina, y que organizaron tectónicamente la región Pampeana. El mismo, definido por Aceñolaza y Toselli (1976), se puede reconocer desde el noroeste argentino hasta la Patagonia. Este ciclo está relacionado directamente con el desarrollo de un extenso cinturón plutónico-volcánico, que se reconoce desde la Puna Salteña hasta sus estribaciones más australes en la provincia de La Pampa (Sato *et al.* 2003, Otamendi *et al.* 2008, Chernicoff *et al.* 2009, Chernicoff *et al.* 2011, Cristofolini *et al.* 2012), denominado “Arco Magmático Famatiniano” (Toselli *et al.* 1996; ver Fig. I-2.1-III).

La estratigrafía del arco Famatiniano es compleja y cambia a lo largo del mismo. Esto se vincula con las sucesivas fases de deformación (Oclóyica, Chánica, Gondwánica, Andina) que lo afectaron y que han exhumado, soterrado e incluso duplicado distintos niveles corticales del mismo. El rasgo más saliente de esta compleja configuración geológica, es que los niveles corticales plutónicos más profundos del arco están expuestos entre los 28° y 33° de latitud sur, a lo largo de un cinturón plutónico que se entiende por más de 600 km. En contraposición, los niveles superficiales asociados a rocas volcánicas y sedimentarias intercaladas, se evidencian en el noroeste en la Puna Salteña y Cordillera Oriental y entre los 24° y 28° sur en la sierra de Famatina (Coira *et al.* 1999, Mannhein y Miller 1996, Viramonte *et al.* 2007).

El magmatismo se desarrolla en las sierras de Famatina, Los Llanos, Chepes, Ulapes y Valle Fértil - La Huerta con dominios de rocas plutónicas calcoalcalinas-metaluminosas de típica afinidad I, y subordinadamente aparecen rocas de tendencias félsicas-peraluminosas. En cambio en las sierras de Fiambalá, Capillitas, Zapata y Velazco, esta tendencia es representada en relación invertida (Toselli *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Rossi *et al.* 2002, Dahlquist *et al.* 2008, Otamendi *et al.* 2009). Cabe destacar que todo el conjunto plutónico está asociado a metamorfitas de medio-alto grado, muy subordinadas en proporción, y cuya edad se asocia en íntima

correlación a las del magmatismo de la zona (475-470 Ma; ver Rapela *et al.* 2001, Otamendi *et al.* 2008, Cristofolini *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010).

En contrapartida, desde la sierra de Famatina hasta la Puna la estratigrafía del arco no es simple, aunque se evidencia la presencia de dos cinturones magmáticos (Coira *et al.* 1999, Coira y Koukharky 2002). Uno al este del eje principal del arco (Faja eruptiva de la Puna oriental; Méndez *et al.* 1972) donde se reconocen intercalaciones de secuencias clásticas y volcánicas sudmarinas, asociadas a lavas y cuerpos subvolcánicos silíceos y basálticos (Coira y Koukharky 2002). El otro cinturón expuesto al oeste de la Puna y norte de Chile (Faja eruptiva de la Puna occidental; Palma *et al.* 1986), ligado a sucesiones sedimentarias marinas intercaladas con lavas dacíticas-riolíticas, depósitos piroclásticos e intrusivos graníticos, máficos y ultramáficos (Hongn y Riller 2007, Coira *et al.* 1999, Viramonte *et al.* 2007, Coira *et al.* 2009).

De acuerdo a la hipótesis más aceptada al presente, el ciclo orogénico Famatiniano y por ende la actividad magmática del arco homónimo, habría iniciado a los 495 Ma, por la restauración de la subducción debajo del basamento cristalino metamorfoseado durante el Cámbrico, que constituía para el Ordovícico Inferior el protomargen occidental del Gondwana (Ramos *et al.* 2010). Cabe destacar que dicho magmatismo culmina entre los 28° y 38° latitud sur para el Ordovícico Superior, eventualmente por la colisión (~ 465 Ma) de una microplaca alóctona derivada de Laurentia (Terreno Cuyania o Precordillera; ver Mpodozis y Ramos 1990, Thomas y Astini 1996, Ramos 2004, Finney 2007, Ramos *et al.* 2010). Este evento implica además la estructuración del arco y la exhumación diferencial que muestra hoy el mismo. Esto se ha definido dentro del ciclo Famatiniano, como la fase orogénica Oclóyica (Turner y Méndez 1975), que implica la estructuración a través de fajas de deformación, corrimientos de piel gruesa y fina y plegamientos asociados, de todo el antepaís y el frente orogénico (Astini y Dávila 2004, Astini *et al.* 2007, Otamendi *et al.* 2009, Cristofolini *et al.* 2010, Mulcahy *et al.* 2011).

I-2.2- La sierra de Valle Fértil - La Huerta: características y estratigrafía

La sierra de Valle Fértil - La Huerta conforma un cordón serrano de 180 km de longitud por 33 km de ancho, ubicada entre los 29° 55' y 31° 28' de latitud sur y los 67° 15' y 68° 10' de longitud oeste (Fig. I-2.2-I). Esta sierra presenta una morfología de bloques segmentados y elevados diferencialmente por la tectónica del Paleozoico, la cual generó un sistema de fallas que son reactivadas posteriormente, durante la tectónica Andina (45-0 Ma), delineando la configuración serrana actual (González Bonorino 1950, Jordan y Allmendinger 1986, Ramos *et al.* 2002, Ramos 2004). Está constituida por una secuencia litológica ígneo-metamórfica generada durante la evolución y desarrollo del arco magmático Famatiniano (Toselli *et al.* 1996, Ramos 2004; ver Fig I-2.1-III) en el borde occidental del Gondwana, durante el Ordovícico Inferior y Superior (488 - 467 Ma; ver Vujovich *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Rapela *et al.* 2001, Gallien *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010). El bloque serrano principal, estaría limitado tectónicamente en su segmento oeste, por la presencia de zonas de cizalla locales, que han puesto en contacto tectónico secuencias metamórficas de alto grado y moderada presión de Valle Fértil - La Huerta con las secuencias de muy alta presión expuesta en la pequeña sierra de Loma de Las Chacras (Vujovich 1995, Baldo *et al.* 2001, Martino *et al.* 2008, Casquet *et al.* 2012). En tanto que en su segmento oriental, la secuencia litológica está cubierta por sedimentos clásticos continentales, aluviales y fluviales del Permo-Triásico, Paleógeno-Neógeno y Cuaternario.

La sierra de Valle Fértil - La Huerta y en particular su límite occidental, ha sido interpretado como una sección de la corteza terrestre donde se exhibe una paleo-sutura entre dos cortezas continentales (Giménez *et al.* 2000, Introcaso *et al.* 2004). De acuerdo a numerosos estudios gravimétricos, esta paleo-sutura estaría formada por material de alta densidad, comparables con la corteza oceánica, siendo estos altamente contrastante con los sedimentos de la Cuenca del Bermejo ubicada inmediatamente al oeste de la sutura. Es por ello, que el significativo contraste de densidades sería la causa del gradiente gravimétrico horizontal anormalmente alto entre la sierra de Pie de Palo y la sierra de Valle Fértil - La Huerta. De este modo, la sub-superficie de la cuenca del Bermejo albergaría la paleo-sutura, representada por una densa corteza máfica (oceánica?). Dichos datos geofísicos, junto con los estudios geológicos regionales, permitieron establecer que estas serranías constituyen el límite occidental del

mencionado arco magmático Famatiniano, desarrollado sobre el margen del Gondwana (ver Ramos 2004).

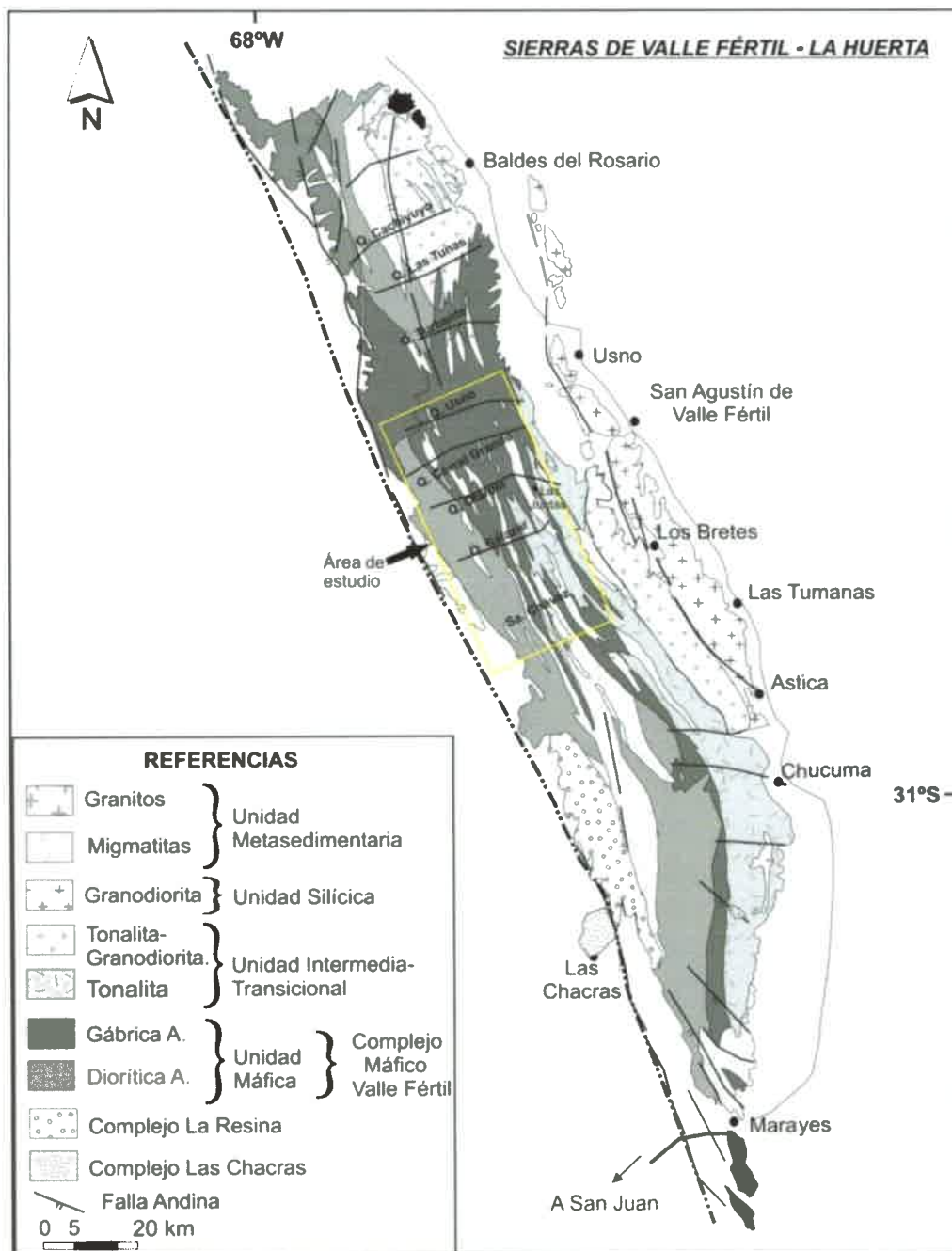


Fig. I-2.2-I: Mapa geológico de las Sierras de Valle Fértil - La Huerta

Figura I-2.2-I: Mapa geológico simplificado de las Sierras de Valle Fértil - La Huerta mostrando la ubicación del área específica de trabajo. El mapa representa una compilación de las Hojas Geológica de Mirré (1976), Marín y Ramos (1988), Vujovich *et al.* (1998), Furque *et al.* (1999), Ramos y Vujovich (2000) y considerando los trabajos de Vujovich *et al.* (1996), Viñao (2007), Otamendi *et al.* (2008, 2009), Quevedo (2008), Baliani (2009), Falcone (2009), Cristofolini *et al.* (2010), Tibaldi *et al.* (2011), Tibaldi *et al.* (2012) y Baliani *et al.* (2012).

Haciendo una breve reseña histórica, cabe mencionar que el primer reconocimiento de la geología de la sierra de Valle Fértil - La Huerta se relaciona a un perfil geológico realizado en marzo de 1873 por Stelzner, el cual es publicado junto a las descripciones del mismo en una contribución especial de 1885 denominada Contribuciones para la Geología y Paleontología de la Republica Argentina. En dicho trabajo Stelzner describe brevemente para la serranía que se extiende desde la población de Usno hasta Valle Fértil, especialmente desde la iglesia de este último poblado hasta el río, rocas a modo de filones verde-negrusco granuloso o afaníticos intercaladas en terrenos sedimentarios réticos, además de rocas eruptivas negras afaníticas caracterizando a pequeñas lomadas. Luego de esta primera descripción, el trabajo pionero en la delineación de la geológica de la zona, se vincula a la publicación del doctor Guillermo Bodenbender, del tomo XIX del Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba de 1911, conocida como Constitución Geológica de la Parte Meridional de La Rioja y Regiones Limítrofes. En el mismo, se realiza un mapa topográfico a escala 1:750.000 y secciones estructurales de todas las serranías, incluyendo a la de Valle Fértil, siendo ésta la primera representación topográfica y geológica de la misma. Un punto a enfatizar es la precisa descripción litológica y la edad de esta parte del sector serrano. El doctor Bodenbender reconoce y mapea desde las nacientes del Cerro Blanco hasta Valle Fértil y el oriente de las serranías de La Huerta, la presencia recurrente de intercalaciones de un granito biotítico, a menudo anfibólico, porfírico cuacífero y dioritas, intercaladas con gneises o granitos gnéisicos, esquistos anfibólicos y calizas cristalina. En dicha contribución del año 1911, Bodenbender ya plantea que estas serranías están casi en su totalidad compuestas de un dominio de estos granitos y/o granitos gnéisicos al oriente, y un dominio occidental, especialmente en Sierra de Chávez, de rocas dioríticas y gneis (granito gnéisico?), todos según sus relatos "...sin duda paleozoicos...". Efectivamente esta descripción junto a las realizadas en un trabajo complementario de 1912, como se verá en el presente estudio y en el resto de antecedentes geológicos, representa la realidad geológica innegable del Valle Fértil y zonas serranas aledañas.

A partir de estas primeras descripciones geológicas de Valle Fértil, solo le siguen algunos trabajos generales como el de Borrello (1946; en Zardini 1971), quien dedica unas líneas de su labor para presentar algunos rasgos estructurales regionales que

incluyen a la zona; o el trabajo específico con interés mineros de Stoll (1958; en Zardini 1971). Este último, solo menciona algunos rasgos de las calizas cristalinas y volcanitas asociadas en la zona, enfatizando la descripción de los depósitos minerales de Marayes, en el tramo sur de sierra de La Huerta (Minas Bella Blenda y Yanzi), estudiados en detalle en 1967 por Planas y Balmaceda (en Zardini 1971). Vale recordar que la mayor parte de los primeros estudios, que tuvieron como objetivo específico a estas sierras, fueron realizados con el propósito de dilucidar el potencial minero de las mismas. Entre ellos se destacan el trabajo de Herrera (1958; en Zardini 1971) sobre las pegmatitas metalíferas de la región, y sin duda el estudio pionero de Turner (1960) y Villar Fabré (1962) sobre las rocas máficas y ultramáficas con estructuras en anillo del Valle Fértil, el cual impulso numerosas investigaciones de interés económico y petrológico sobre éstas y su entorno. Tal es el caso que Zardini (1964, 1971) publica un estudio de la geología regional y los recursos minerales de la provincia de San Juan, en el cual incluye a las serranías de Valle Fértil - La Huerta. En el describe la presencia de un complejo metamórfico-eruptivo, con una gran variedad de litologías (granito biotítico migmatítico, granito milonitizado, dioritas, tonalitas, metamorfitas con granate, caliza cristalinas y vulcanitas riolíticas), intercaladas en complejas relaciones de campo. Zardini (1971) plantea que debido a la gran complejidad litológica-estructural de la zona, en palabras textuales "...sin el conocimiento geológico de las relaciones de campo, establecer el orden de los acontecimiento geológicos, sugiere un esquema más que tentativo e infundado...", siendo esta reseñan una de las bases fundamentales para el estudio realizado en la presente tesis. Por otra parte y bajo el mismo fundamento, en 1967 la compañía Minera T.E.A. presenta un extenso estudio geológico económico de las sierras de Valle Fértil - La Huerta - Pie de Palo. En el mismo realiza un mapa fotogeológico expeditivo de la región y un informe adjunto, en el que caracterizan al basamento como un complejo metamórfico integrado por anfibolitas, micacitas, cuarcitas, esquistos anfibióticos, migmatitas y milonitas.

Finalmente, la geología del bloque serrano de Valle Fértil en su segmento central, fue relevada por Mirré (1971, 1976) y presentada como una carta geológica-económica a escala 1:200.000, denominada Hoja 19e, Valle Fértil Provincias de San Juan y La Rioja. Siendo reeditada la geología del sector por en el trabajo de Furque *et al.* (1999) como parte de la Hoja 3169-II, San José de Jáchal, Provincias de San Juan y

La Rioja. Tomando una breve reseña de la descripción realizada por Mirré (1976), a modo de generalización se plantea para la porción central del bloque serrano, dos fajas longitudinales que caracterizan a dos complejos metamórficos oriental y occidental. El complejo oriental caracterizado por una faja de 10 km de ancho, conformada por granodioritas gnéicas, gneises granodioríticos-tonalíticos y cuerpos pegmatíticos-aplopegmatíticos. El complejo occidental abarca el tercio central y occidental serrano (20 km ancho), caracterizado por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos y/o cordieríticos, anfibolitas, rocas básicas y ultrabásicas metamorfoseadas, calizas cristalinas, granitos y cuerpos aplopegmatíticos.

Por otra parte, la geología del segmento serrano más austral, que involucra la denominada sierra de La Huerta, fue detalladamente estudiada y cartografiada en la Hoja 20e Sierra de La Huerta, provincia de San Juan, por Marín y Ramos (1988). Asimismo, es renovada dicha cartografía en el trabajo de Vujovich *et al.* (1998) dentro de la Hoja Geológica 3166-III, Chepes; y por Ramos y Vujovich (2000) como parte de la Hoja Geológica 3169-IV, San Juan.

A partir de los trabajos de Mirre (1976), hasta la última década, solo se habían realizado estudios específicos de interés petrológico y minero (Toubes Spinelli 1983, Galliski 1994, 1995, Castro de Machuca *et al.* 1996, Baldo *et al.* 1999, Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Murra y Baldo 2004, entre otros) que han aportado claridad para dilucidar la geología en algunas zonas puntuales de la serranía, pero que no han ajustado en su totalidad el mapeo detallado ni la historia evolutiva de ésta. No obstante, en los últimos años se han llevado a cabo numerosos estudios de detalle en la sección central de las serranías de Valle Fértil (Castro de Machuca *et al.* 2007, Viñao 2007, Otamendi *et al.* 2008, 2008 b, 2009, Quevedo 2008, Tibaldi *et al.* 2009, 2011, Baliani 2009, Cristofolini *et al.* 2009, 2010, Falcone 2010, Gallien *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010, Baliani *et al.* 2012, entre otros), que han permitido cartografiar en detalle y ajustar las interpretaciones geológicas.

En los mencionados estudios se definen y mapean cuatro unidades lito-estratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica, las cuales fueron denominadas de manera no formal y en base a las características petrológicas de las litologías que la componen como: unidad máfica, intermedia-transicional, silícica y metasedimentaria (Fig. I-2.2-II). Cabe destacar que dentro de estas unidades quedan involucradas las rocas precisamente cartografiadas por Mirré (1976), tal es el caso de las rocas máficas-ultramáficas y anfibolitas que se describen las cuales son asignadas a una unidad máfica; en tanto que los gneises granatíferos-silimaníticos incluyendo las facies cordieríticas se agrupan dentro de la unidad metasedimentaria.

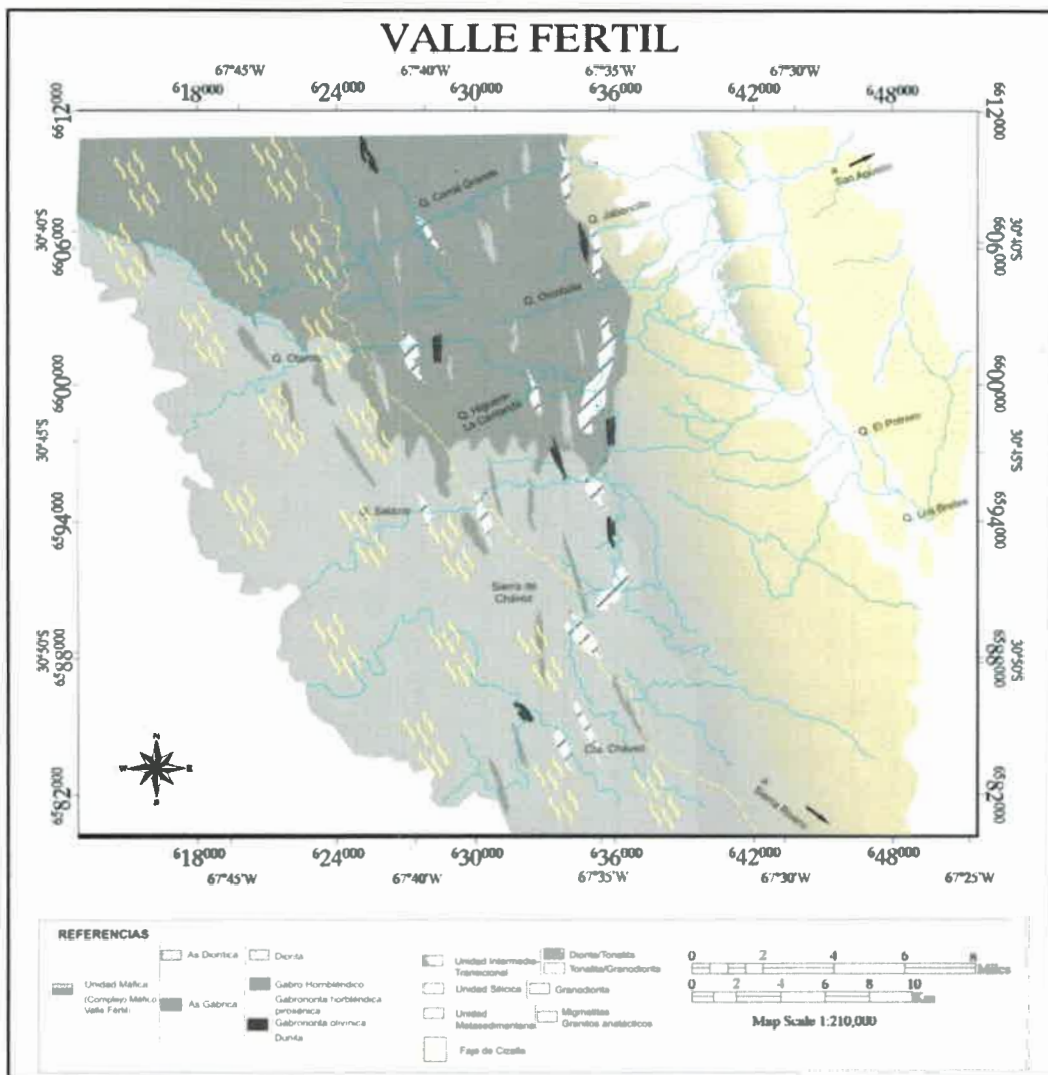


Fig. I-2.2-II: Mapa geológico de la sección central de la Sierra de Valle Fértil.

Figura I-2.2-II: Mapa geológico simplificado de la sección central de la Sierra de Valle Fértil, mostrando las cuatro unidades lito-estratigráficas ígneo-metamórficas que la componen. El mapa representa una compilación de las cartografías presentadas en los trabajos de Viñao (2007), Otamendi *et al.* (2008, 2009), Quevedo (2008), Baliani (2009), Falcone (2009), Cristofolini *et al.* (2010), Tibaldi *et al.* (2011), Tibaldi *et al.* (2012) y Baliani *et al.* (2012).

Como generalidad se puede mencionar, que las unidades ígneas definidas se disponen de oeste a este dentro del bloque serrano (máfica-intermedia-transicional-silícica), caracterizando una evolución progresiva de las litologías de menos a más evolucionadas; asimismo se indica en el mismo sentido una variación en el nivel de Pale-profundidades progresivamente más superficiales al este. En cambio la unidad metasedimentaria, se distribuye de manera errática intercalada con todas las unidades ígneas mencionadas. En base a los mencionados trabajos, a continuación se indican algunas características distintivas de cada unidad (Otamendi *et al.* 2008, 2009, Tibaldi *et al.* 2009, 2011, Cristofolini *et al.* 2010, Baliani *et al.* 2012, entre otros).

La unidad máfica constituye una unidad de aproximadamente $> 300 \text{ km}^2$, cuyas terminaciones norte y sur se presentan como cuñas, lentes y a modo de fajas que se interdigitan con las otras asociaciones litológicas, a lo largo de toda la sierra (ver Fig. I-2.2-I y II). Esta unidad domina en todo el flanco occidental y porciones del sector central serrano. Las rocas máficas pueden ocurrir desde grandes cuerpos, sugiriendo que hubo cámaras magmáticas considerables con acumulación de rocas ultramáficas en las bases (gabros cumulares con encapado), hasta pequeños *sills* y/o diques intercalados entre la unidad metasedimentaria u otras unidades ígneas más evolucionadas. Asimismo, se disponen de manera regular con todas las variaciones intermedias en dimensiones y formas (bolsones, lentes). Cabe mencionar, que estos cuerpos máficos-ultramáficos (Las Juntas, El Jaboncillo, entre otros), han sido estudiados en detalle en varios trabajos específicos (Baldo *et al.* 1999, Murra y Baldo 2004, Quevedo 2008, Baliani 2009, Otamendi *et al.* 2009), dada su importancia petrológica y económica. Los contactos entre la asociación máfica y las otras litologías pueden variar desde netos a transicionales, ocasionalmente se observan zonas de reacción e hibridación con las metasedimentitas. En general se compone de dos asociaciones litológicas dominantes la gábrica y diorítica, las cuales a su vez están compuestas por variaciones constantes en los tipos litológicos, que preservan texturas ígneas cumulares y no-cumulares desde la escala de afloramiento hasta la sección delgada. Cabe aclarar, que localmente se destacan algunas variedades con fábricas típicas de granulitas máficas. Asimismo, se disponen bandas o megacrístales de anfíbol y/o piroxenos orientados generando una típica foliación magmática, que localmente es retrabajada por estructuras deformacionales subsólidas. Se pueden mencionar como las rocas dominantes a gabro

hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica, peridotita anfibólica piroxénica con capas de dunita, intercalaciones de dioritas y tonalitas, esta última muy relegada en proporción.

La unidad intermedia-transicional ocurre a escala general como cuerpos elongados a modo de lentes, bolsones o cuerpos discretos de dimensiones variadas, que en su conjunto conforman una unidad de $> 100 \text{ km}^2$ (ver Fig. I-2.2-I y II). Esta unidad es extremadamente heterogénea y sus contactos con el resto de las unidades ígneas, son complejos de delinear. Con la unidad máfica se separa no en una transición directa constante, sino que por partes pasa a tomar contactos híbridos con rocas dioríticas, localmente intrusivos; o se disponen en un pasaje a través de unidades metasedimentarias dominadas por migmatitas. Por su parte, la zona que separa esta unidad con la silícica, dispuesta al oriente como grandes cuerpos plutónicos granodioríticos-graníticos, es visiblemente un cinturón transicional de 2 km de ancho conformado por una mezcla de tonalitas, granodioritas y leucogranitos. En general se destaca un cambio gradual en la mineralogía de las rocas que dominan esta unidad (tonalitas), con un incremento del cuarzo y biotita, pasando a rocas también con mayor proporción modal de feldespato alcalino, tendiendo en su fase final a típicas granodioritas granulares y porfíricas. Este rasgo geológico fundamental, fue mencionado inicialmente por Mirré (1976) quien sólo reflejó un cambio en la proporción de feldespato alcalino. Posteriormente, tal como fue mencionado en el inicio de este apartado, Caminos (1979) distingue en las Sierras Pampeanas dos sub-provincias de escala regional cuyo límite coincide con el contacto entre tonalitas y granodioritas de Valle Fértil, apareciendo este criterio de Caminos (1979), tal como se observa en los mapas publicados, como prevaleciente. Sin embargo, estos nuevos estudios muestran que el contacto en cuestión, no es neto ni a escala mesoscópica, sino transicional obedeciendo a procesos ígneos que incluyen mezclas físicas (mingling) y químicas (mixing) de magmas (Viñao 2007, Otamendi *et al.* 2008, Ducea *et al.* 2010). Como generalidad la unidad intermedia-transicional está dominada por tonalitas y dioritas cuarzosas, que incluye pequeños lentes, enclaves y/o diques de gabros-gabronoritas. Las mismas están dominadas por texturas granulares, con grano medio a grueso y como fase máfica predominante varía entre hornblenda y biotita. Se define una foliación magmática dada la orientación paralela de plagioclasas y minerales

ferromagnesianos, a modo de bandas máficas y félsica, siendo ésta en general concordante con la orientación de los enclaves y/o los *sills* gábricos. Localmente se definen fábricas deformacionales; y cuando se aproxima a los límites con la unidad silícica la tonalita dominante es biotítica, con múltiples intrusiones de leucogranitos a modo de diques o bolsones.

La unidad silícica formado una extensa cadena que se extiende desde el extremo nor-oriental de la sierra de Valle Fértil a lo largo de todo el segmento este de la misma (ver Fig. I-2.2-I y II). Está conformada por numerosos cuerpos a modo de *stock*, que en conjunto constituyen un típico batolito cordillerano intermedio a silícico, con numerosas intrusiones a modo de *sills* o diques de gabros anfibólicos, cuerpos aplopegmatíticos ácidos y numerosos enclaves diorítico/gábrico. Su contacto occidental con la unidad intermedia-transicional, es típicamente una transición magmática; estando su límite oriental cubierto por sedimentos clásticos continentales, aluviales y fluviales del Permo-Triásico, Paleógeno-Neógeno y Cuaternario. Dicha unidad está dominada por granodioritas de biotita y hornblenda, con textura granular pasando localmente a cuerpos porfíricos con desarrollo de megacrystales de feldespato alcalino inmersos en una matriz granular tonalítica-granodiorítica. En general la estructura es masiva, aunque por partes define una foliación magmática dada por la orientación de megacrystales de feldespato alcalino y de enclaves máficos; que a su vez es retrabajada a toda escala por claras foliaciones subsólidas.

La unidad metasedimentarias de Valle Fértil se expone a lo largo de todo el cordón serrano, pero específicamente en el sector central, conformando desde pequeños lentes o *septos* interdigitados dentro de rocas ígneas máficas e intermedias, hasta fajas potentes > 2 km y longitudes superiores al kilómetro (ver Fig. I-2.2-I y II). Se debe destacar que al formar bancos potentes, las rocas metasedimentarias están densa y regularmente interdigitadas con diques máficos. En carácter general, esta unidad se conforma por un dominio de migmatitas y paragneises-migmáticos, con relegadas intercalaciones de granitos anatéticos, bancos calcosilicáticos, cuarcitas y mármoles. Las rocas migmatíticas que afloran en el sector central de la sierra se clasifican en base a la naturaleza y composición del protolito (pelítico y grauváquico-semipelítico) y a su estructura migmatítica (metatexitas, diatexitas y granitoides anatéticos). Las metatexitas (pelíticas y semipelíticas a grauváquicas) en general desarrollan una fábrica

estromatítica, definida por un bandeo composicional dado por la alternancia de capas leucocráticas (leucosomas) y mesocráticas (mesosomas). Restringidas principalmente a las metatexitas pelíticas, hay apariciones esporádicas de bandas melanocráticas milimétricas (melanosoma) y frecuentes nódulos cordieríticos o de granate. Por su parte, las migmatitas semipelíticas a grauváquicas, se caracterizan por un bandeo composicional centimétrico bien definido. Todas exhiben una textura granolepidoblástica, de tamaño medio a grueso con proporciones variables de sillimanita, granate, cordierita y feldespato alcalino. En cambio las diatexitas y granitos anatécicos presentan una estructura homogénea, *schlierens* biotíticos y textura granoblástica gruesa dominante. Considerando los estudios petrográficos detallados y una amplia base de datos de química mineral, se han estimado las condiciones de metamorfismo para la unidad metasedimentaria, ligadas a típicas facies de granulita (~800 °C y 6,5 - 8,0 kbar; ver Otamendi *et al.* 2008, Tibaldi *et al.* 2011).

Como corolario, es necesario mencionar que desde el primer aporte de Azcuy y Morelli (1979), Toubes (1983) y Cuerda (1984) hasta la actualidad, se han realizado numerosas determinaciones radimétricas que han lograron precisar, en los últimos años, la edad del magmatismo asociado a las rocas plutónicas expuestas en la serranía de Valle Fértil - La Huerta (Vujovich *et al.* 1996, Pankhurst *et al.* 1998, Pontoriero y Castro de Machuca 1999, Pankhurst *et al.* 2001, Rapela *et al.* 2001, Stair *et al.* 2007, Gallien *et al.* 2010, Ducea *et al.* 2010). En base a esto se deduce que la actividad magmática queda acotada entre 489 y 468 Ma, claramente ajustada al Ordovícicos Inferior y Superior. Asimismo, muchas de las edades deducidas para las rocas ígneas de la zona, se correlacionan con la edad del metamorfismo que genera la unidad metasedimentaria. Los datos calculados por Rapela *et al.* (2001), Stair *et al.* (2007), Ducea *et al.* (2010) y Gallien *et al.* (2010), ajustan al evento metamórfico a un rango entre 480 y 470 Ma, lo cual induce la coetaneidad de los proceso ígneos y metamórficos para la zona.

Finalmente, cabe mencionar que sobre el mencionado basamento cristalino del Paleozoico Inferior y Medio, que conforman el núcleo serrano principal de Valle Fértil - La Huerta, se depositaron en discordancia erosiva sucesivas secuencia sedimentarias desde el Carbonífero-Pérmico hasta la actualidad. Se puede mencionara a modo general la presencia de depósitos continentales (conglomerados y estratos rojos) del

denominado Grupo Paganzo (Azcu y Morelli 1970, 1979, Pazos 1997; en Furque *et al.* 1999). Cabe destacar que para el denominado Grupo Paganzo, Aceñolaza y González (1972), definen tres pisos correspondientes al Paganzo I-II (Carbonífero-Pérmico) y Paganzo III (Triásico). Con posterioridad, dichas sedimentitas fueron agrupadas en tres Supersecuencias depositacionales denominadas por sus formaciones principales: Guandacol, Tupe y Patquía - De la Cuesta (Frenguelli 1944, Fernandez Seveso *et al.* 1991; en Furque *et al.* 1999). Dichos depósitos se asocian a una cuenca intra-cratónica (Cuenca Paganzo; ver Fig. I-2.2-III), constituida por una serie de depocentros controlados por discontinuidades corticales profundas previas y antiguas (Fernández Seveso *et al.* 1991; en Furque *et al.* 1999). De la misma forma Bally (1989), caracteriza a los mencionados depocentros como episuturales típicos, ya que están asociados a los límites corticales generados por las orogénias del Paleozoico Temprano (ver Furque *et al.* 1999). Asimismo, es necesario mencionar que para el Devónico Astini (1996) describe el desarrollo de una serie de eventos deformacionales asociados a los movimientos Chánicos, responsables de la discordancia entre los depósitos pre-carboníferos y los pos-carboníferos. Con posterioridad durante el Mesozoico (Triásico), se generaron numerosos sistemas de fallas normales, asociados a un periodo tectónicamente distensivo a escala global. Esto da lugar a la evolución de un conjunto de sistemas de *rift* conocidos a nivel regional como *rift* triásicos, los cuales se nuclean precisamente en las zonas de suturas o límites tectónicos entre los terrenos amalgamados en la evolución paleozoica (Cuyania-Precordillera y Chilenia; ver Ramos 2004, Ramos *et al.* 2010) del Gondwana Occidental. Asociado al mismo periodo y a lo largo del lineamiento de Valle Fértil (límite entre el terreno Cuyania y el arco magmático Famatiniano; Ramos *et al.* 2010), se generaron numerosos depocentros tectónicamente aislados y asociados a sistemas de hemigrábenes asimétricos, entre los cuales se pueden destacar las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Las Salinas y Beazley (Fig. I-2.2-III). En estas cuencas intracratónicas se depositaron sucesivas secuencias silicoclásticas de hasta los 2000 m de potencia, de origen continental, asociadas a ambientes fluviales, aluviales y lacustres (Frenguelli 1944, Romer y Jensen 1966, Milana y Alcober 1994; en Furque *et al.* 1999). De esta manera, cabe mencionar que en la estratigrafía de estas cuencas también se han reconocido sucesiones volcánicas de típicos basaltos alcalinos de intraplaca. La edad de éstos indica una clara variación de

oeste a este, desde el Triásico Tardío al Jurásico Temprano (Gonzales y Toselli 1971, Mozetic 1975, Milana y Alcober 1994, Page *et al.* 1997; en Furque *et al.* 1999). Por otra parte han sido reconocidos depósitos del Cretácico Inferior, ligado a depósitos conglomerádicos con intercalaciones de areniscas y limolitas rojas de hasta 400 m de potencia (Stipanovic y Bonaparte 1979, Zembrano 1990; en Furque *et al.* 1999) agrupados como formación Cerro Rajado. Finalmente se discriminan depósitos cenozoicos (neógenos, paleógenos y cuaternarios) asociados a ambientes continentales con sistemas fluviales poco desarrollados, ligados a médanos, bajadas aluviales y coluviales (Formación Vichigasta y Catinzaco), cubiertos por sedimentos coluviales modernos (Fidalgo 1964; en Furque *et al.* 1999).

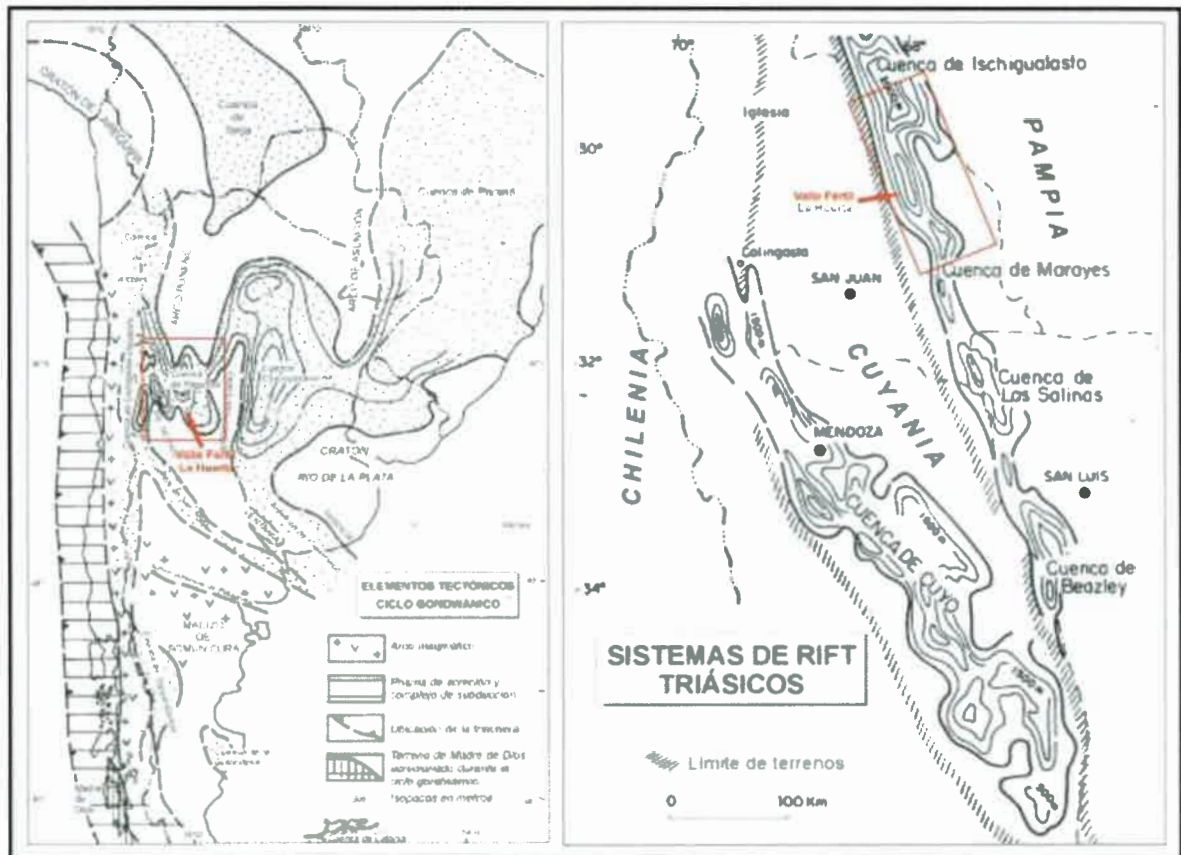


Fig. I-2.2-III: Mapas de las cuencas extensionales y de retroarco para el Carbonífero-Triásico

Figura I-2.2-III: Mapas geológicos isopáquicos simplificados donde se representan las cuencas extensionales y de retroarco de la Argentina, para el Carbonífero-Pérmico. Las representaciones son una compilación de Ramos (1999), ajustada a los trabajos de Ramos *et al.* (1984), Azcuy *et al.* (1985) y López Gamundi *et al.* (1985). Además se representan las cuencas asociadas a los rift triásicos, localizados en el labio alto de antiguas suturas paleozoicas. Las representaciones son una compilación de Ramos (1999), ajustada a los trabajos de Uliana y Biddel (19884), Uliana *et al.* (1989) y Ramos y Kay (1991). En las láminas se señalan la posición que ocuparía la serranía de Valle Fértil – La Huerta.

TEMA II

COMPLEJO MÁFICO VALLE FÉRTIL

CAPÍTULO 1

GEOLOGÍA LOCAL GENERALIDADES

II: Capítulo 1

Geología Local

II-1.1- Introducción

El análisis petrológico que se desarrolla en los capítulos subsiguientes del presente documento, está basado en su totalidad en datos relevados en las transectas petro-estructural correspondientes a: Sierra de Chávez - Cuesta de Chávez - Quebrada de Salazar - Las Juntas - Quebradas de Otarola - Cuesta de Otarola y Quebrada del Corral Grande - Quebrada de Usno - Cuesta de Usno (Fig. II-1.2-I; Tema VII: Anexo I Mapas). Además, también fueron utilizados los datos obtenidos en relevamientos de quebradas menores (secundarias) que confluyen en las secciones principales, los cuales son relevantes para establecer la continuidad espacial de las unidades litoestratigráficas definidas para la zona.

Cabe mencionar, que en el presente manuscrito serán caracterizadas por separado cada sección de mapeo, analizando y describiendo las diferentes unidades de jerarquía litoestratigráfica definidas para cada caso en particular.

II-1.2- Reseña general

El área de estudio comprendida en el sector centro-occidental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta, está caracterizada por la presencia de un basamento ígneo-metamórfico de edad ordovícica, que ocupa casi la totalidad de la misma. Localmente se encuentra una cubierta sedimentaria del Permo-Triásico, Mioceno, Plio-Pleistoceno y Holoceno, que rellena los valles intermontanos o desarrollan afloramientos conspicuos en las pedanías del sector serrano más septentrional (Mirré 1976, Furqué *et al.* 1999).

El basamento cristalino fue jerarquizado como un gran complejo de carácter máfico propuesto formalmente como Complejo Máfico Valle Fértil. El relevamiento geológico de detalle permitió diferenciar que dicho complejo queda conformado estratigráficamente por una Unidad Máfica, la cual se subdivide en cinco asociaciones litológicas distintivas: Gábrica, Diorítica, Metasedimentaria, Milonítica y Granítica-Pegmatítica. Las mencionadas jerarquías estratigráficas están basan en los criterios del

Código Argentino de Estratigrafía (CADE 1992). Cabe destacar que cada asociación se distinguió por la presencia constante de varios tipos litológicos que repetitivamente afloran espacialmente relacionados (Fig. II-1.2-I, Tema VII: Anexo I Mapas).

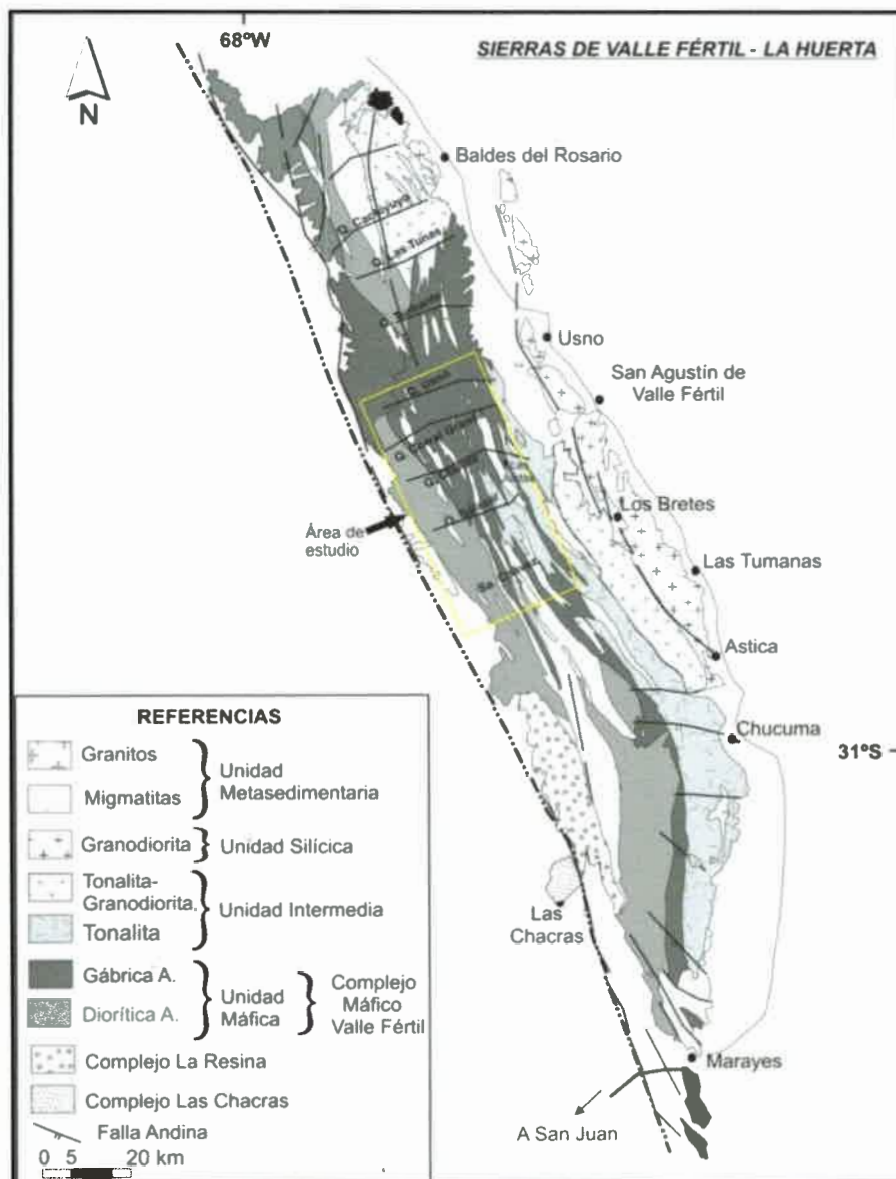


Fig. II-1.2-I: Mapa geológico de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta.

Figura II-1.2-I: Mapa geológico simplificado de las Sierras de Valle Fértil y La Huerta mostrando la ubicación del área específica de trabajo. El mapa representa una compilación de las Hojas Geológicas de Mirré (1976) y Vujovich *et al.* (1998), y considerando los trabajos de Vujovich *et al.* (1996), Otamendi *et al.* (2008), Cristofolini *et al.* (2010) y Tibaldi *et al.* (2011).

La asociación gábrica se encuentra ampliamente distribuida, distinguiéndose una marcada predominancia en las secciones correspondientes a las quebradas de Usno,

Corral Grande y Otarola, las cuales conforman la porción central y norte de la zona en estudio. Junto a la asociación diorítica constituyen las asociaciones dominantes en toda la región del segmento centro-occidental del cordón serrano de Valle Fértil. La asociación gábrica está constituida por cinco tipos litológicos dominantes: gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica y peridotita anfibólica piroxénica con capas de dunita (Le Maitre 1989).

La asociación diorítica se encuentra, por un lado interdigitada a modo de bancos de pocos metros de potencia con la asociación gábrica, y hallándose subordinados a la misma en las secciones del centro y norte del área (Usno, Corral Grande y Otarola). Por otro lado, formando cuerpos discretos de cientos de metros de espesor, con marcada preponderancia en la sección sur del área, típicamente en los sectores de la quebrada de Salazar y sus alrededores (Puesto Desiderio Chávez, Calibar), en las inmediaciones de Sierra de Chávez (Puesto Los Alamitos, Los Gómez y Escuela Hernando de Magallanes, Cumbre la Mesilla y La Jarra) y el sector conocido como la Cuesta y el Bajo de Chávez (ver Tema VII: Anexo I Mapas). La misma está constituida por dos tipos litológicos clasificados como: diorita y tonalita.

La asociación metasedimentaria se halla con una distribución muy subordinada a las asociaciones ígneas primeramente descritas. Se presenta como afloramientos discretos con longitudes que varían de 300 m a 2 km y potencias que no superan el kilómetro, ubicados en la porción centro-oriental de las quebradas de Corral Grande, Otarola y Salazar, y en los sectores centrales de Sierra de Chávez (ver Tema VII: Anexo I Mapas). También como cuerpos menores a 200 m de longitudes, situados en la porción más occidental de la comarca, en el sector denominado Bajo de Chávez y Cuesta de Chávez. Asimismo, está presente en toda la unidad máfica como pequeños tabiques lenticulares (*septos*) de pocos metros de longitud. Dentro de esta asociación quedan circunscritos tres tipos litológicos, distinguidos por su estructura y constitución mineralógica como: migmatita estromatítica, diatexita y granito anatético (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999).

La asociación milonítica aparece con una distribución areal importante, esencialmente en el segmento occidental del cordón serrano, pudiendo ser claramente definida en una zona continua que se extiende por más de 50 km, desde la quebrada de Usno al norte hasta la Cuesta y Sierra de Chávez al sur, la cual constituye una amplia

faja de cizalla (ver Tema VII: Anexo I Mapas). También aparece en la zona central y oriental de la comarca, estando en estos casos circunscripta a bandas de cizalla pequeñas de escala decamétrica. En esta asociación se defino cuatro tipos litológicos principales: protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004).

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra heterogéneamente distribuida e intruída en todas las asociaciones litológicas. Su presencia se destaca por el incremento en el número de cuerpos, en los sectores correspondientes al centro de la Sierra de Chávez, en los alrededores de los puestos de Calibar, Los Alamitos, Los Gómez y Despensa Vieja. En el sector norte, se destacan algunos cuerpos de escala kilométrica asociados a la quebrada del Corral Grande, en las inmediaciones de la mina Don Antonio. En esta asociación se distinguen leuco-monzogranitos y pegmatitas simples y complejas (ver Tema VII: Anexo I Mapas).

CAPÍTULO 2

QUEBRADA DE OTAROLA

II: Capítulo 2

El Complejo Máfico Valle Fértil en la quebrada de Otarola

II-2.1- Reseña general

El área que comprende la quebrada de Otarola, ubicada al oeste del paraje Las Juntas (Tema VII: Anexo I: mapa 2) está caracterizada por la presencia de un basamento ígneo-metamórfico Ordovícico, que es parte del Complejo Máfico Valle Fértil. En esta quebrada fueron discriminadas cinco asociaciones litológicas distintivas: gábrica, diorítica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica, las cuales ocurren en relación de continuidad y con una marcada regularidad espacial. A continuación serán descriptas en detalle las diferentes asociaciones litoestratigráficas y las variedades litológicas características de la comarca.

II-2.1- 1) Asociación gábrica

Esta asociación se encuentra distribuida a lo largo de toda la quebrada de Otarola. Junto a la asociación diorítica que se describe más abajo, constituyen las entidades litoestratigráficas dominantes en toda la región del segmento centro-occidental de la sierra de Valle Fértil. En tanto que las otras asociaciones están siempre subordinadas y completamente incluidas en las asociaciones gábrica y diorítica (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

Usando la propuesta de clasificación de rocas ígneas de Le Maitre (1989) se determinaron cinco tipos litológicos inmersos en la asociación gábrica. Las litologías encontradas son: gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica y peridotita anfibólica piroxénica con capas de dunita.

II-2.1- 1.1) Gabro hornbléndico

El gabro hornbléndico se encuentra ampliamente distribuido y en contacto transicional con todos los otros tipos litológicos, incluyendo a las gabronoritas y dioritas (Tema VII: Anexo I: mapa 2). Se destaca su presencia en los alrededores de las quebradas La Higuera y La Escondida, y también aparece en afloramientos discretos en la cumbre de Otarola y el puesto La Aguadita.

El gabro hornbléndico conforma afloramientos elongados y de longitudes decamétricas (10 a 20 m de potencia), aunque se destacan como pequeños diques y/o *sills* de longitudes menores al metro, que se intruyen en todos los tipos litológicos del complejo, incluyendo a los cuerpos mayores de esta litología (Fig. II-2.1-1.1-I: b). Posee generalmente una textura subhedra granular, con un tamaño de grano homogéneo y grueso, aunque por sectores tiende a dominar el grano medio (Fig. II-2.1-1.1-I: f). Este tipo litológico está compuesto principalmente por hornblenda, plagioclasa y ortopiroxeno, con aparición esporádica de clinopiroxeno, biotita y escasos cristales de sericita y cuarzo (Fig. II-2.1-1.1-I: e). Como fase accesoria aparecen circón, apatita y magnetita. La proporción de magnetita es comúnmente importante ($> 1\%$ modal) pero muy variable (Fig. II-2.1-1.1-I: d). Se destaca en algunos casos la presencia de megacristales de hornblenda de hasta 3 cm de longitud (Fig. II-2.1-1.1-I: a).

En algunos afloramientos se observa el desarrollo de una estructura bandeada grosera caracterizada por la orientación de enclaves elongados y canales de enclaves, que definen una foliación magmática (S_{0b}) típica. Asimismo, se destaca localmente una estructura planar penetrativa, caracterizada como una incipiente foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), dada por el desarrollo de cristales de anfíboles (Hbl) y ortopiroxenos (Opx) conformando finas bandas que alternan con capas leucocráticas ricas en plagioclasa. Se acentúa en el análisis petrográfico que algunos minerales esenciales, presentan una serie de microfábricas deformacionales intracristalinas dúctiles y de alta temperatura.

Por sectores la fábrica ígnea y la estructura planar mencionada, tienden a desdibujarse y ser retrabajada por una fábrica penetrativa de tipo milonítica ($S_{2a,b}$), desarrollada al estado subsólido en condiciones dúctiles, y en temperatura media y baja. Esto da lugar a la generación parcial y/o total de rocas de la serie milonítica, con sobreimposición de la fábrica metamórfica mencionada. Cabe mencionar, que debido a la mencionada sobreimposición de fábricas, la morfología de los cuerpos en ocasiones tienden a variar, dando patrones lajosos y con un claro desarrollo de una matriz anastomosada milonítica y porfiroclastos sigmoidales. Se acentúa aisladamente, una lineación de estiramiento y/o mineral (L_2). También, es frecuente la presencia de una fábrica tectónica frágil (S_3), muy penetrativa que se sobreimpone en muchos de los afloramientos.

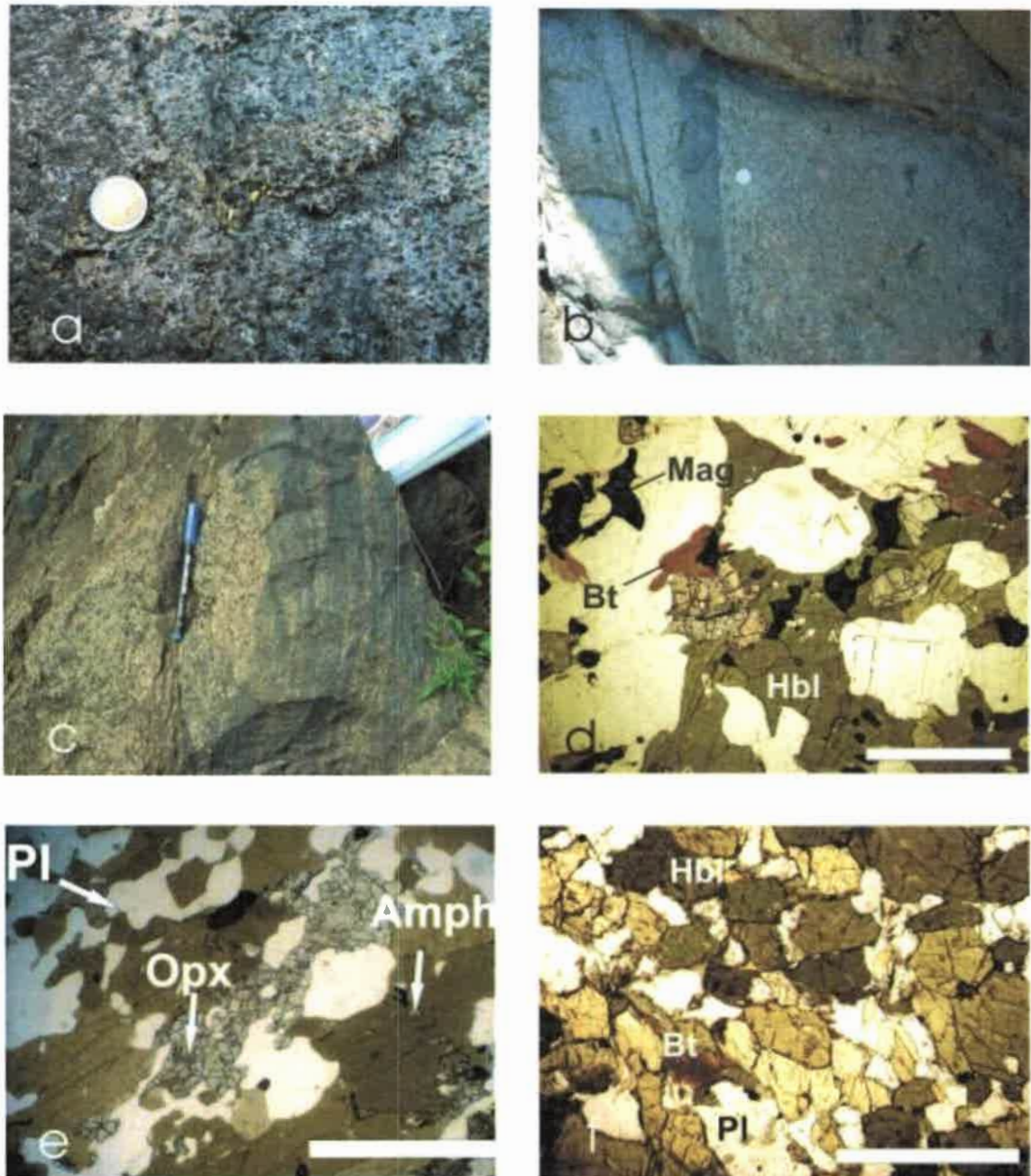


Fig. II-2.1-1.1-I: Gabro Hornbléndico

Figura II-2.1-1.1-I: a) Foto de afloramiento correspondiente a gabro hornbléndico. Se destacan megacrístales de anfíbol. Vista al noreste. b) Foto de afloramiento de gabro hornbléndico, evidenciándose la intrusión de dique/*sills* máfico. Vista en corte al noreste. c) Foto de afloramiento de gabro hornbléndico con presencia de bandas y bolsones dioríticos. Vista en corte al N. d) Fotomicrografía a nicóles paralelos, en la cual se indica la relación textural entre los anfíboles y piroxenos. Se evidencia la presencia de grandes cristales de magnetita. e) Fotomicrografía a nicóles paralelos, en la cual se destacan la mineralogía principal. f) Fotomicrografía a nicóles paralelos, destacándose la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular predominante. Diámetro de moneda: 22 mm; fibra: 130 mm; barra de escala es 1 mm.

En la mayoría de los casos las rocas gábricas poseen el desarrollo de lentes, bandas y hasta bolsones de composición diorítica. La dimensión del dominio diorítico es variable (4 cm hasta 50 cm de potencia). Dichos lentes se encuentran, habitualmente,

alineados con la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura incipiente, aunque hay ejemplos oblicuos a la misma. En lo que respecta a los bolsones, estos son claramente discordantes y de tamaño algo mayor al mencionado (Fig. II-2.1-1.1-I: c).

Mediante el análisis de secciones delgadas se evidencia el desarrollo de una estructura homogénea, destacándose sectorizadamente el desarrollo de la foliación submagmática a subsólida de alta temperatura; así como también, la deformación subsólida de media temperatura sobreimpuesta. Posee como generalidad una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular muy homogénea (Fig. II-2.1-1.1-I: f), constituyendo en algunos casos una matriz granular de plagioclasa-anfibol de tamaño medio a fino. La misma por dominios toma patrones de tipo granolepidoblásticos, asociados al desarrollo de la fábrica milonítica que retrabaja la ígnea primaria.

Plagioclasa: se presenta en cristales de tamaño medio, subhedros, con frecuentes maclas de *carlsbad* y de tipo polisintéticas acuñadas y/o flexuradas. Aisladamente se observan cristales estirados, con desarrollo de maclas mecánicas en varias direcciones y contactos de puntos triples definiendo una sutil textura pseudopoligonal.

Anfibol (Hbl): se encuentran formando cristales de tamaño mediano a grande, subhedros, con intenso pleocroísmo de tonos verdes oscuros. Se destacan cristales de tamaños menores, subhedros incluidos en plagioclasa y otros como oikocristales poiquilíticos, con inclusiones de opacos y ortopiroxeno.

Ortopiroxeno: está como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con un marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Los bordes son difusos en contacto con la hornblenda mientras que son netos en contacto con plagioclasa. Por sectores se encuentra muy uralitizado y con una alta fracturación.

Clinopiroxeno: está conformando cristales de tamaño mediano a pequeño, subhedros y con un pleocroísmo poco marcado de tonos grises-pardos. Se destacan por su amplia facturación y la presencia local de coronas de hornblenda.

Cuarzo: forma cristales muy pequeños, anhedral a subhedros y con extinción en parche y en damero localizada. Ocasionalmente tiende a generar cintas o cristales con recristalización en subgranos, ligados a las variedades más deformadas.

Circón-apatita-opacos: se encuentran como cristales muy pequeños euhedros a anhedral, siempre como aisladas inclusiones en anfibol, piroxenos y plagioclasa. En

ocasiones los opacos desarrollan venillas o finas inclusiones orientadas, preponderando la variedad magnetita e ilmenita.

Sericita: está como pinita formando cristales muy pequeños como alteración en plagioclasa.

II-2.1- 1.2) Gabronorita hornbléndica-piroxénica

Este tipo litológico aparece como cuerpos elongados, de longitudes variables y en general de 10 a 25 m de potencia. Se presenta en contacto neto o interdigitándose continuamente con los gabros hornbléndicos y gabronoritas olivínicas. Destaca su presencia en los alrededores del puesto Otarola y en inmediaciones del paraje Las Juntas. También es significativo su desarrollo en el tramo medio de la quebrada, en inmediaciones a la cumbre de Otarola.

La gabronorita desarrolla textura masiva, subhedra granular, de grano grueso que por sectores tiende a disminuir a tamaño medio (Fig. II-2.1-1.2-I: a, c). Está compuesta esencialmente por plagioclasa, hornblenda, ortopiroxeno, con esporádica presencia de clinopiroxeno y escasa aparición de cuarzo, biotita y sericita (Fig. II-2.1-1.2-I: d). Los minerales accesorios más frecuentes son magnetita, ilmenita, circón y apatita. Por dominios la hornblenda y los ortopiroxenos se presentan como cristales de gran tamaño, con numerosas inclusiones de apatita y alta proporción de opacos (Ilm-Mag), orientados en el interior de los cristales hospedantes.

La mencionada litología desarrolla frecuentemente una foliación magmática (S_{0b}), y una submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), representada también esta última por el desarrollo de finas bandas de minerales máficos (Amph-Opx) alternando con capas leucocráticas dominadas por plagioclasa (Fig. II-2.1-1.2-I: a). Dichos minerales, presentan microfábricas deformacionales intracristalinas dúctiles de alta temperatura, conservando parcialmente la fábrica ígnea original. Por otra parte, la fábrica ígnea es retrabajada en algunos casos por una fábrica milonítica (S_{2a}), con desarrollo de una matriz anastomosada y porfiroclastos de morfología sigmas y delta, además de una lineación (L_2) de estiramiento mineral. Sobreimpuesta a todas las fábricas mencionadas es frecuente la presencia de una foliación frágil (S_3).

La gabronorita se caracteriza por presentar intrusiones de diques o *sills* de gabro hornbléndico de grano fino a medio, con bordes netos sin reacción, potencias que varían

entre 5 cm a 15 cm y longitudes siempre superiores al metro. Además, en muchos casos también poseen lentes y bandas dioríticas, de tamaños que no superan los 5 cm de potencia, posicionados espacialmente tanto paralelos como discordantes entre sí (Fig. II-2.1-1.2-I: b).

Microscópicamente, la gabronorita evidencia una estructura y microestructura homogénea, destacándose sectorizadamente una foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), así como también marcadas evidencias de deformación subsólida de media temperatura sobreimpuesta. Posee una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular, la cual por sectores caracteriza a una textura de tipo granolepidoblástica asociada al desarrollo de fábricas miloníticas.

Plagioclasa: está como cristales de tamaño medio, subhedros y con marcada alteración a sericita. Son frecuentes las maclas de *carlsbad* y de tipo polisintéticas (ley de albita) perfectas, aunque por sectores se observan cristales estirados, con bordes lobulados con indicios de migración y desarrollo de maclas mecánicas flexuradas. Hay contactos de puntos triples locales, definiendo una tenue textura pseudopoligonal.

Ortopiroxeno: está como cristales de tamaño medio, subhedros y con pleocroísmo marcado de tonos rosados. Por sectores se encuentra parcialmente uralitizado, a veces fracturado y con inclusiones en anfíbol.

Anfíbol (Hbl): se presenta como cristales medianos, subhedros, con marcado pleocroísmo de tonos verdes a pardos. Posee una amplia facturación y comúnmente están rodeando a ortopiroxeno e incluyéndolos. Evidencian maclados de dos individuos localizados, e indicios puntuales de migración de bordes y/o recristalización en subgranos de tamaño fino.

Clinopiroxeno: aparece aisladamente conformando cristales pequeños siempre subhedros. Presenta bordes difusos en contacto con anfíbol.

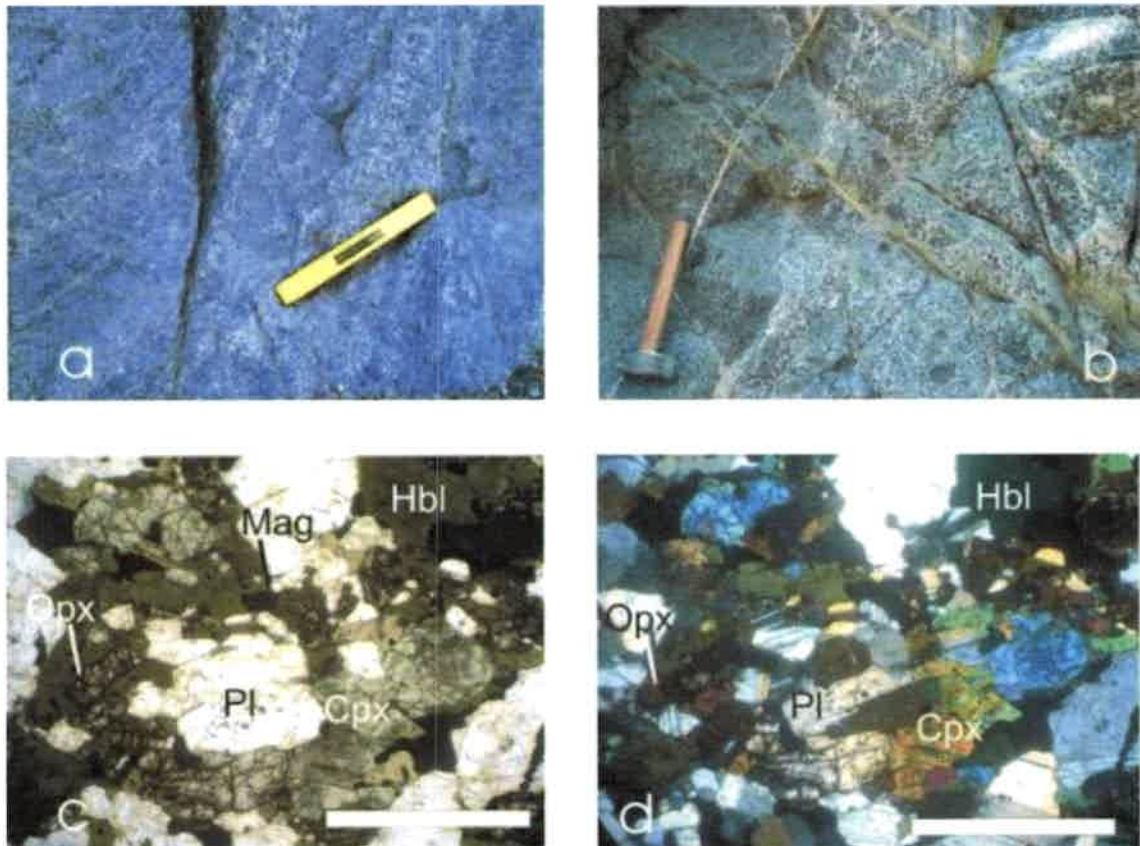


Fig. II-2.1-1.2-I: Gabronorita hornbléndica piroxénica

Figura II-2.1-1.2-I: a) Foto de afloramiento correspondiente a gabronorita hornbléndica piroxénica. Se destaca la presencia de bandas elongadas dioríticas y máficas. Vista al norte. b) Foto de afloramiento de gabronorita hornbléndica piroxénica en donde se evidencia el desarrollo de bolsones dioríticos. Vista al norte. c) Fotomicrografía a nicoles paralelos, destacándose la mineralogía principal y la relación entre dichos minerales. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados indicándose la textura ígnea predominante y las relaciones minerales. Escala: nivel: 120 mm; masa. 250 mm; barra blanca de escala es 1 mm.

Biotita: se desarrollan en muy baja proporción, como cristales pequeños, subhedros, laminares, con pequeñas inclusiones de circón y asociadas siempre a hornblenda.

Cuarzo: constituyen cristales diminutos, anhedros a subhedros y con bordes lobulados. Cuando la tasa de deformación es alta, genera cintas o tiende a recrystalizar en subgranos.

Circón-apatita-opacos: se encuentran constituyendo cristales muy pequeños, euhedros a anhedros, como múltiples inclusiones en las fases principales (Hbl-Pl-Opx-Bt). En ocasiones los opacos (Mag-Ilm) se orientan paralelos a los bordes de los cristales hospedantes.

Sericita: está formando cristales diminutos (pinita) como alteración en plagioclasas.

II-2.1- 1.3) Gabronorita olivínica

Esta unidad litológica se presenta erráticamente distribuida, conformando aislados cuerpos ubicados en el segmento oriental de la quebrada de Otarola (Tema VII: Anexo I: mapa 2), primordialmente en cercanías del paraje Las Juntas, así como también en inmediaciones de la quebrada la Higuera. La gabronorita olivínica se presenta en afloramientos con tamaños que varían entre 50 m a 200 m potencia y longitudes superiores a 300 m, en los que se intercalan capas duníticas y/o peridotíticas.

Esta roca se distingue de los otros tipos litológicos porque presenta una estructura mesoscópica y textura característica de las rocas cumulares. La textura es homogénea, con tamaño de grano grueso a medio (Fig. II-2.1-1.3-I: d, g), aunque en ocasiones es de tipo poiquilítica con oikocristales de anfíboles de hasta 5 cm en su eje mayor. La textura cumular queda definida por la presencia de cumulos de minerales máficos, constituidos por la asociación ígnea Ol+Opx+Hbl y plagioclasa (An₉₂₋₉₉) intercumular (Fig. II-2.1-1.3-I: a, b, c). Dicha textura se define primariamente como ortocumular con variaciones puntuales a heterocumular (Fig. II-2.1-1.3-I: e, f, g). Cabe destacar, que las rocas cumulares siempre poseen cristales de espinelo con aluminio y cromo (pleonasto-picotita), magnetita rica en cromo y serpentina.

En algunos cuerpos se aprecia claramente un encapado modal o *layering* magmático (S_{0a}), el cual queda definido por la alternancia rítmica de capas compuestas por Ol-Hbl-Px y capas ricas en An₉₂₋₉₉, con un espesor de 3 cm a 15 cm (Fig. II-2.1-1.3-I: h). En muchos casos la fábrica ígnea está retrabajada parcialmente por una fábrica frágil (S₃), que le infiere a los afloramientos una morfología diferencial.

Cabe destacar, la aparición constante de diques y/o *sills* de gabro anfibólico de grano fino a grueso, intruyendo en los límites de los cuerpos con una disposición espacial errática y discordante. Por otra parte, toda la unidad presenta una acentuada tasa de serpentización.

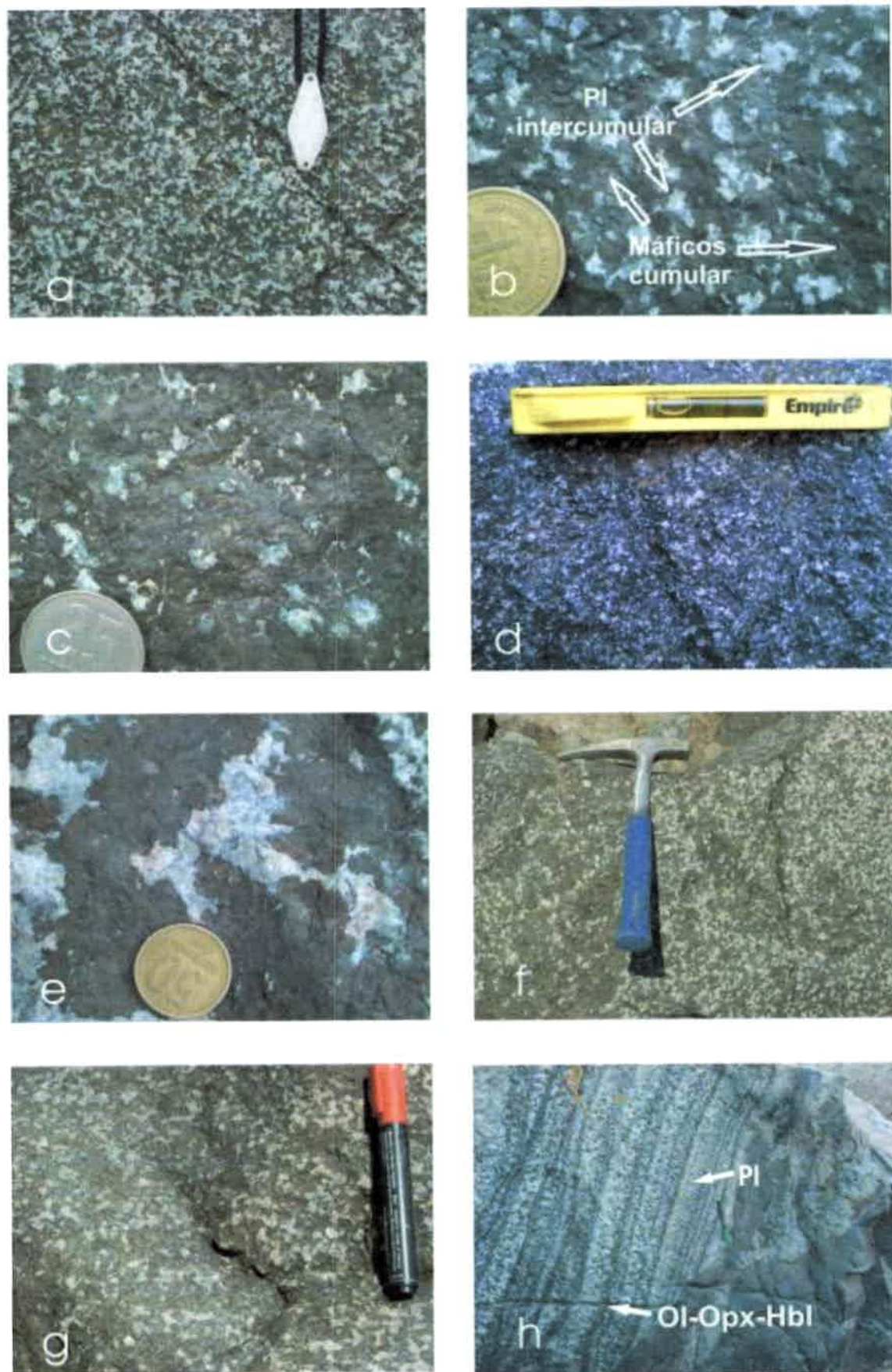


Fig. II-2.1-1.3-I: Gabronorita olivínica

Figura II-2.1-1.3-I: a) Foto de detalle de afloramiento de gabronorita olivínica. Se destaca la textura cumular principal. Vista en planta. b-c-d) Foto de de afloramiento y de detalle, donde se distinguen las fases minerales componentes de las zonas cumulares e intercumulares. e) Foto de afloramiento donde se distingue la relación textural entre la plagioclasa intercumulares y olivino con ortopiroxeno de la fase cumular. f-g) Foto de afloramiento y detalle que muestra una disminución del tamaño de grano y la relación textural correspondiente. h) Foto de afloramiento destacándose el encapado modal magmático, rítmico, con bandas de poca potencia con las fases minerales que lo componen. Diámetro de moneda: 26 mm y 18 mm; fibra: 110 mm; lupa: 30 mm; piqueta: 300 mm.

En secciones delgadas se diferencia una estructura masiva de tamaño de grano medio, con una textura ígnea cumular dominante, con megacristales de piroxeno y hornblenda que tienen continuidad óptica. Los megacristales generan en la textura un aspecto de mallado o red de grandes cristales de hornblenda, que engloban a los olivinos que están en contacto cumular mutuo y a plagioclasa que domina los espacios vacíos intercúmulo (Fig. II-2.1-1.3-II: a, c, d). Además, se genera por dominios una textura coronítica, con coronas de reacción en multicapas, dispuesta en forma concéntrica alrededor de los olivinos. En algunos casos residen alrededor de ortopiroxenos que remplazan totalmente al olivino, el cual queda solo como mineral relíctico en el centro del cristal (Fig. II-2.1-1.3-II: b, h). Dicha textura, define varias capas o coronas donde existe una relación constante entre distintas asociaciones minerales, quedando expresadas por tres zonas:

-Zona 1 de ortopiroxeno: ortopiroxeno rodeando al olivino. Esta corona exhibe un ancho de 0,8 a 1,5 mm, donde los ortopiroxenos anhedros a subhedros están circundado a los olivinos, y desarrollan una marcada fracturación. En algunos casos el olivino es remplazado por completo y queda solo como un relicto diminuto.

-Zona 2 de anfíbol: anfíbol alrededor de ortopiroxeno. La misma se compone estrictamente por cristales de hornblenda, subhedros, de tamaño medio a fino y de marcada continuidad óptica. En ocasiones, dicha zona, puede estar ausente casi por completo.

-Zona 3 de anfíbol y espinelo verde (simplectita de pleonasto en hornblenda rodeando la zona 2 y a grandes cristales de An_{92-99}).

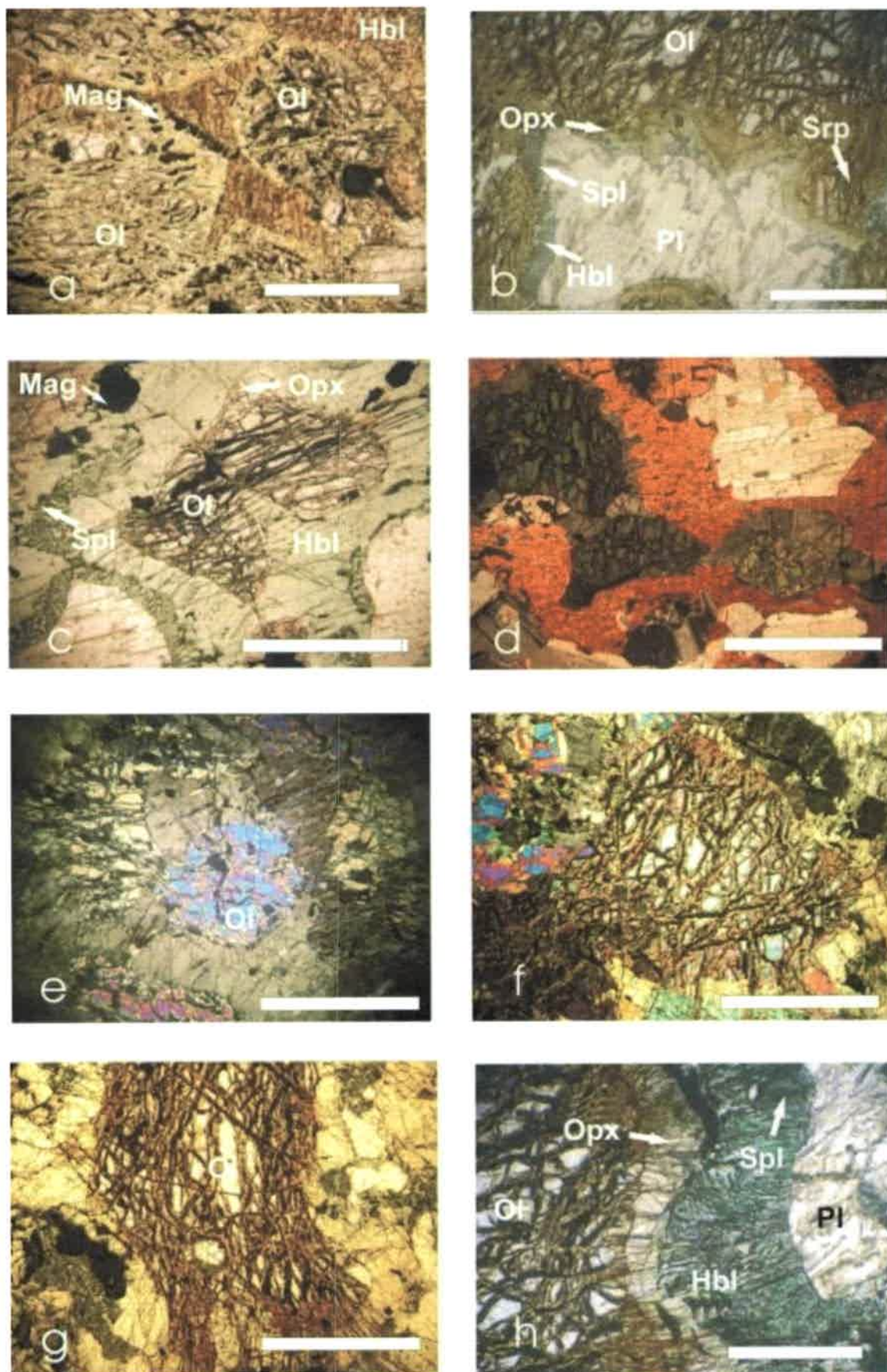


Fig. II-2.1-1.3-II: Gabronorita olivínica

Figura II-2.1-1.3-II: a) Fotomicrografía a nicoles paralelos de gabronorita olivínica. Se destacan cristales euhedrales y subhedrales de olivino serpentizado, en contacto mutuo. El olivino es la fase cumular y el anfíbol es la fase intercumular. b-c-d) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, evidenciando la textura cumular y las fases coroníticas principales. Se destacan cristales pequeños de espinelo crómico coronas de ortopiroxeno y anfíbol. e-f) Fotomicrografía de detalles a nicoles cruzados donde se resalta el olivino y su relación espacial con otras fases minerales (Px). g) Fotomicrografía de cristal de olivino con serpentización avanzada. h) Fotomicrografía de detalle de las coronas de reacción y la presencia de simplectitas de espinelo y anfíbol. Barra blanca de escala es 1 mm.

Esta zona se compone de hornblenda con numerosas inclusiones de pleonasto, el cual confiere hábitos globulares, vermes y lamelas. En algunos casos estas lamelas crecen de forma perpendicular al borde de las plagioclasas, generando un borde de tipo quelifítico.

Olivino: se encuentra como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con desarrollo de bordes subredondeados. Algunos cristales poseen simplectitas de magnetita dispuestas perpendiculares a sus bordes. En su gran mayoría tienen intensa serpentización y un marcado fracturamiento interno (Fig. II-2.1-1.3-II: e, f, g). Asimismo, es remplazado casi por completo por ortopiroxeno, quedando como inclusión relictita en el centro del cristal o rodeado por este en forma de corona.

Ortopiroxeno: se desarrolla como cristales de tamaño medio a grande, subhedros y con marcado pleocroísmo (tonos pardo-rosados). Cuando los cristales son de tamaño grande (Opx_1 : primario-magmático) desarrollan un mallado poiquiloblástico con minerales opacos orientados como exsoluciones. En cambio, cuando los cristales son de tamaño medio a pequeño (Opx_2 : secundario-post-magmático), sólo se encuentran rodeando al olivino, generando una textura coronítica.

Anfíbol (Hbl): se presenta como cristales de tamaño mediano a grande, subhedros y con un marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos. Se reconocen dos variedades: uno conformando cristales grandes, de hábito subhedral a anhedral, que generan un mallado poiquiloblástico ($Amph_1$ magmático), y el otro como cristales medianos a pequeños y de hábito subhedral, que forma parte de la corona de reacción ($Amph_2$ post-magmático).

Clinopiroxeno: aparece como cristales pequeños, subhedros y con pleocroísmo casi totalmente ausente. Posee moderada facturación y bordes difusos cuando se asocia con Opx_1 y $Amph_2$. Conforman un entramado de tamaño grueso junto ortopiroxeno.

Plagioclasa (An₉₂₋₉₉): se desarrolla en cristales pequeños, anhedros y con bordes tenuemente lobulados a indentados. Son frecuentes las maclas polisintéticas y de *carlsbad*, destacándose cristales de tamaño mayor rodeados por coronas de anfíbol. En general ocupan los intersticios en las zonas de desarrollo de texturas cumulares (intercumulo). Presenta numerosas inclusiones (Zrn-Ap-Mag-Ilm), localmente orientadas.

Espinelo: se desarrolla como cristales de tamaño pequeño, euhedros a anhedros, evidenciándose cristales subhedrales de mayor tamaño. Se presenta un espinelo crómico (espinelo primario: picotita) como cristales grandes asociados con Ol-Opx₁, y un espinelo de tamaño pequeño, euhedros y de color verde, asociado siempre con anfíbol, piroxenos y plagioclasa. Este último, se asocia a texturas simplectíticas con anfíbol ligado a coronas de reacción (espinelo secundario: pleonasto).

Circón-apatita-opacos: están en baja proporción, como cristales de tamaño muy pequeños, euhedros a anhedros, solo como inclusiones en anfíbol, plagioclasa y piroxenos. Entre los opacos predomina la magnetita con proporciones variables y puntualmente ilmenita.

Minerales de la serpentina: se presenta solo como pequeños cristales de alteración, asociada a las fracturas del olivino. Su presencia es escasa y sectorizada.

II-2.1- 1.4) Dunita y peridotita hornbléndica piroxénica

Estas rocas se presentan como capas esporádicas intercaladas con la gabronorita olivínica, principalmente en los sectores cercanos al paraje Las Juntas. Poseen potencias que van de 15 cm a 1 m y longitudes muy variables, casi siempre superiores a los cientos de metros (Tema VII: Anexo I: mapa 2). Desarrollan una estructura mesoscópica y textura característica de las rocas cumulares, distinguiéndose restringida una textura coronítica. En el primer caso, los cúmulos son de olivinos con anfíboles (Hbl) como minerales intercumulares (Fig. II-2.1-1.4-I: c, d). En el caso de la textura en coronas se desarrollan núcleos compuestos por olivino seguido concéntricamente por ortopiroxeno, rodeado por anfíbol (Hbl) y pleonasto simplectítico, y un borde de reacción de plagioclasa. En estas rocas la mineralogía está dominada por olivino, quedando subordinados ortopiroxeno, anfíbol (Hbl), plagioclasa y espinelos tanto

crómicos como alumínicos (picotita-pleonasto; ver Fig. II-2.1-1.4-I: b, c). Como accesorio se encuentran apatita y circón aislado.

Por otra parte, en algunos afloramientos la fábrica ígnea dominante aparece retrabajada parcialmente por el desarrollo de una fábrica penetrativa de carácter frágil (S_3), que le infiere a los cuerpos una morfología subangulosa (Fig. II-2.1-1.4-I: a).

En secciones delgadas se discrimina una estructura masiva de tamaño de grano medio, de textura ígnea cumular dominada por megacristales de piroxeno y anfíbol, que engloban a los de olivino que se encuentran en contacto mutuo cumular. La plagioclasa se presenta ocupando los espacios intercumulares. Además, se muestra aisladamente una textura en coronas de reacción en multicapas, alrededor de los olivinos y/o ortopiroxenos.

Olivino: son cristales subhedros a euhedros, con tamaño mediano a grande los cuales presentan una amplia fracturación. Las fracturas están por lo general rellenas con magnetita e ilmenita y abundante serpentina.

Anfíbol (Hbl): se desarrolla como cristales subhedros, de tamaño pequeño a mediano y con débil pleocroísmo de tonos pardos. En ocasiones posee inclusiones simplectíticas de espinelo verde alumínico (pleonasto). Muestran numerosa inclusiones de apatita y magnetita orientadas.

Ortopiroxeno: son cristales de tamaño pequeño, subhedros y de marcado pleocroísmo con tonos rosados. Se encuentran siempre rodeando al olivino generando coronas o localmente como xenocristales muy grandes. Incluye a magnetita y localmente apatita.

Plagioclasa (An_{92-99}): muestra un tamaño mediano, formas subhedrales y maclas polisintéticas según ley de albita y *carlsbad*. Son frecuentes los bordes tenuemente lobulados y se destacan como coronas rodeando al anfíbol-pleonasto, con desarrollo de un pequeño borde de reacción.

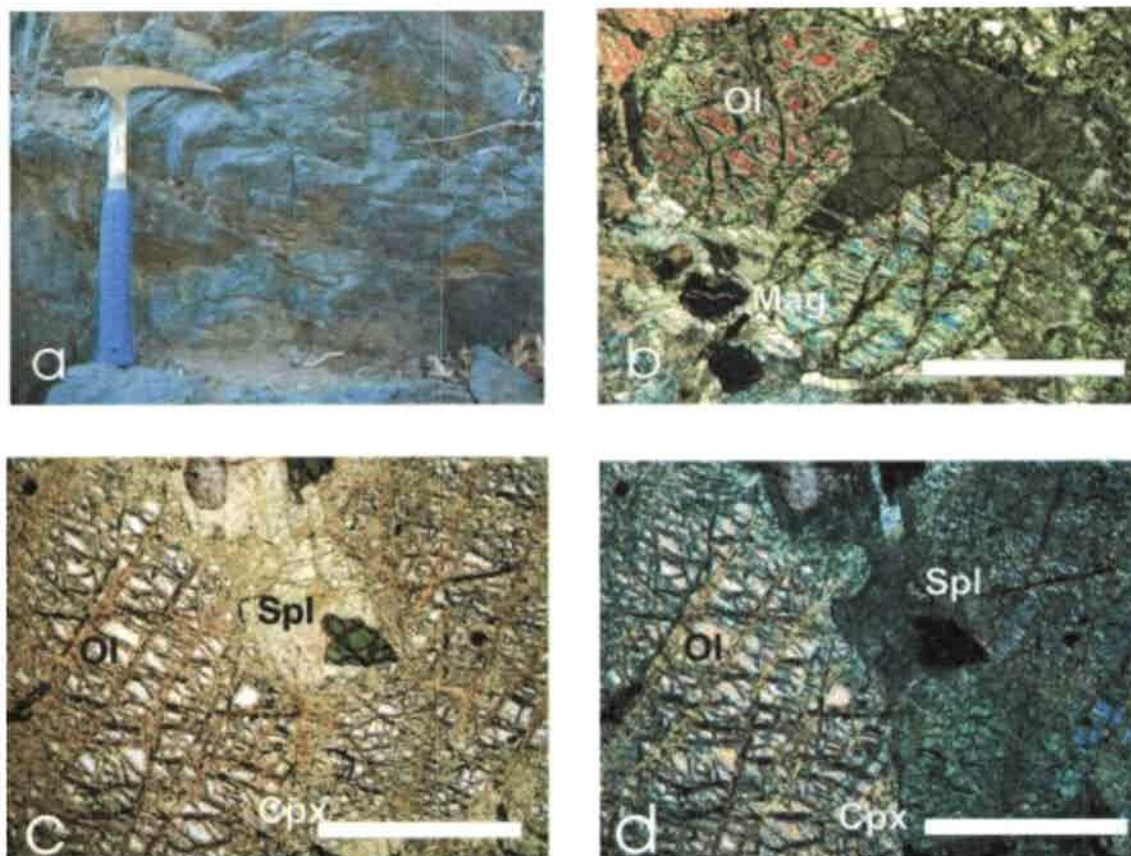


Fig. II-2.1-1.4-I: Dunita-Peridotita

Figura II-2.1-1.4-I: a) Fotografía de campo de capas duníticas, donde se destaca la estructura frágil sobreimpuesta. Vista en corte al sur. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados de gabronorita olivínica. Se destacan cristales euhedrales y subhedrales de olivino en contacto mutuo. c-d) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, evidenciando la textura cumular y las fases minerales principales. Se destacan cristales pequeños de Spl incluidos y en contacto con olivino y piroxeno. Escala: piqueta 300 mm, barra de escala es 1 mm.

Espinelo: se desarrolla como cristales pequeños, euhedros a anhedral, evidenciándose un espinelo crómico (picotita) asociados con Ol y Opx_1 , y un espinelo aluminico simplectítico (pleonasto) de tamaño pequeño, ligado a coronas de reacción con anfíbol. Asimismo, este último se presenta aislado, subhedral con tamaño medio y coligado a piroxenos.

Circón-Apatita-Opacos: están como cristales diminutos, euhedros a anhedral como inclusiones en las fases principales. Entre los opacos predomina la magnetita con proporciones variables, estando restringida la especie ilmenita.

Serpentina: se dispone solo aisladamente, asociada a las fracturas del olivino como pequeños cristales de tonos pardos.

II-2.1- 2) Asociación diorítica

Esta asociación se encuentra distribuida en toda la quebrada de Otarola con dos relaciones de campo distintivas. Por un lado interdigitada como bancos de pocos metros de potencia con los gabros y gabronoritas y, por otro lado, formando cuerpos discretos de hasta cientos de metros de espesor. Cabe destacar que, en el primer caso, no pueden ser representados en el mapa dado que su dimensión es inferior a la escala de mapeo, aunque es evidente su desarrollo en los alrededores del puesto Otarola y en la sección de la quebrada la Cantarita y la Escondida (Tema VII: Anexo I: mapa 2). En el segundo de los casos, su mayor desarrollo está ligado espacialmente a la sección de la cumbre de Otarola y pedanías del puesto la Aguadita, en el segmento más occidental de la comarca. La asociación diorítica aquí descrita, está constituida por dos variedades litológicas: diorita y tonalita, las cuales fueron clasificadas según lo propuesto por la subcomisión de sistemática de la IUGS (Le Maitre 1989).

II-2.1- 2.1) Diorita

La roca clasificada como diorita se presenta por un lado interdigitada a escala centimétrica con los gabros y gabronoritas en los alrededores del puesto Otarola y esporádicamente en el tramo central de la sección; y por otro lado forma cuerpos lenticulares de cientos de metros de espesor (Fig. II-2.1-2.1-I: a) principalmente en el sector de la cumbre de Otarola y del puesto La Aguadita (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

Esta litología desarrolla una textura granular, homogénea (Fig. II-2.1-2.1-I: c), con tamaño de grano medio y ocasionalmente presentan un tamaño grueso. En general la mineralogía se compone esencialmente por plagioclasa, anfíbol (Hbl), ortopiroxeno y con apariciones esporádicas y en proporciones modales variables de pequeños cristales de cuarzo y biotita (Fig. II-2.1-2.1-I: d, f, g). Como fases accesorias predominan circón, apatita y magnetita, mientras que sericita y clorita son fases minerales secundarias.

En muchos afloramientos se observa el retrabajo parcial y/o total de la fábrica ígnea por una fábrica milonítica (S_{2a}). Esta última fábrica está representada por el desarrollo de una matriz de plagioclasa-biotita de geometría anastomosada y por cintas de cuarzo elongadas. Frecuentemente se diferencian porfiroclastos de anfíbol, plagioclasa y/o piroxenos con morfologías sigmoidales. Asimismo desarrolla una clara lineación de estiramiento y/o mineral (L_2) y una fábrica frágil (S_3) muy penetrativa.



Fig. II-2.1-2.1-I: Diorita

Figura II-2.1-2.1-I: a) Foto de campo panorámica de diorita. Se observa el patrón de afloramiento subredondeado. Vista en corte al NO. b) Foto de afloramiento de diorita, donde se destacan lentes de gabro hornbléndico elongados en una dirección principal. Vista en corte al noroeste. c) Foto de afloramiento de detalle, donde se evidencia la textura ígnea principal. d) Fotomicrografía a nicoles paralelos, donde se muestran las fases mineralógicas principales. e) Foto de afloramiento de diorita mostrando la presencia de cristales de ortopiroxeno de gran tamaño inmersos en una matriz predominantemente compuesta por plagioclasa. f-g) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, mostrando las fases minerales principales. Diámetro de moneda: 22 mm; barra de escala es 1 mm.

Cabe destacar, la intrusión constante de diques y/o *sills* de gabro anfibólico de grano fino, y la interdigitación de lentes y/o bandas de composición gábrica (Fig. II-2.1-2.1-I: b) de contactos netos a transicionales. Los lentes gábricos poseen una disposición espacial por sectores paralelas entre sí, aunque hay ejemplos de orientaciones erráticas y/o discordantes.

En sección delgada se diferencia una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular (Fig. II-2.1-2.1-I: d), en algunos dominios la textura original está casi totalmente remplazada por una textura granolepidoblástica, asociada a deformación subsólida de media temperatura. La estructura es predominantemente ígnea, con sectores donde se evidencia una estructura milonítica anastomosada. En el análisis petrográfico se destacan una serie de microfábricas deformacionales intracristalinas de carácter dúctil, de media y alta temperatura.

Plagioclasa (anortita-bytownita): está conformando cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros a anhedros (hipidiomórficos) y con bordes levemente lobulados. Es frecuente el estiramiento de algunos cristales y las maclas polisintéticas con suave alabeo y acuñamiento hacia el centro de los cristales. Aisladamente se observan contactos de puntos triples, mostrando una sutil textura pseudopoligonal e indicios de migración de borde y desarrollo de subgranos diminutos. Las maclas *carlsbad* son frecuentes, al igual que las mecánicas polisintéticas oblicuas al maclado primario. Las inclusiones son numerosas substancialmente de apatita, magnetita y circón.

Anfibol (Hbl): se presenta como cristales de tamaño mediano, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos. Se destaca su amplia facturación y un maclado mecánico aislado de tipo dos individuos. Localmente es evidente la migración de bordes con lobado de los mismo y tenue generación de subgranos.

Ortopiroxeno: se desarrolla como cristales medianos a pequeños, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Por sectores se evidencian grandes cristales (Fig. II-2.1-2.1-I: e) suhedrales, con numerosas inclusiones de apatita y

magnetita. Se encuentra en contacto con anfíbol, transformándose a estos (uralitización).

Biotita: conforma láminas pequeñas, subhedras y con extremos acuñados y/o dentados. Se destaca una marcada desferrización y su presencia como diminutas inclusiones en plagioclasa, cuarzo y anfíbol. Incrementa su desarrollo en proporción y tamaño en las secciones con marcada tasa de milonitización.

Cuarzo: conforma cristales pequeños a medianos, anhedros a subhedros así como también cintas elongadas con recristalización en subgranos. Es frecuente el desarrollo de extinción en damero perfecta y los bordes lobulados o con evidencias de migración. Su desarrollo es notable en secciones con marcada tasa de milonitización.

Circón-Apatita-Opacos: son cristales diminutos, euhedros a anhedros, incluidos en las fases esenciales. En algunos casos los opacos (Mag) tienden a orientarse generando fábricas continuas dentro del anfíbol, y en otros se disponen oblicuos a los bordes del cristal.

II-2.1- 2.2) Tonalita

Constituye el tipo litológico de menor extensión en la quebrada de Otarola, distribuida principalmente en la sección sur-oriental de la misma, en cercanías de la escuela y la iglesia de Las Juntas (Tema VII: Anexo I: mapa 2). Conforman afloramientos que pasan de morfologías bochiformes a cuerpos lenticulares elongados de cientos de metros de potencia.

En general, presenta una textura predominantemente ígnea, con tamaño de grano fino a medio, equigranular e hipidiomórfica (Fig. II-2.1-2.2-I: c). La composición mineralógica queda definida predominantemente por plagioclasa (anortita - bytownita), biotita y cuarzo, quedando subordinados en su proporción modal anfíbol (hornblenda) y magnetita (Fig. II-2.1-2.2-I: d, e). El ortopiroxeno está completamente ausente.

Evidencia el desarrollo de una foliación magmática (S_{0b}) formada primariamente por bandas irregulares y discontinuas de anfíbol y/o biotita. Además, aparece un retrabajo textural parcial de la fábrica ígnea por una milonítica (S_{2a}) y una fábrica frágil (S_3). Dentro de las tonalitas se intruyen cuerpos de gabros hornbléndicos, que yacen con formas lenticulares paralelos a la foliación magmática. Algunos ejemplos lo hacen de manera discordante.

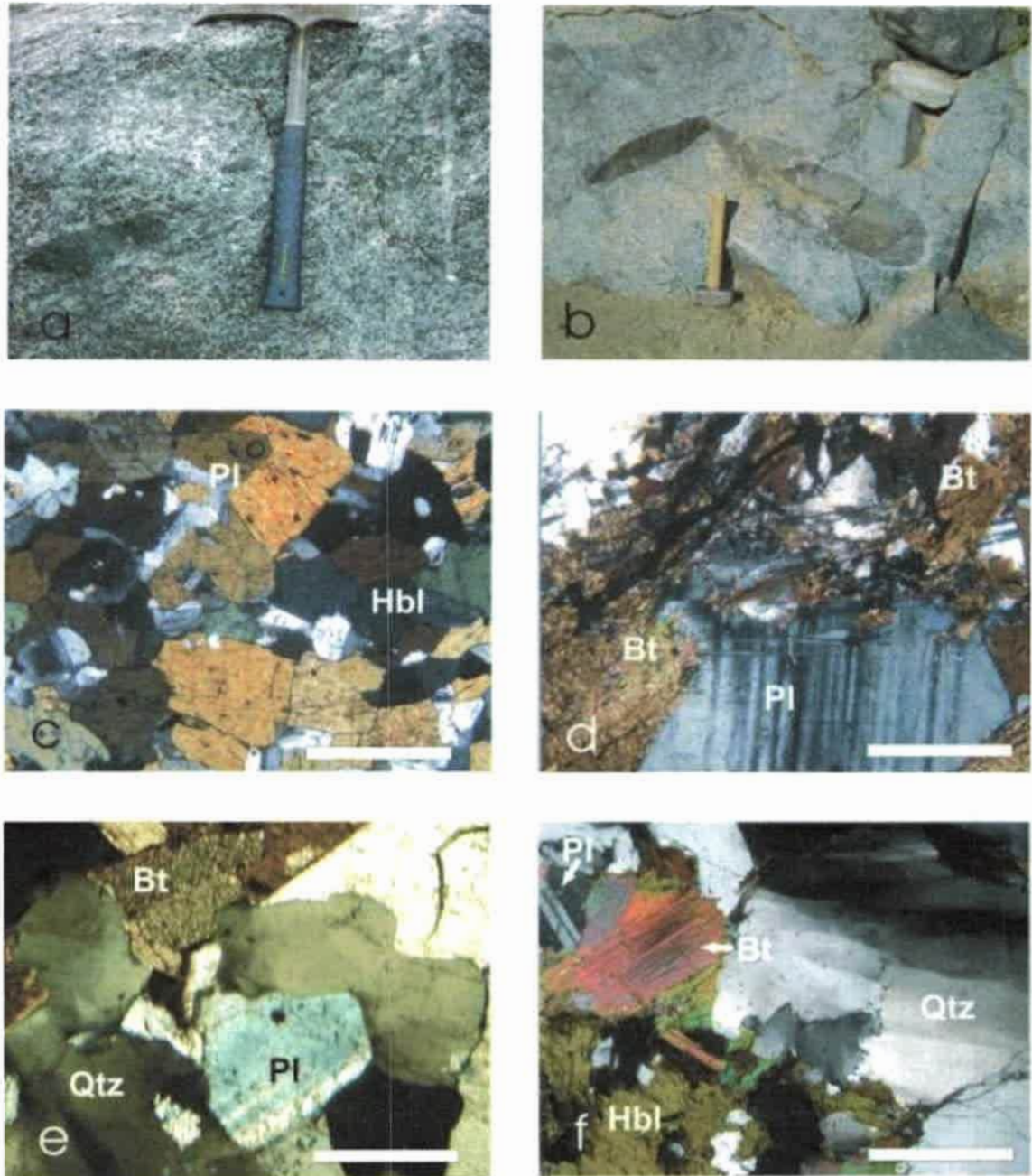


Fig. II-2.1-2.2-I: Tonalita

Figura II-2.1-2.2-I: a) Foto de campo de tonalita. Se observa el patrón de afloramiento y la inclusión de pequeños lentes máficos. Vista en corte al NO. b) Foto de afloramiento de tonalita donde se destacan lentes de gabbro hornbléndico con bordes subredondeados. Vista en corte al noroeste. c) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se evidencia la textura ígnea principal. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se destaca la presencia de biotitas de gran tamaño en contacto con plagioclasa. e) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se destaca las fases minerales principales. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando presencia de grandes cristales de cuarzo y biotita. Escalas: masa 250 mm; piqueta 300 mm; barra blanca de escala es 1 mm.

En el análisis petrográfico se destaca una textura ígnea hipidiomórfica inequigranular, siendo la misma, por dominios, remplazada por una textura granolepidoblástica. La estructura es predominantemente ígnea masiva, aunque

localmente se encuentra una estructura milonítica y una serie de microfábricas deformacionales intracristalinas de alta y media temperatura.

Plagioclasa (anortita – bytownita): son cristales subhedros, de tamaño de mediano a pequeño, con maclas polisintéticas según ley de albita y también de tipo *carlsbad*. Presentan bordes lobulados puntuales y contactos de puntos triples sectorizados, estos ligados a las secciones con alta tasa de deformación. Además, son evidentes los procesos de migración de bordes y maclado mecánico (Fig. II-2.1-2.2-I: e, f) oblicuo al original.

Biotita: aparece en porcentajes elevados, como cristales pequeños a medianos y mayormente subhedros. En ocasiones conforman grandes placas (Fig. II-2.1-2.2-I: d) subhedrales y de bordes aserrados. Son cristales pleocroicos que varían de pardo claro a rojizos, con bordes dentados y/o acuñaos y con marcada desferrización. Su proporción incrementa en secciones con alta tasa de deformación.

Cuarzo: aparece con un tamaño mediano, anhedral y normalmente con extinción ondulosa. Se destacan individuos que conforman cintas con recristalización a subgranos y/o extinción en damero perfecta.

Anfíbol (Hbl): son cristales anhedral a subhedros, de tamaño mediano y con marcado pleocroísmo el cual varía de verde oscuro a pardo. Se asocian con biotita y presenta inclusión de minerales opacos (Mag). Es el mineral máfico dominante en algunas tonalitas del área.

Circón-apatita-opacos: se presentan como inclusiones diminutas, anhedral a subhedras, siempre asociados a biotita y anfíbol. Entre los opacos predomina magnetita e ilmenita, disputas localmente de manera discordante a los límites del cristal.

II-2.1- 3) Asociación metasedimentaria

La asociación metasedimentaria se encuentra con una distribución muy subordinada a las asociaciones ígneas previamente descritas, encontrándose como afloramientos discretos en la porción central y oriental de la sección, y en los inicios de la quebrada Marambia (Tema VII: Anexo I: mapa 2), con espesores que varían de 300 m a 2 km y longitudes que no superan el kilómetro. Además, las rocas metasedimentarias están presentes como pequeños tabiques lenticulares (*septos*) de pocos metros de longitud, interdigitados con las asociaciones rocosas de mayor

expresión areal. Asimismo, su mayor representación la conforma un cuerpo mayor a 500 m de potencia por 2 km de longitud, que se ubica espacialmente en pedanías del puesto Otarola.

Dentro de esta asociación quedan incluidas tres tipos litológicos, distinguidos por su morfología y constitución mineralógica como: migmatita estromatítica a estromatítica plegada, diatexita y granitos anatócticos (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999).

II-2.1- 3.1) Migmatita Estromatítica

La roca clasificada como migmatita estromatítica, constituyen pequeños cuerpos a modo de tabiques lenticulares, de escala variable entre 20 a 150 m de longitud y con potencias entre 10 a 100 m. Dichas rocas sólo están claramente definidas en el sector oriental de la quebrada, en proximidades al puesto Otarola, constituyendo un tabique decamétrico elongado con rumbo submeridional (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

Las mismas presentan una foliación composicional irregular, espacialmente discontinuas y de potencia variable entre 2 a 5 cm, dadas por el desarrollo de leucosomas (L), mesosomas (M) y melanosomas (m; ver Fig. II-2.1-3.1-I: a, d). En general poseen una textura granolepidoblástica marcada, con un tamaño de grano medio que varía a grano fino fundamentalmente en los melanosomas.

La mencionada foliación se define como una foliación migmatítica (S_1) de tipo estromatítica, marcada por la alternancia de bandas félsicas y máficas (Fig. II-2.1-3.1-I: b, c, g, h), con un carácter penetrativo sobresaliente. Cabe destacar, la diferenciación de las partes componentes de las migmatitas L-M-m no es clara en todos los afloramientos, dado que dicha estructura tiende a acunarse o cortarse (Fig. II-2.1-3.1-I: a, g). Asimismo, la estructura estromatítica tiende a variar a una típica estructura estromatítica plegada, con desarrollo de pliegues de flujo abiertos y asimétricos, en su amplia mayoría.

Esta litología presenta evidencias macroscópicas de una deformación sincrónica con la migmatización, observándose en el *boudinado* de los leucosomas, los cuales evidencian un estiramiento generalizado, seguido de un adelgazamiento y la paulatina estrangulación del cuello del *boudin*.

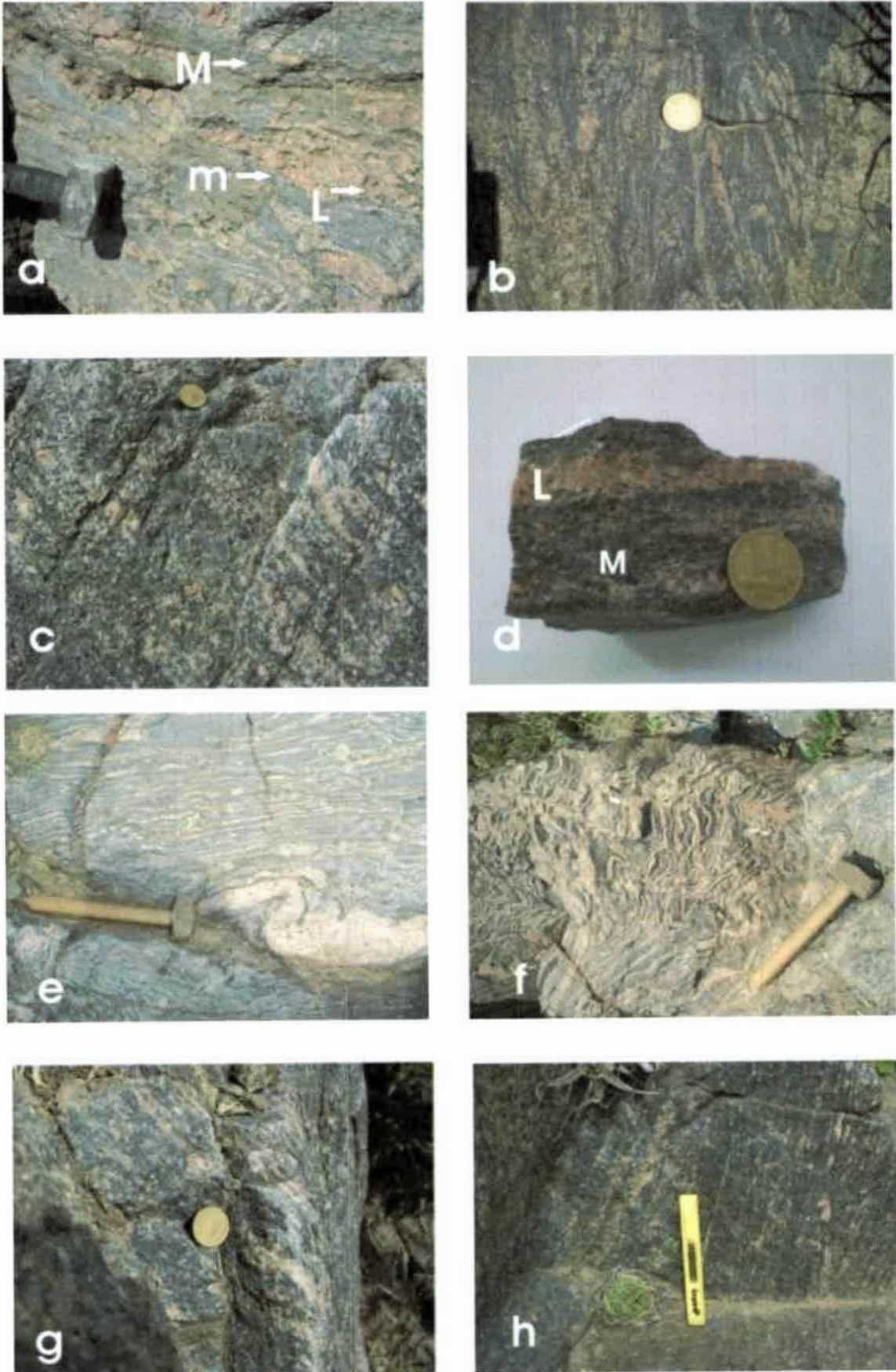


Fig. II-2.1-3.1-I: Migmatita estromatítica

Figura II-2.1-3.1-I: a) Foto de campo de migmatita estromatítica. Se muestra las partes componentes L-M-m (ver definición en texto). Vista en planta. b-c-g-h) Foto de campo de migmatita estromatítica, donde se observa el marcado bandeado migmatítico definido como la estructura penetrativa S_1 . Vista en planta y en corte al N. d) Foto de detalle macroscópico de migmatita estromatítica donde se indican las partes constituyentes L-M. Vista en planta. e-f) Foto de campo de migmatita estromatítica con leucosomas plegados, y con desarrollo de microplegamientos a escala centimétrica. Vista en planta. Diámetro de moneda: 26 mm y 18 mm; masa: 250 mm; nivel 120 mm.

Además, esporádicamente, desarrollan pliegues de tipo isoclinal cerrados a pliegues tipo *chevrón*, claramente visibles por el flexuramiento general de los leucosomas y mesosomas (Fig. II-2.1-3.1-I: e, f).

Las rocas estromatíticas contienen intrusiones de diques y/o *sills* de gabro anfibólico. Dichos intrusivos varían de tamaño, entre pequeños cuerpos tabulares de 40 a 70 cm de longitud y 20 cm de potencia; a grandes cuerpos de longitudes superiores a la decena de metros. En general los intrusivos máficos tiene bordes netos, dispuestos tanto concordantes como cortando a la foliación migmatítica.

Leucosoma: se desarrollan como bandas continuas, con ancho variable entre 0,5 a 2,0 cm, de tonos blancos-rojizos, con tamaño de grano medio a grueso y texturas predominantemente granoblástica. Estas bandas leucocráticas poseen acuñaamientos y desarrollan pliegues intrafoliares, o se interconectan generando canales centrales y una serie de venas tributarias menores. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa y proporción variable de feldespato potásico, cordierita y granate. Estos últimos se alternan en proporción variando continuamente. Además aislados cristales de biotita, sillimanita prismática, pleonasto y como inclusiones circón (Fig. II-2.1-3.1-II: b, e).

Mesosoma: se encuentra con tonalidades grises oscuras, en contacto con L-m, textura granolepidoblástica con dominios granoblásticos y de tamaño de grano medio a fino. Conforman bandas irregulares, flexuradas y con desarrollo de pliegues asimétricos aislados. Está constituido por cuarzo, plagioclasa, biotita y en baja proporción modal feldespato potásico, granate, sillimanita y/o cordierita. Como inclusión circón y apatita.

Melanosoma: son bandas muy discontinuas, relativamente delgadas que en ocasiones no superan los 0,5 cm, con tamaño de grano fino a medio y una textura predominantemente lepidoblástica. Son de tonos negros a grises oscuros, encontrándose ahusados y/o acuñaados, o casi indiferenciables en sectores en los que se incrementa la concentración de L. Están compuestos por láminas de filosilicatos (Bt), acompañadas en una menor proporción por prismas medianos de sillimanita y pequeños blastos de

cordierita y/o granate. En baja proporción modal se destacan cuarzo ameboidal, circón y apatita (Fig. II-2.1-3.1-I: c, d, f).

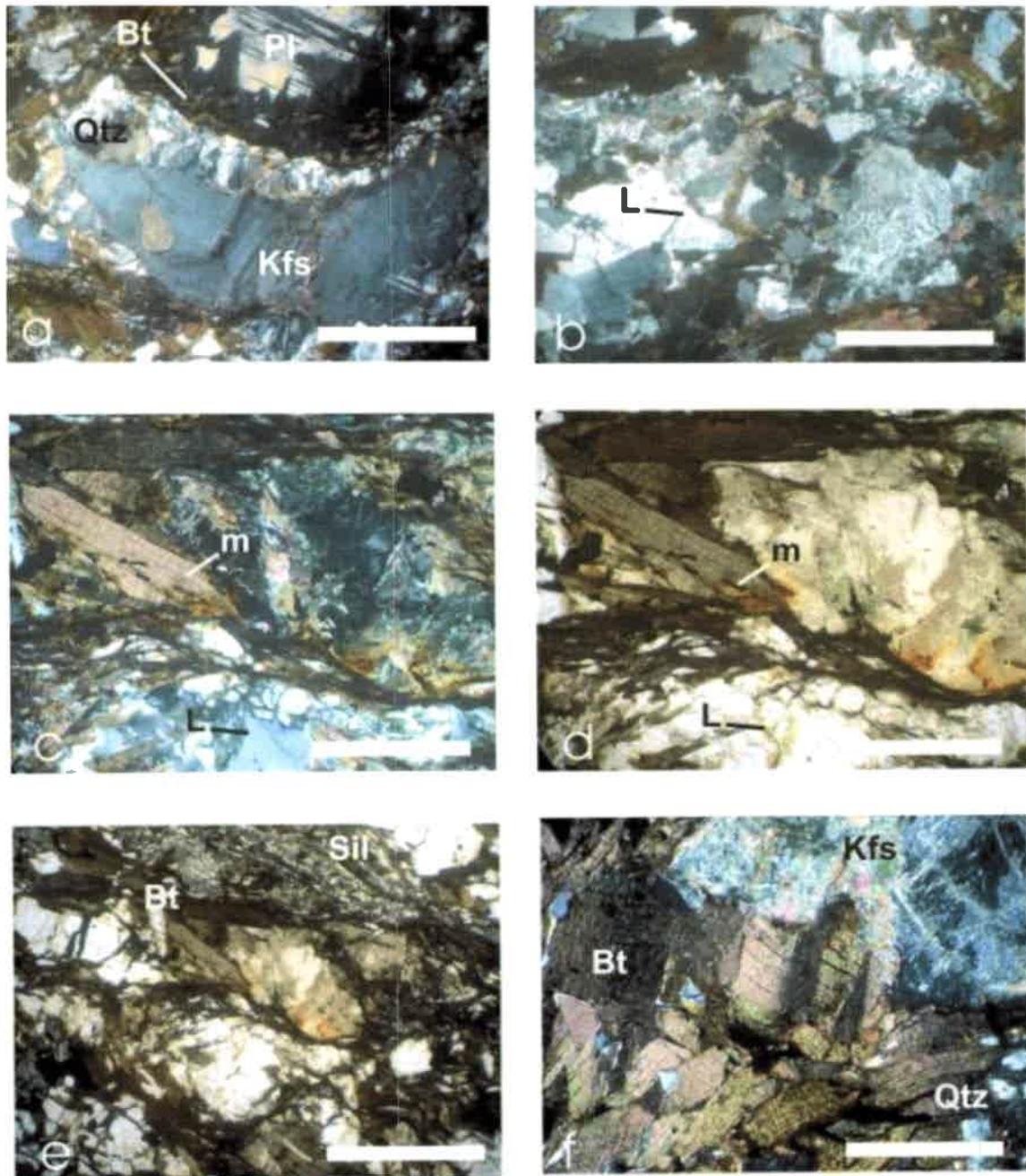


Fig. II-2.1-3.1-II: Migmatita estromatítica

Figura II-2.1-3.1-II: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados de detalle de los minerales principales de la roca. Se destacan los grandes cristales de feldespato indicando un borde de reacción con cuarzo. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados, donde se destacan las fases minerales componentes de la lineación. c-d) Fotomicrografía a nicoles cruzados, y paralelos, donde se muestran grandes láminas de Bt las cuales conforman el m. Se evidencia claramente la variada tasa de deformación sub-sólida presente y las cintas de cuarzo recrystalizado a subgranos. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos, evidenciando el bandeo migmatítico característico y las fases minerales principales. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando el desarrollo de microplegamientos en biotita. Además el desarrollo de la estructura migmatítica S₁ y una estructura de retrabajo dúctil-frágil de carácter anastomosado S₂. Barra blanca de escala: 1 mm.

Cuarzo: se presenta como cristales anhédros de tamaño mediano a grande, desarrollando bordes suturales con uniones de puntos triples o bordes ameboidales con intercrecimiento de subgranos diminutos. En la mayoría de los casos posee lámelas de deformación, extinción en damero o desarrollo de subgranos de recrystalización por migración de bordes. También ocurre como granos de bordes engolfados y pequeños en sombras de presión generadas en porfiroblastos de granate y plagioclasa; en esta posición textural está asociado a biotita.

Plagioclasa: aparece como cristales de tamaño mediano a grande, subhedros y con bordes por sectores algo corroídos o con engolfamientos. Asimismo, muestra maclas polisintéticas según ley de albita y aisladas maclas *carlsbad*. Con frecuencia, las primeras, se acuñan al centro del cristal y/o flexuran, y se asocian igualmente a maclas mecánicas polisintéticas oblicuas a las primarias. Se concentra en su núcleo la alteración sericítica, inclusiones de circón y aisladas mirmequitas.

Feldespato potásico: aparece como blastos medianos a grandes y de carácter subhedro a euhedro, tiene bordes lobulados o corroídos, con desarrollo de un maclado en enrejado esfumado (variedad microclino) y localmente flexurado (Fig. II-2.1-3.1-I: a). Por dominios se desarrolla con indicios de recrystalización por rotación de subgranos y con maclados mecánico anómalos en variadas orientaciones.

Granate: conforma cristales pequeños a medianos, subhedros a euhedros y con bordes engolfados. Los porfiroblastos de granate pueden tener fractura intra-cristalina rellenas por clorita, o estar subdivididos en varios cristales de menor tamaño. También son comunes las variedades poiquilíticas, de núcleos turbios con numerosas inclusiones de circón, biotita o cuarzo.

Cordierita: aparece como cristales de tamaño mediano, subhedrales libres de inclusiones o como grandes poiquiloblastos anhédros con numerosas inclusiones. Puntualmente desarrolla núcleos grandes policristalinos asociados a biotita y cuarzo.

Normalmente poseen sutura de malevo, fracturas concoides irregulares y crecimiento puntuales de sillimanitas aciculares en los bordes. Algunos blastos muestran indicios de recristalización a subgranos, con poligonación incipiente y bordes suturados en uniones triples difusas.

Biotita: forma láminas medianas a pequeñas, anhedras, con pleocroismo de tono pardo-verdoso, que por sectores toma tamaños algo mayores, son subhedrales y pleocroismo de tonos rojizos intensos. Constituyen folias finas, discontinuas y de corta longitud. Tienden a flexurarse y generar pliegues *kink* aislados; así como también formas de pez aisladas. Muestran zonas con elevado grado de alteración a óxidos de hierro (Fig. II-2.1-3.1-I: c, d, f) y presentan inclusiones de circón y cuarzo goticular.

Sillimanita: en algunos casos es prismática, euhedra a subhedra en los mesomasas, en otros casos tiene hábito fibroso y/o acicular, constituyendo nidos. Se altera a sericita o está incluida en cordierita tanto en núcleos como bordes.

Espinelo: se desarrolla como cristales discretos y muy pequeños, tanto euhedros como anhedros, muy aislados en las muestras. Es siempre un espinelo aluminico (pleonasto) de tonos verdes intensos.

Circón-apatita: se presentan en muy baja proporción, solamente como pequeños cristales anhedros a subhedros incluidos en las fases principales.

Sericita: se presenta solamente como pequeños cristales (pinita) de alteración en las plagioclasas y feldespatos alcalinos, estando siempre asociada con argilominerales.

II-2.1- 3.2) Diatexita

La roca clasificada como diatexita se encuentra en pequeños cuerpos en forma de fajas o lentes de escala variable entre 20 a 50 m de longitud y con potencias variables entre 10 a 50 m, en íntima relación de yacencia junto a la migmatita estromatítica y a granitos anatéticos menores. Estas rocas están definidas en el sector central de la quebrada de Otarola, constituyendo un cuerpo de morfología lenticular (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

Las mismas poseen una textura granoblástica masiva, con un tamaño de grano medio que por sectores varía a grano fino. Desarrollan una estructura muy homogénea con aislados lentes o *schlierens* biotíticos (Fig. II-2.1-3.2-I: b, c, d). Están compuestas esencialmente por plagioclasa, cuarzo, biotita, cordierita, feldespato potásico,

sillimanita y granate (Fig. II-2.1-3.2-I: d). Como fase accesoria presentan circón, apatita y opacos. En algunos cuerpos los cristales de plagioclasa, granate y cordierita generan bolsones o zonas de alta concentración (Fig. II-2.1-3.2-I: a, c).

Por otra parte, muchas de las rocas exhiben la estructura original parcialmente obliterada y la presencia de una foliación milonítica de incipiente desarrollo. Igualmente, presentan intrusiones de diques y/o *sills* tabulares de gabro hornbléndico.

Al microscopio se observa una estructura homogénea y una textura granoblástica de tamaño medio a grueso, la cual por partes tiene patrones de tipo granolepidoblásticos asociados al desarrollo de finas folias de biotita-sillimanita. Las diatexitas presentan en ocasiones una variada gama de microfábricas deformacionales intercristalinas e intracristalinas, tanto de temperatura alta como media.

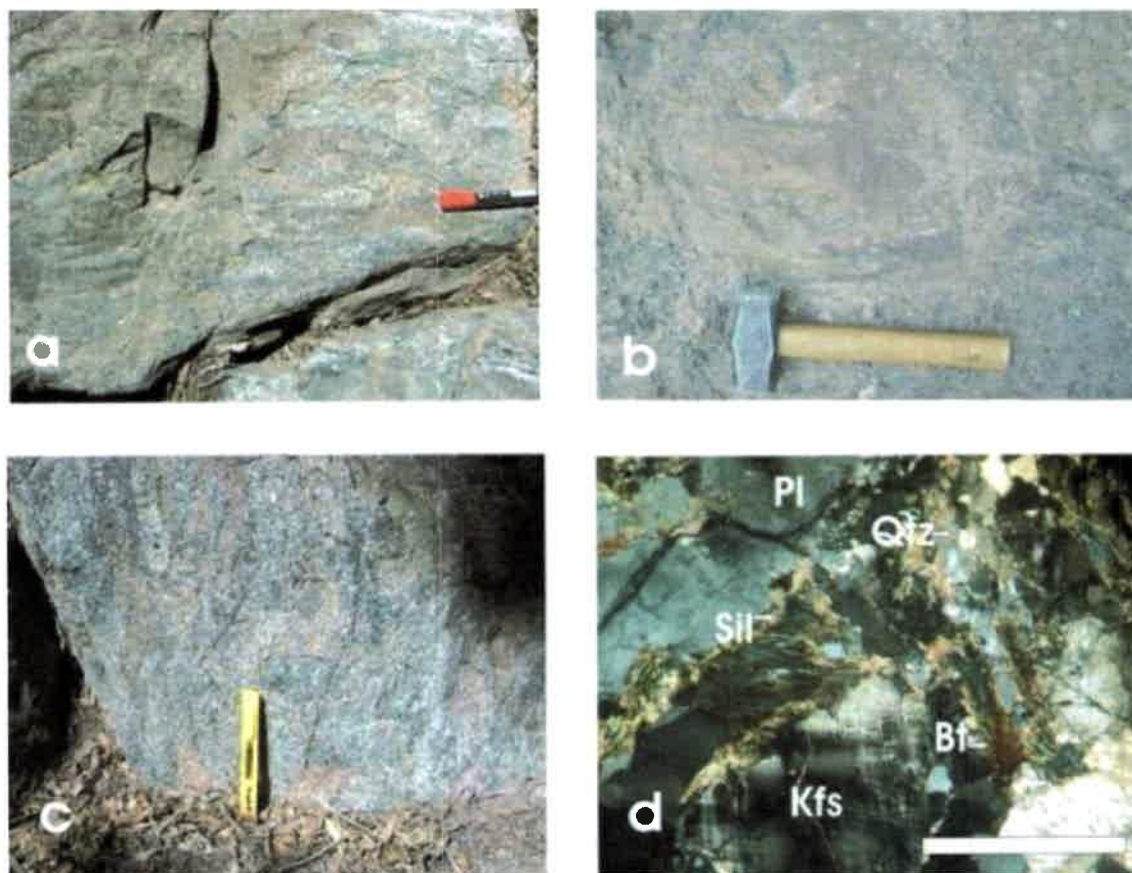


Fig. II-2.1-3.2-I: Diatexita

Figura II-2.1-3.2-I: a) Foto de afloramiento de diatexita donde se muestra una estructura homogénea y zonas de concentración de granates. Vista en planta. b-c) Foto de afloramiento de diatexita mostrando la homogeneidad de la fábrica migmática. Vista en planta y en corte al sur. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados donde se muestra la asociación mineral característica y la textura homogénea de la roca. Tamaño de fibra: 130 mm; nivel: 120 mm; masa: 250 mm; barra de escala: 1 mm.

Estas últimas, caracterizadas por la presencia de cristales con un leve desarrollo de colas asimétricas, sombras de deformación, acuñado y esfumado del maclado polisintético de plagioclasa y en menor medida del maclado en enrejado del feldespató potásico. Así como también cuarzos con lamelas de deformación, extinción en damero y recristalización a subgranos.

Cuarzo: se presenta como cristales anhédros, de tamaño mediano a grande y bordes ameboidales. Son visibles lamelas de deformación y cintas con individualización de subgranos. También aparece como pequeños cristales, anhédros con extinción normal, destacándose estos en las sombras de presión y como inclusión de tipo goticular.

Plagioclasa: está como cristales subhédros a euhédros, de tamaño mediano a grande, con desarrollo de un maclado polisintético localmente acuñado, esfumado y/o flexurado. Se destacan blastos elongados, con desarrollo de colas asimétricas, sombras de presión e indicios de procesos de disolución sólida y/o migración de bordes. Exhibe una local recristalización a subgranos con desarrollo de bordes suturales marcados.

Feldespató potásico: se encuentra como cristales euhédros a subhédros, de tamaño mediano a pequeño, destacándose blastos de hasta 1 cm de longitud. Desarrollan bordes rectos parcialmente corroídos y núcleos muy alterados. Poseen un maclado en enrejado que sufre por sectores un acuñamiento visible; asimismo maclas de tipo *carlsbad*.

Granate: desarrolla blastos subhédros a euhédros, de tamaño mediano y de bordes engolfados. Por sectores conforman porfiroblastos muy fracturados con desarrollo de colas asimétricas, tendiendo a poiquiloblastos con núcleos turbios por la presencia de inclusiones. En algunas rocas el granate se concentra conformado nódulos de varios cristales pequeños subhédrales.

Biotita: se encuentra como láminas subhédras, de tamaño pequeño a mediano y con bordes en general netos, aunque hay ejemplos con bordes parcialmente aserrados. La biotita está asociada a sillimanita y genera finas folias alabeadas, que engloban o rodean a los granates y a blastos de cordierita. Se destacan algunos cristales grandes con acodamientos o alabeos pronunciados, siendo muy asiladas las formas de pez.

Cordierita: conforman cristales de tamaño mediano, subhédros y con desarrollo esporádico de maclas. Se concentran por sectores y generan motas o microbolsones.

También como blastos grandes, con inclusiones de circón, biotita y cuarzo goticular. Se destacan las numerosas fracturas concoides y las suturas de malevo.

Sillimanita: está en baja proporción, siempre como cristales prismáticos de tamaño pequeño a mediano y euhedros. Además como diminutos blastos prismáticos, incluidos en cuarzo y plagioclasa. Localmente son aciculares y crecen en los límites de blastos de cordierita.

Apatita-circón: se presentan como diminutos cristales, euhedros a subhedro, poco abundantes e incluidos en la mayoría de las fases minerales esenciales.

Sericita: son pequeños cristales asociada a argilominerales, constituyendo finas capas de alteración en plagioclasa y feldespato alcalino.

II-2.1- 3.3) Monzogranito y leucogranito anatético

Estos tipos litológicos clasificados como monzogranitos y leucogranitos siguiendo a Streckeisen (1976), están conformando cuerpos plutónicos de escala variable, desde cuerpos lobulares de cientos de metros de potencias, a otros lenticulares de escala métrica (Fig. II-2.1-3.3-I: a, b, c) íntimamente ligados a migmatitas. Estas rocas presenta sus afloramientos más desarrollados en el sector austral del paraje Las Juntas, constituyendo un plutón elongado de decenas de metros; así como también en la cuesta de Otarola donde es encuentra un cuerpo de centenares de metros de potencia, elongado submeridionalmente y segmentado en su extremo norte en dos cuerpos menores (Tema VII: Anexo I: mapa 2). Asimismo, también se hallan como pequeños cuerpos lenticulares aislados en el centro de la quebrada Otarola. En su totalidad se desarrollan en íntimamente relacionados con rocas migmatíticas (Fig. II-2.1-3.3-I: a).

Los granitos anatéticos presentan una textura granular homogénea, con un tamaño de grano medio que varía ocasionalmente a grano fino (Fig. II-2.1-3.3-I: c, d). Por sectores se desarrolla una estructura homogénea, aunque en algunos casos ésta es retrabajada por una estructura deformacional levemente marcada que genera una fábrica bandeada fina, compuesta básicamente por pequeñas cintas de cuarzo y biotita. Localmente se transforma a típicas milonitas con un marcado plegamiento asociado.

Esta litología se compone de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, biotita, con escasos cristales de muscovita y sericita como alteración. Como fases accesorias se

encuentra circón, apatita, monacita y opacos. En algunos casos se destacan pequeños cristales de cordierita y en otros grandes blastos de granate poiquilítico.

En el análisis de secciones delgadas se observa una textura hipidiomórfica inequigranular, la cual por dominios muestra un patrón de tipo granolepidoblástico. La estructura es homogénea, destacándose las mencionadas evidencias de deformación y el desarrollo de un estiramiento de la fábrica ígnea, pasando a una fábrica de tipo *stripped* (Passchier y Trouw, 2005).

Cuarzo: conforma una matriz granular y en algunos caso cintas elongadas con recristalización a subgranos. Está como cristales anhedral, de bordes ameboidales y de tamaño mediano a pequeño. Por sectores desarrolla lamelas de deformación y extinción en damero, siendo frecuentes los subgranos de recristalización y uniones suturales de punto triples. También como granos con forma de gotas pequeñas incluidas en feldespatos y granate.

Plagioclasa: aparece como cristales subhedral a euhedral, de tamaño mediano a grande, con desarrollo de maclas polisintéticas localmente esfumadas y/o flexuradas. Son frecuentes los bordes suturales con uniones de puntos triples y numerosas inclusiones en los núcleos cristalinos.

Feldespato potásico: se desarrolla como cristales euhedral a subhedral de tamaño mediano, destacándose cristales aislados de mayor tamaño. Poseen un maclado en enrejado muy marcado y aisladamente maclas de tipo *carlsbad*. Las inclusiones son variadas, con circón, biotita y cuarzo como los minerales más frecuentes.

Biotita: son láminas subhedralas pequeñas a medianas, conformando finas folias o cristales aislados en una matriz granular homogénea. Algunas presentan acodamientos o alabeos pronunciados. Son altamente pleocroicas, con tonos rojizos intensos y tienen numerosas inclusiones de circón.

Muscovita: está como cristales subhedral, de tamaño pequeño y en muy baja proporción.

Cordierita: se presenta en baja proporción, como cristales de tamaño mediano, subhedral y con un fracturamiento muy marcado. Por dominios genera núcleos con alta concentración.

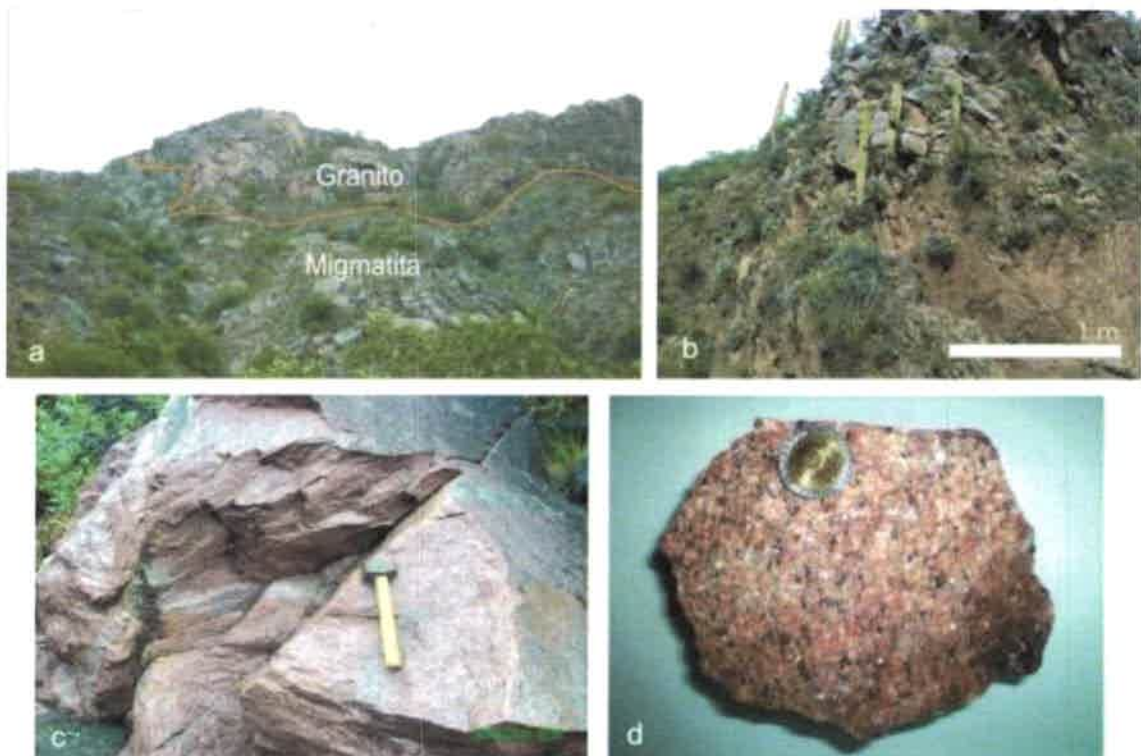


Fig. II-2.1-3.3-I: Granito anatético

Figura II-2.1-3.3-I: a) Fotografía panorámica donde se observa la relación entre migmatita y granito. Vista de oeste a este. b) Fotografía macroscópica del granito en la cual se puede apreciar, al igual que en c, el color rosado característico de esta roca debido al alto porcentaje de feldespato potásico. c) Foto de afloramiento del granito. Observar la estructura masiva del mismo y la abundancia de feldespato potásico. Escalas: masa de 25 cm, moneda de 1 cm.

Granate: desarrolla blastos subhedros a euhedros, en baja proporción, de tamaño mediano y de bordes engolfados. Por sectores conforman porfiroblastos muy fracturados o poiquiloblastos con núcleos turbios dadas las numerosas inclusiones.

Circón-apatita-monacita: constituyen cristales muy pequeños y otros medianos, euhedros a anhedral, siempre como inclusiones en las fases minerales principales. Aunque es preciso aclarar que la monacita no está como inclusión sino asociada a los feldespatos en casos muy aislados.

Sericita: forman cristales muy pequeños como alteración en plagioclasas y feldespato alcalino, y en muchos casos se asocia con argilominerales.

II-2.1- 4) Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra distribuida a lo largo de toda la quebrada de Otarola, además se presenta intruída en todas las asociaciones litológicas presentes (Tema VII: Anexo I: mapa 2). En esta asociación se distinguen tres tipos litológicos: monzogranitos y pegmatitas de clase muscovítica y de elementos raros (LCT).

II-2.1- 4.1) Monzogranito

Este tipo litológico clasificados como monzogranito aparece con más frecuencia en la porción central de la quebrada de Otarola como cuerpos globosos elongados con rumbo submeridional, de decenas de metros de potencias, los cuales se conectan espacialmente a pegmatitas simples (Fig. II-2.1-4.2-I: a). En general los cuerpos están dispuestos discordantes a la foliación general.

El monzogranito presentan una textura granular homogénea, con un tamaño de grano medio que varía ocasionalmente a grueso (Fig. II-2.1-4.2-I: c, d). Desarrolla una estructura homogénea, que en ocasiones es parcialmente obliterada en dominios por una estructura deformacional de tipo foliación milonítica. Esta última, genera finas cintas anastomosadas de cuarzo y biotitas. Además, se desarrolla una lineación de estiramiento mineral (L_2) muy definida.

Esta litología se compone en abundancia modal por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, muscovita y escasos cristales de sericita como alteración. Como fase accesoria se presentan circón, apatita y opacos.

Las rocas graníticas, localmente están fuertemente plegadas tanto a escala de centenares de metros así como también a escala centimétrica, generando pliegues abiertos y de tipo isoclinal.

En sección delgada los monzogranitos tiene una textura hipidiomórfica inequigranular, con dominios texturales granolepidoblásticos. Se destacan microfábricas deformacionales intracristalinas de alta temperatura en cuarzo, tales como extinción en damero, recristalización por migración de borde, y el desarrollo de un estiramiento total de la fábrica ígnea.

Cuarzo: conforma un mallado granular homogéneo, de tamaño medio y habito anhedral; así como también cintas elongadas constituidas por cristales anhedros,

ameboidales de tamaño mediano a pequeño y con recristalización a subgranos. Por sectores desarrolla lamelas de deformación y extinción en damero perfecta (Fig. II-2.1-4.2-I: c). Son frecuentes los cuarzos con forma de gotas.

Plagioclasa: está como cristales subhedros, de tamaño mediano y con desarrollo de maclas polisintéticas parcialmente flexuradas. Los bordes son netos a suturales y las inclusiones son variadas, en especial de cuarzo y circón.

Feldespato potásico: desarrolla cristales subhedros, de tamaño mediano, destacándose un maclado en enrejado marcado. Están muy alterados y forma sericita, tiene núcleos turbios por la presencia de argilominerales.

Biotita: son láminas subhedras pequeñas a medianas, las cuales presentan alabeos pronunciados. Asimismo se desarrollan en láminas gruesas orientadas. Presentan numerosas inclusiones de cuarzo y circón.

Circón-apatita: constituyen cristales pequeños, euhedros a anhedros, siempre como inclusiones aisladas.

II-2.1- 4.2) Pegmatita clase muscovítica y clase elementos raros

Las pegmatitas clasificadas en su mayoría como pegmatitas de composición monzograníticas, y particularmente de clase muscovítica y/o LCT, están distribuidas heterogéneamente e intruyendo a todo el conjunto de las litologías presentes en la quebrada de Otarola. Dichas rocas conforman cuerpos de geometrías muy variables desde lentiformes hasta mantiformes o vetiformes, aunque dominan claramente las geometrías tabulares elongadas (Fig. II-2.1-4.2-I: b). Los cuerpos presentan potencias que varían de entre 30 a 40 cm hasta aquellas con potencias superiores a los 20 metros y las longitudes que superan siempre los 150 metros. Se disponen en muchos casos discordantes a la foliación general rellenando diaclasamientos subhorizontales y verticales, aunque del mismo modo hay ejemplos en los que el borde de la pegmatita es concordante con la foliación de la roca de caja.

Las pegmatitas presentan una textura granular homogénea, con un tamaño de grano grueso a muy grueso, que varía ocasionalmente a grano medio (Fig. II-2.1-4.2-I: e, f). Se destaca en algunos casos un crecimiento de cristales oblicuos en los bordes de las pegmatitas desarrollándose desde la pared lateral al centro de las mismas.

Esta litología se compone esencialmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, muscovita, biotita, y como accesorios circón y apatita, caracterizando claramente al tipo muscovítica (Fig. II-2.1-4.2-I: e, f). En algunos casos se presentan también como componente mineral granate, epidoto, turmalina y berilo, asociado a las fases minerales mencionadas en primer término, indicando variedades pegmatíticas de elementos raros tipo LCT (Fig. II-2.1-4.2-I: a). Ocasionalmente se observan zonaciones con núcleos de cuarzo y plagioclasa y bordes con feldespato potásico y accesorios. En la mayoría de los casos, la zonación está ausente o poco marcada.

Las rocas pegmatíticas, en muchas oportunidades, se presentan fuertemente plegadas a escala decamétrica, generando pliegues abiertos (Fig. II-2.1-4.2-I: b). En ocasiones es evidente el desarrollo de placas biotíticas de hasta 5 cm de longitud, las cuales tienden a orientarse dentro de los cuerpos generando corredores muy bien delimitados.

Por otra parte, es necesario destacar que las pegmatitas que se inyectan concordantes a la foliación de las rocas de caja, presentan una serie de plegamientos similares a los de su encajonante, esto no se observa en aquellas pegmatitas intruidas discordantes, las cuales poseen un fracturamiento mucho más generalizado y en algunos casos el desarrollo de un borde de reacción marcado.

En las secciones delgadas se observa una estructura muy homogénea destacándose en determinados casos placas de biotitas orientadas. Poseen además, una textura hipidiomórfica inequigranular siendo equigranular a escala local. Por otra parte, es de destacar el grado de alteración avanzado que presentan las plagioclasas y feldespatos alcalinos con un amplio desarrollo de sericita y argilominerales.

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

Plagioclasa: conforma cristales subhedros a euhedros, de tamaño mediano a grande, que por sectores presentan bordes algo lobulados. Desarrollan maclas polisintéticas y en la mayoría de las ocasiones posee una alteración a sericita y generación de argilominerales.

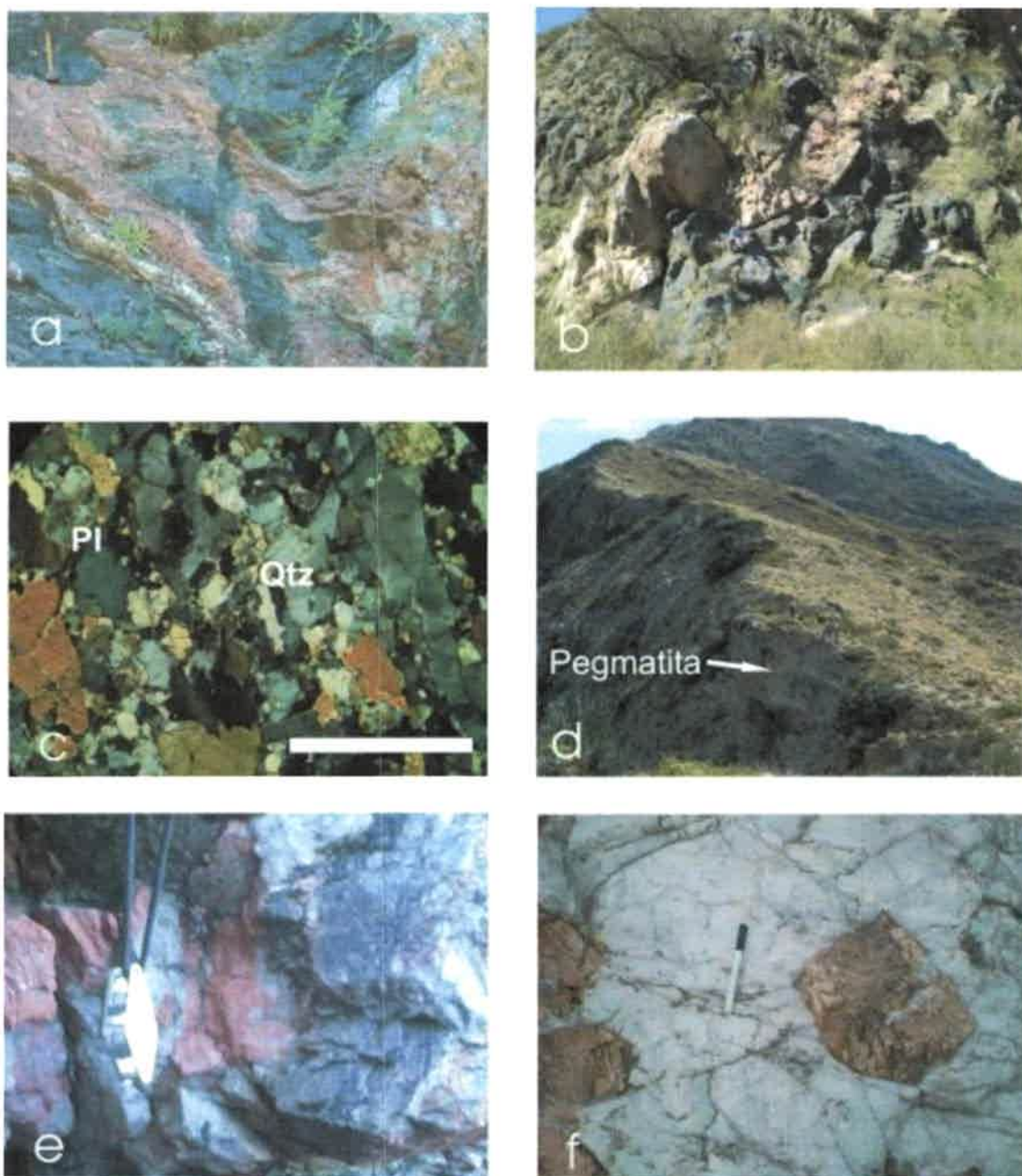


Fig. II-2.1-4.2-I: Pegmatitas y granitos

Figura II-2.1-4.2-I: a) Foto de campo de bolsón granítico asociado a pegmatita tipo muscovítica, inyectado en gabro. b) Foto de campo panorámica de pegmatita tipo LCT, la cual presenta un marcado plegamiento. Vista al sur. c) Fotomicrografía a nicoles cruzados de granito donde se muestra la asociación mineral característica y la fábrica ígnea por sectores homogénea, y en otros con el desarrollo de las bandas o cintas de cuarzo recrystalizado. d) Foto de campo panorámica de filones pegmatíticos. Vista al oeste. e) Foto de afloramiento de detalle, de cuerpo pegmatítico muscovítico. Vista en planta. f) Foto de campo de detalle, donde se evidencia la asociación mineral característica y la fábrica de una pegmatita muscovítica. Vista en corte al sur. Tamaño de fibra: 110 mm; lupa: 30 mm; barra de escala es 1 mm.

Feldespatos potásicos: se encuentran como cristales euhedros a subhedros de tamaño grande a mediano, destacándose blastos de gran tamaño. Genera en algunos

casos, una matriz homogénea interdigitada con finos filosilicatos y cuarzo. Presenta un maclado en enrejado marcado y alteración sericitica.

Biotita: se encuentra como láminas subhedras de tamaño pequeño a mediano, constituyendo finas folias o de forma aislada dentro de una matriz granular homogénea. Se destacan algunos cristales con acodamientos o alabeos pronunciados.

Muscovita: este mineral está en variada proporción, como cristales subhedros y de tamaño pequeño. Está asociada a biotita y cuarzo constituyendo finas folias, o como grandes paquetes de varios centímetros de longitud.

Granate: se encuentra solo en algunos casos como blastos subhedros a euhedros de tamaño mediano. Posee bordes con engolfamientos y desarrolla una tasa alta de fracturación. Su desarrollo está ligado siempre a aquellas pegmatitas de tipo de elementos raros.

Turmalina: se encuentra como cristales subhedros a euhedros de tamaño mediano, los cuales tienen un marcado fracturamiento generalizado. Cabe destacar, que en todos los casos están ligadas a cuarzo y/o plagioclasa.

Epidoto: se encuentra en algunas pegmatitas complejas en muy baja proporción, presentándose como cristales subhedros a euhedros de tamaño mediano a muy pequeño.

Berilo: este mineral se desarrolla en alta proporción en las pegmatitas de LCT. Desarrolla cristales subhedros a euhedros de tamaño mediano a grande y se asocia ocasionalmente con turmalina.

Circón-apatita: constituyen cristales que varían de muy pequeños a medianos, euhedros a anhedral y siempre como inclusiones en las fases minerales principales.

Sericita: forman cristales muy pequeños como alteración en plagioclasas y feldespato, vinculados a argilominerales.

II-2.1- 5) Asociación milonítica

La asociación litológica aquí descrita está presente esencialmente en alta proporción y distribución areal, en el segmento occidental de la quebrada Otarola. Precisamente en los alrededores del paraje La Aguadita y en proximidades de la cumbre de Otarola. Aunque, cabe precisar que no está restringida sólo a la zona mencionada, sino que por el contrario también aparece en la faja central en cercanías del puesto Otarola y en lo inicios de las quebradas La Cantarita, La Higuera y La Escondida.

También en la región oriental de la comarca, en inmediaciones a la escuela Las Juntas. En los últimos casos quedando circunscriptas a fajas pequeñas y aisladas (Tema VII: Anexo I: mapa 2). En esta asociación quedan contenidas tres tipos litológicos principales: protomilonitas, milonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004).

II-2.1- 5.1) Protomilonita-milonita

El conjunto de rocas clasificada como protomilonitas y/o milonitas y que componen esta asociación litológica está presente esencialmente en alta proporción y distribución areal, en el segmento occidental de la quebrada de Otarola. En dicho sitio, quedan inmersas en una zona donde el basamento cristalino presenta frecuentemente una tasa alta de deformación subsólida de mediana temperatura, la cual oblitera parcialmente las fábricas primarias. No obstante, cabe aclarar que su presencia también se aprecia en la banda central y oriental de la quebrada, encontrándose en estos casos restringida a filetes pequeños aislados en un entorno sin deformar (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

El conjunto litológico se encuentra constituyendo pequeñas fajas discontinuas de aproximadamente 20 m a 50 m de longitud, con potencias variables entre 2 m a 50 m (Fig. II-2.1-5.1-I: a, b). Aunque ocasionalmente se encuentran fajas miloníticas continuas de alrededor de 500 m de longitud y 200 m de potencia.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias presentan una matriz de textura granolepidoblástica, con un tamaño de grano medio a fino, conformando finas folias con la asociación mineral Bt+Fbr+Qtz+Pl. Además, presentan porfiroclastos tipo δ y σ constituidos básicamente por feldespato alcalino, plagioclasa, cordierita, cuarzo policristalino y granate poiquiloblástico (Fig. II-2.1-5.1-I: g, h).

Estos litotipos desarrollan una estructura planar, anastomosada de carácter penetrativa, caracterizada como una foliación milonítica (S_{2a}), vinculada con bandas de reducción del tamaño de grano. Dicha estructura posee un carácter anastomosado visible a escala milimétrica y centimétrica, esta estructura puede ser correlacionado con un patrón anastomosado que se observa en muchos de los afloramientos, pero este desarrollado a escala métrica (Fig. II-2.1-5.1-I: e, f).

A escala microscópica aparecen estructuras S-C ubicándose biotita y fibrolita en las superficies C y finas folias de biotita en los planos S. Los porfiroclastos tienen colas asimétricas y sombras de presión asociadas. En lo que respecta a la microestructura, la misma fue definida como una esquistosidad milonítica anastomosada. Finalmente, también son visibles cintas o *ribbons* anastomosados de cuarzo, elongadas y constituidas en su totalidad por cuarzos con recristalización a subgranos y extinción normal. Es preciso aclarar que puntualmente, se observan plegamientos a escala microscópica y macroscópica de tipo asimétrico a abiertos, representados estos del mismo modo a escala métrica.

Cuarzo: se desarrolla en la matriz como pequeños cristales anhedral, ameboidales, constituyendo un entramado granoblástico local, así como también, integrando finas cintas conformadas por subgranos con extinción normal. En ocasiones como porfiroclastos tipo σ de tamaño mediano, constituidos por numerosos cristales pequeños (policristalino). Muestran extinciones en subgranos lamelares y en damero, puntualmente con signos de recristalización por migración de bordes de grano. También como gotas en colas asimétricas.

Plagioclasa: constituye en la matriz cristales pequeños, bordes netos parcialmente corroídos y subhedral. Desarrollan maclas polisintéticas según ley de albita, específicamente acuñadas al centro del cristal. Hay ejemplos de subgranos de recristalización e indicios de migración de bordes. Además, forma porfiroclastos medianos de geometría σ y con aisladas maclas acuñadas. Estos desarrollan colas asimétricas rellenas de cuarzo goticular y finas láminas de biotita. Tienen núcleos con numerosas inclusiones y marcada alteración sericitica.

Biotita: conforma láminas medianas a pequeñas, euhedral y con un moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso. En algunos casos se altera a finas cloritas. En ocasiones se reconoce una biotita de carácter relicto, de tamaño pequeño, fuerte pleocroísmo (color rojizo), algunas apareciendo flexuradas o con micropliegues tipo *kink*. Inclusiones variadas de circón y cuarzo ameboidal.



Fig. II-2.1-5.1-I: Protomilonita/Milonita

Figura II-2.1-5.1-I: a) Foto de afloramiento de protomilonita. Se observa el patrón subanguloso y la foliación que caracteriza a la roca. Vista en planta. b-c-d) Foto de afloramiento de detalle donde se observa la presencia de una matriz anastomosada de grano fino y porfiroclastos sigmoidales complejos compuestos de Qtz-Pl-Hbl. Además, se denota la foliación milonítica característica. Vista en detalle al S. e-f) Foto de afloramiento de detalle donde se observa el patrón anastomosado de la matriz y el desarrollo de porfiroclastos sigmoidales de feldespato potásico. Vista en corte al sur. g-h) Foto de afloramiento de protomilonita donde se muestra una marcada reducción del tamaño de grano de la matriz. Diámetro de moneda: 26 mm. Masa: 500 mm y 250 mm. Nivel: 30 mm. Escala: 100 mm.

Sillimanita: está como cristales pequeños, subhedros, de hábito prismático y en su gran mayoría con un hábito fibroso y acicular. Algunas acículas conforman nidos pequeños y se destacan como parte de las colas asimétricas de los porfiroclastos.

Feldespato potásico: constituye solamente grandes porfiroclastos, subhedrales de tipo σ . Presenta fracturas intracristalinas y maclas en enrejado difusas. Incluyen a cuarzo y biotitas aisladas y desarrollan colas asimétricas.

Granate: conforma porfiroclastos de tamaño mediano, subhedros, con bordes engolfados y con geometrías σ y δ poco definidas. Normalmente es poiquilítico, con colas asimétricas y algunas inclusiones biotita, cuarzo y circón dando núcleos turbios.

Cordierita: aparece como porfiroclastos de tipo δ , subhedros y de tamaño medio. Desarrolla marcada fracturación, con inclusiones de biotita y sillimanita creciendo en los bordes.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de protolitos máficos (dioritas/gabros) presenta una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica (Fig. II-2.1-5.1-I: c, d, e, f), con un tamaño de grano medio, desarrollando finas folias de cuarzo y biotita que rodean a porfiroclastos de tipo δ y σ de anfíbol, plagioclasa y cuarzo policristalino (Fig. II-2.1-5.1-II: b, c). En general las milonitas muestran sombras de presión asociadas a los porfiroclastos de anfíbol y cuarzo policristalino, microestructuras S-C y cintas constituidas en su totalidad por cuarzos con recristalización a subgranos, anastomosadas y elongadas (Fig. II-2.1-5.1-II: a, d).

Cuarzo: se desarrolla en la matriz como cristales anhedral, formando finas cintas con morfologías anastomosadas. Presenta una recristalización total a subgranos y en ocasiones están con hábito goticular conformando colas asimétricas. También, como porfiroclastos policristalinos tipo σ de tamaño mediano, constituidos totalmente por subgranos de recristalización, cada uno con extinción normal.

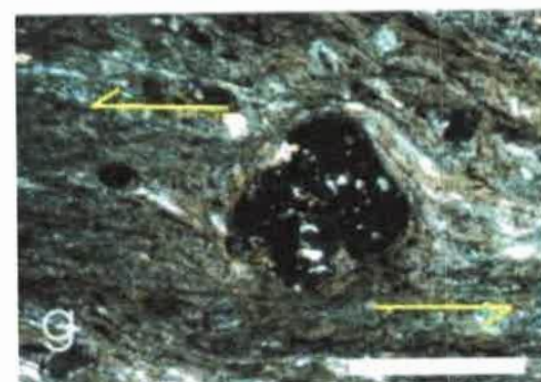
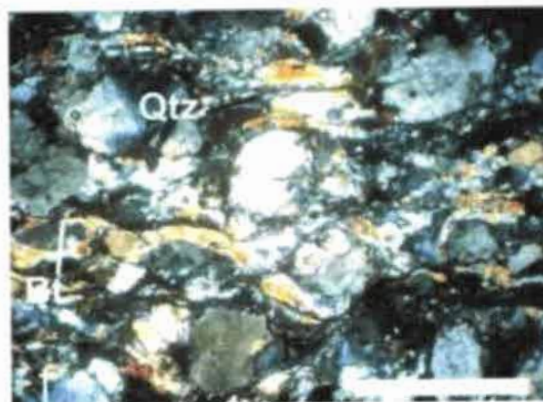
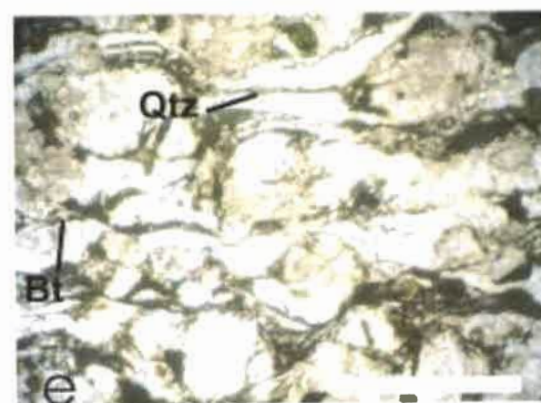
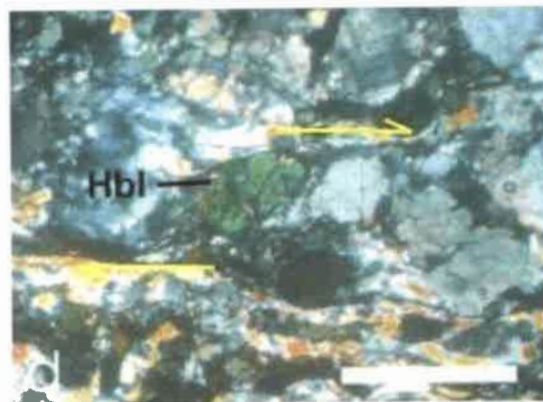
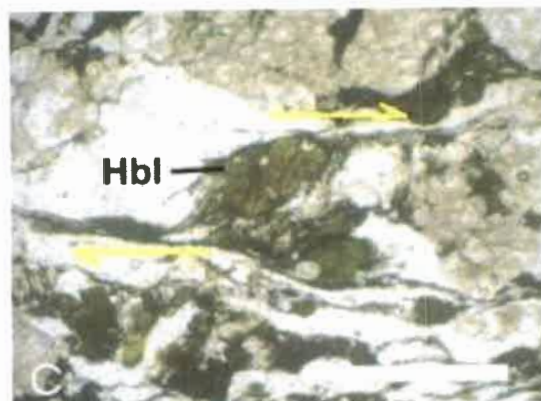
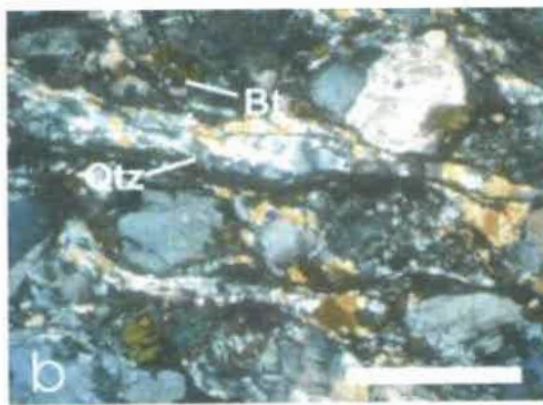
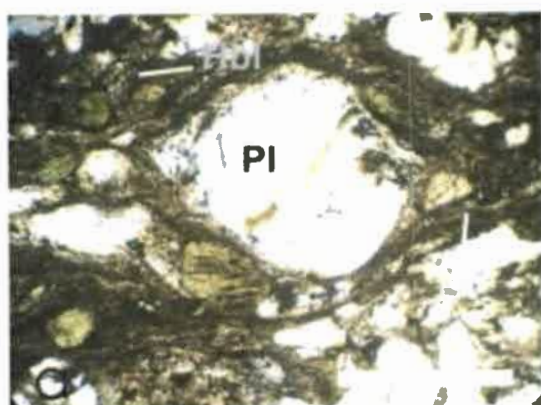


Fig. II-2.1-5.1-II: Protomilonita/Milonita

Figura II-2.1-5.1-II: a) Fotomicrografía a nicoles paralelos porfiroclasto de plagioclasa con un desarrollo de sombras de presión y colas asimétricas, constituidas por biotita y cuarzo. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de diorita donde se observa una matriz anastomosada de cuarzo y plagioclasa. Se destacan cintas de cuarzo con recristalización a subgranos. c-d) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados de protomilonita de diorita. Se observa una matriz anastomosada clara y porfiroclastos sigmoidales de anfíbol, con desarrollo de sombras de presión, colas y cintas de cuarzo que los rodean. Los indicadores cinemáticos definen un sentido dextral del movimiento. e-f) Microfotografía a nicoles cruzados y paralelos de la matriz. Se diferencia un claro anastomosado de la foliación, el desarrollo de cintas de cuarzo y estructuras S-C levemente marcadas. g-h) Microfotografía a nicoles cruzados y paralelos de milonita derivada de migmatita, con desarrollo de porfiroclasto δ de granate y una matriz de biotita-cuarzo, mostrando una cinemática sinistral. La barra de escala es de 1 mm.

Plagioclasa: constituye en la matriz cristales pequeños, subhedros, con bordes que varían de rectos suturales a lobulares. Desarrollan maclas polisintéticas acuñadas al borde del cristal y aisladas maclas mecánicas difusas y oblicuas a las anteriores. Además forma grandes porfiroclastos de geometría σ , bordes lobulados y maclado ahusado.

Biotita: se encuentra aisladamente en láminas muy pequeñas, subhedras de moderado pleocroísmo (color pardo-amarillento a verdoso). Localmente con inclusiones de circón o con formas de pez marcadas.

Anfíbol: se presenta como cristales diminutos, anhedros a subhedros y distribuidos en muy baja proporción en la matriz. Además, como cristales grandes con formas de tipo σ , anhedros y con desarrollo de colas simétricas y asimétricas.

II-2.1- 5.2) Filonita

Las filonitas se presentan en baja proporción relativa en comparación a las anteriormente descritas, en afloramientos ubicados fundamentalmente en el segmento occidental de la quebrada Otarola, precisamente en la cumbre homónima y en los alrededores del paraje La Aguadita. Además, se disponen puntualmente en quebradas menores, encontrándose en estos casos restringidas a fajas de escala métrica. El conjunto litológico se encuentra constituyendo pequeñas fajas discontinuas de aproximadamente 10 m a 50 m de longitud, con potencias variables entre 2 m a 20 m. En casos especiales, como el presente en la cuesta de Otarola, constituyen cuerpos mayores con longitudes entre 500 a 700 m y potencias variables aproximadamente entre 50 y 100 m (Tema VII: Anexo I: mapa 2).

Dichas rocas se encuentran desarrollando tabiques y cuerpos lajosos de morfología subangulosa (Fig. II-2.1-5.2-I: a, c, d), los cuales presentan colores verdes por el alto contenido en clorita de la matriz y en mayor abundancia con tonos rojizos a

dorados, por el incremento de óxidos de hierro y sericita sobre los planos de foliación (Fig. II-2.1-5.2-I: a, c). En el caso en particular de las filonitas, y por las relaciones de campo observadas, se asume como protolito precursor a todo el conjunto de las litologías principales que componen el basamento cristalino.

En las filonitas derivadas tanto de protolitos máficos como metasedimentarios, la matriz desarrolla una textura predominantemente granolepidoblástica, compuesta por delgadas folias de $\text{Chl}+\text{Ser}+\text{Ms}+\text{Qtz}\pm\text{Bt}$, que envuelven a porfiroclastos de plagioclasa y esporádicamente a cuarzo policristalino de geometrías de tipo σ y anfíbol. Se caracterizan por un predominio de una foliación milonítica dúctil (S_{2b}), de geometría suavemente anastomosada (Fig. II-2.1-5.2-I: b), con reducción generalizada del tamaño de grano de todos los minerales (Fig. II-2.1-5.2-I: b). Además, se define una microfábrica planar caracterizada como esquistosidad milonítica, donde los planos de esquistosidad se destacan por ser untuosos al tacto y por poseer un brillo de tipo satinado.

Cuarzo: se desarrolla muy aisladamente en la matriz, como diminutos cristales goticulares, con hábito ameboidal y extinción en lamelas. También, como porfiroclastos policristalinos tipo σ de tamaño pequeño, conformando en muchos casos agregados cristalinos. Presenta tamaño de grano medio y con bordes engolfados, estando caracterizados por una extinción normal de cada individuo en particular.

Plagioclasa: constituye porfiroclastos muy pequeños, subhedrales y con geometrías σ . Presenta el desarrollo de finas colas de carácter asimétrico y maclas polisintéticas muy flexuradas.

Clorita: se encuentra en abundante proporción, asociada a sericita, muscovita y en sectores a biotita. En general desarrolla cristales subhedros, con hábito laminar y tamaño de grano pequeño. Posee inclusiones de cuarzo diminutas.

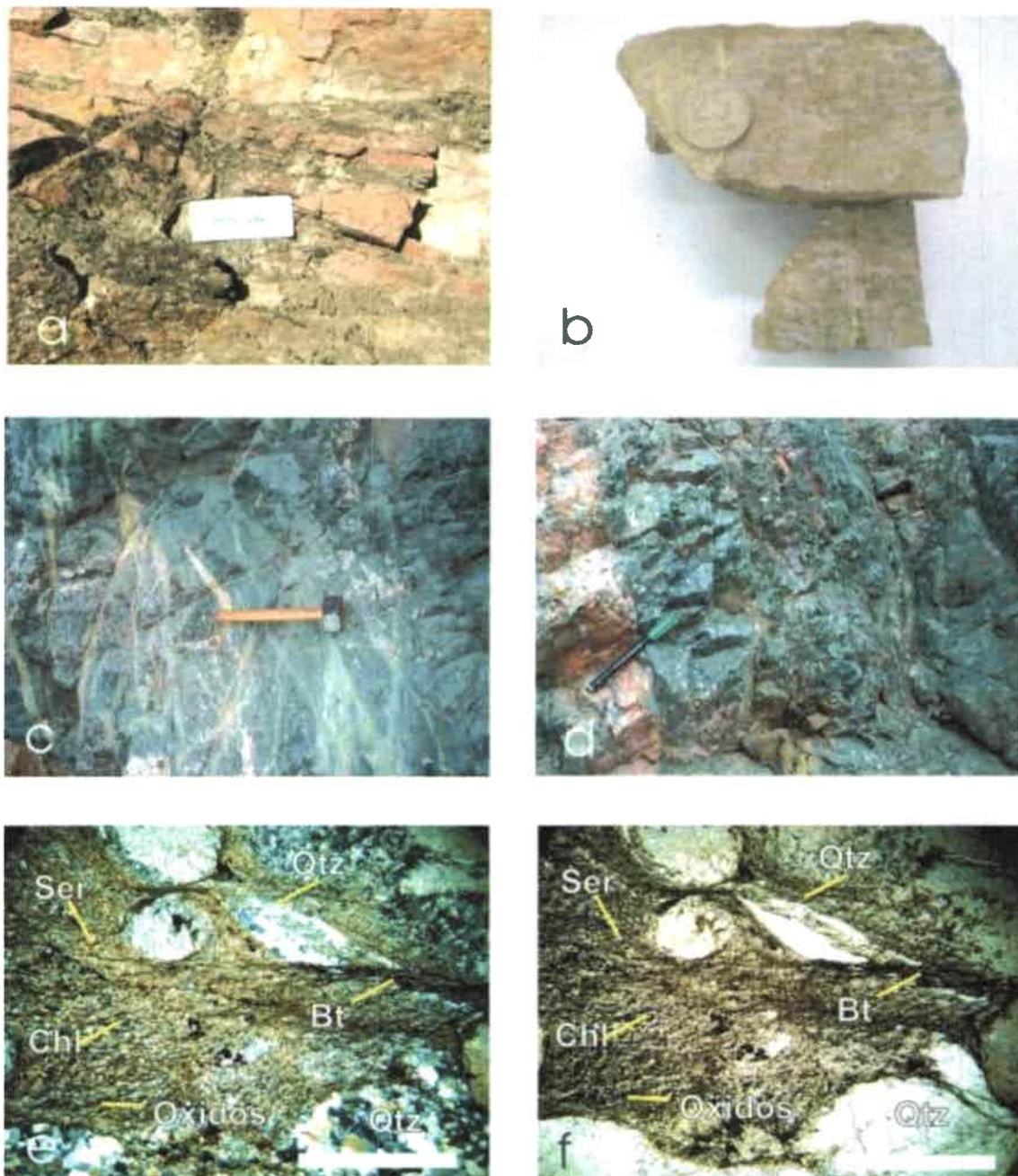


Fig. II-2.1-5.2-I: Filonita

Figura II-2.1-5.2-I: a) Foto de afloramiento de filonita. Se observa el desarrollo de una fábrica homogénea levemente foliada, y una morfología subangulosa y colores pardos-rojizos del afloramiento. Vista en corte al oeste y en planta respectivamente. b) Foto de detalle macroscópico de filonitas con variada concentración de sericita y clorita. Se observa el desarrollo de una foliación milonítica marcada y una fábrica por sectores difusa. c-d) Foto de afloramiento de filonita donde se destaca el desarrollo de una morfología subangulosa. Se aprecia una foliación frágil penetrativa y el marcado contenido en clorita. Vista en planta y en corte al oeste respectivamente. e-f) Fotomicrografía a nicoles cruzados y paralelos, en la cual se destacan las fases minerales principales y la fábrica anastomosada, correspondiente a la matriz milonítica. Diámetro de moneda: 26 mm. Masa: 250 mm. Fibra: 150 mm. Escala: 100 mm. Barra de escala es 1 mm.

Sericita: este mineral se encuentra en alta proporción asociado a las finas cloritas. Está conformando pequeños cristales anhedros y con bordes difusos. Localmente ligada a plagioclasa.

Muscovita: conforma pequeños cristales de habito laminar, subhedros y con bordes difusos por sectores. Se encuentra formando parte de la matriz aunque en muy baja proporción.

Biotita: conforma pequeñas y aisladas láminas, subhedras con bordes aserrados, asociadas a finas cloritas.

CAPÍTULO 3

QUEBRADA DE SALAZAR

II: Capítulo 3

El Complejo Máfico Valle Fértil en la quebrada de Salazar

II-3.1- Reseña general

El sector que comprende la quebrada de Salazar, ubicada al sur del paraje Las Juntas y a unos ocho kilómetros al sur de la quebrada de Otarola (Tema VII: Anexo I: mapa 3), se encuentra caracterizado por la presencia de un basamento jerarquizado como parte del Complejo Máfico Valle Fértil. En la zona fueron diferenciadas cinco asociaciones litológicas identificadas en orden de importancia como: diorítica, gábrica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica. La quebrada de Salazar exhibe en su porción occidental, precisamente en la cuesta de Salazar y en inmediaciones de los puestos El 25 y Salazar, un predominio de rocas de afinidad máfica, tales como diorita y gabronorita hornbléndica piroxénica, que pasan de manera transicional y aislada a gabro hornbléndico y norita hornbléndica piroxénica. En las dioritas y gabronoritas se intruyen diques y/o *sills* de gabro hornbléndico y cuerpos pegmatíticos máficos y graníticos. En lo que respecta a la porción oriental, en las cercanías del puesto Los Novillos y quebrada homónima, continúa el dominio de rocas máficas esencialmente dioríticas, con intercalaciones puntuales de migmatitas metasedimentarias y máficas. Las migmatitas son más frecuentes en los alrededores del puesto de Desiderio Chávez, colindante con el arroyo San Juan. En toda la quebrada de Salazar se observan fajas de cizalla decamétricas, aunque son más prominentes en el sector de la cumbre y cuesta de Salazar. Las fajas de cizalla están constituidas por rocas de la serie milonítica, las cuales ocurren en relación de continuidad y con una marcada regularidad espacial.

A continuación serán descritas en detalle las diferentes asociaciones litoestratigráficas y las variedades litológicas características de la zona.

II-3.1- 1) Asociación diorítica

Esta asociación se encuentra con mejor distribución espacial a lo largo de toda la quebrada de Salazar. Constituye la asociación litoestratigráfica dominante en la quebrada, quedando las restantes asociaciones siempre subordinadas e incluidas en la misma (Tema VII: Anexo I: mapa 3). Las dioritas se encuentran con dos relaciones de

yacencia: 1- interdigitada como bolsones o pequeños cuerpos de pocos metros de potencia, en íntima relación con la asociación gábrica, o 2-como cuerpos discretos de centenares de metros de potencia. Los pequeños cuerpos de dioritas no se pueden representar en la cartografía debido a la escala de mapeo adoptada.

Siguiendo a la clasificación de rocas ígneas propuesta por Le Maitre (1989) se determinaron dos tipos litológicos en la asociación definidos como: diorita y tonalita.

II-3.1- 1.1) Diorita

Esta variedad constituye el tipo litológico dominante de esta asociación, encontrándose distribuida homogéneamente en el área e interdigita con las restantes litologías (Tema VII: Anexo I: mapa 3). Se presenta formando cuerpos elongados, de morfologías que varían desde subangulares a redondeados y potencias que van desde decenas de metros hasta cientos de metros. Estas rocas se encuentran en contacto transicional a la escala del centímetro con gabronoritas y gabros, siendo de carácter neto en contacto con las migmatitas máficas y metasedimentarias.

Las dioritas desarrollan una textura granular homogénea, predominantemente ígnea (Fig. II-3.1-1.1-I: b, e, f) y con tamaño de grano que varía de fino a medio. En general están compuestas fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol (Hbl), ortopiroxeno y con apariciones esporádicas de clinopiroxeno, pequeños cristales de cuarzo ameboidal y biotita (Fig. II-3.1-1.1-I: e, g, h). Como fases accesorias predomina circón, apatita y magnetita, mientras que sericita y clorita son fases minerales secundarias.

Las dioritas presentan una estructura masiva dominante, observándose localmente una estructura deformacional de carácter dúctil (S_{2a}), representada como una foliación milonítica, con desarrollo de una matriz cuarzo micácea de geometría anastomosada y cintas de cuarzo policristalino elongadas. En las bandas de foliación se diferencian porfiroclastos sigmoidales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo policristalino. Sobre los planos de dicha estructura se observa una lineación mineral y/o de estiramiento (L_2). Asimismo, exhibe una foliación frágil (S_3) muy penetrativa que afecta y retrabada a la misma de manera intensa.

Las dioritas aparecen esporádicamente intruidas por diques y/o *sills* de gabro hornbléndico (Fig. II-3.1-1.1-I: c), los cuales desarrollan texturas equigranulares masivas y tamaño de grano fino. Por otra parte, además se reconocen lentes a modo de

schlierens y/o enclaves máficos (Fig. II-3.1-1.1-I: a, d), orientados paralelos a la foliación S_{2a} , que representan indicios de la foliación magmática primaria (S_{0b}).

En las secciones delgadas de las dioritas, se observa una microestructura masiva, hipidiomórfica inequigranular, con cristales de tamaño mediano a pequeño. En dominios texturales la fábrica ígneas esta remplazada por una textura granolepidoblástica pseudopoligonal asociada a blástesis subsólida de media temperatura (Fig. II-3.1-1.1-I: h).

Además, regularmente se encuentran microfábricas deformacionales intracristalinas, de carácter dúctil de media y preponderantemente de alta temperatura.

Plagioclasa (anortita–bytownita): se presenta como cristales de tamaño mediano, subhedros y anhedros (hipidiomórficos) y con bordes lobulados. Desarrolla un maclado polisintético según ley de albita, por sectores acuñados y/o levemente flexurado, destacándose maclado tipo *carlsbad*. En dominios desarrolla contactos suturales de puntos triples, generando una textura pseudopoligonal con recristalización a subgranos. Asimismo muestran maclado mecánico polisintético oblicuo al original

Anfibol (Hbl): desarrolla cristales euhedros a subhedros, de tamaño pequeño a mediano y un marcado pleocroísmo que varía de verde claro a verde oliva. En general expone maclas de *carlsbad* mecánicas y amplio fracturamiento. Asimismo exhibe recristalización en subgranos leve, y numerosas inclusiones de magnetita.

Ortopiroxeno: son cristales de tamaño mediano a pequeño, de forma subhedral y con un marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosado. En sectores se observa el paso a anfíbol, inclusiones abundantes de apatita y magnetita, y fracturamiento intracristalino muy desarrollado.

Clinopiroxeno: está en muy baja proporción, en general con tamaño pequeño, de forma anhedral, siempre con alta birrefringencia, tenue pleocroísmo y extinción simétrica a las direcciones de clivaje. Se vincula a ortopiroxeno, anfíbol y es incluido por plagioclasas.

Cuarzo: aparece escasamente como cristales anhedros, de tamaño pequeño y con bordes subredondeados tipo lobulares. Es frecuente el desarrollo de extinción en damero perfecta y evidencias de migración de borde de grano, en dominios subgranos de recristalización. También se presenta con forma de gotas incluidas en plagioclasas y piroxeno.

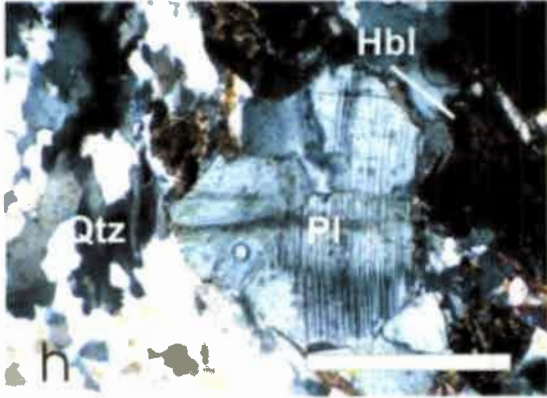
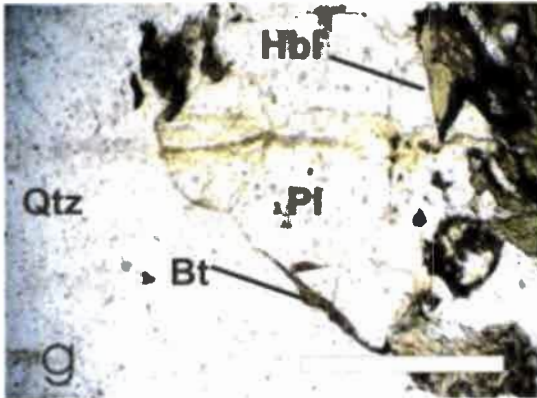
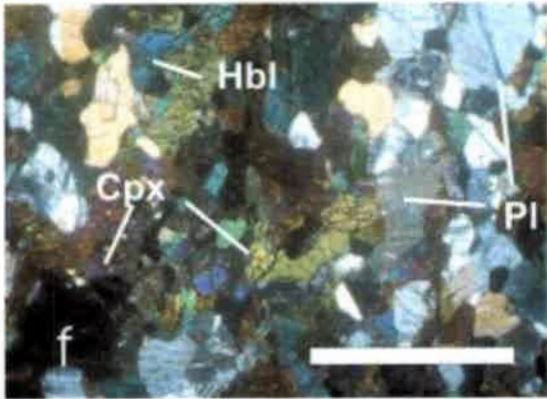
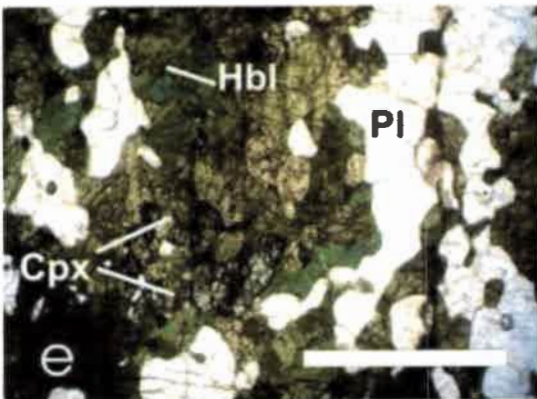
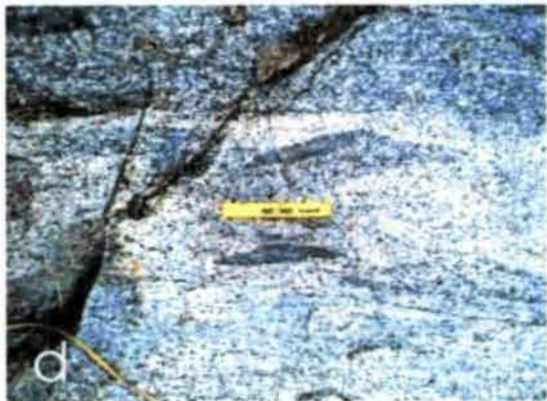


Fig. II-3.1-1.1-I: Diorita

Figura II-3.1-1.1-I: a) Foto de afloramiento de diorita en la que se observan lentes máficos inmersos en una matriz diorítica. b) Foto de afloramiento en la que se destaca una fábrica granular homogénea, levemente estirada. c y d) Foto de afloramiento donde se muestra la presencia de diques y/o *sills* máficos de grano fino, y lentes elongados a modo de *schlierens*. e y f) Fotomicrográficas a nicols paralelos y cruzados en las que se muestra la textura ígnea de grano fino con la asociación mineral Cpx-Pl-Hbl. g y h) Fotomicrográficas a nicols paralelos y cruzados respectivamente en las que se muestra una diorita con la fábrica ígnea levemente retrabajada. Además se observa el desarrollo de microcristales de cuarzo por recristalización a subgranos y un maclado flexurado en plagioclasa. Escalas: nivel 120 mm, brújula geológica 200 mm, escala 100 mm, barra de escala es de 1 mm.

Biotita: comúnmente de tamaño medio a pequeño, con hábito láminar, subhedras y con extremos acuñados. Se destaca una amplia desferrización e inclusiones de cuarzo y circón.

Circón-apatito-opacos: todos están en muy baja proporción, como cristales de inclusión diminutos, euhedros a anhedros y en sectores orientados paralelos a las bordes de los cristales.

II-3.1- 1.2) Tonalita

Este tipo litológico está distribuido con mayor extensión en el sector oriental de la quebrada de Salazar, en los alrededores del puesto de Desiderio Chávez (Tema VII: Anexo I: mapa 3) colindante al arroyo San Juan. Conforman afloramientos de morfologías bochiformes o constituyen cuerpos lentiformes elongados, de centenares de metros de extensión (Fig. II-3.1-1.2-I: b). Las mismas se encuentran en contacto transicional con gabronoritas y gabros; en tanto que los contactos con migmatitas máficas y metasedimentitas son netos.

Exhibe una textura ígnea, con tamaño de grano fino a medio, equigranular e hipidiomórfica (Fig. II-3.1-1.2-I: a, c). La composición mineralógica queda definida por plagioclasa (anortita - bytownita), biotita y cuarzo, quedando subordinados en su proporción modal anfíbol (hornblenda) y como accesorio magnetita, circón y apatita (Fig. II-3.1-1.2-I: e, f, g, h). Los ortopiroxenos están ausentes.

Algunas tonalitas tienen una foliación magmática (S_{0b}) incipientemente, formada por bandas discontinuas de anfíbol y biotita. Además, por dominios se encuentra una fábrica milonítica dúctil (S_{2a}) y una fábrica frágil (S_3).

Las tonalitas poseen intrusiones de forma lenticular o tabular constituidas por gabros hornbléndicos.

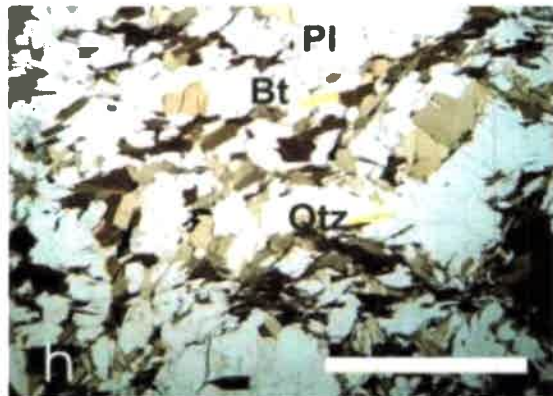
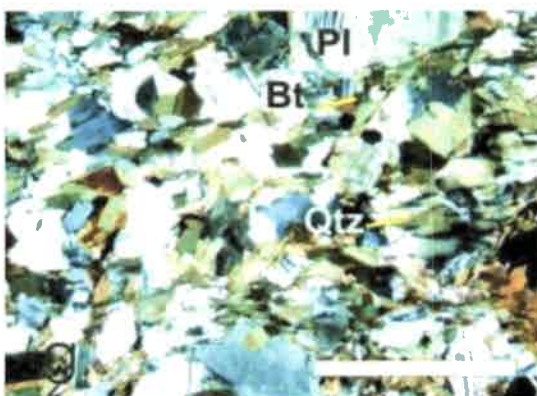
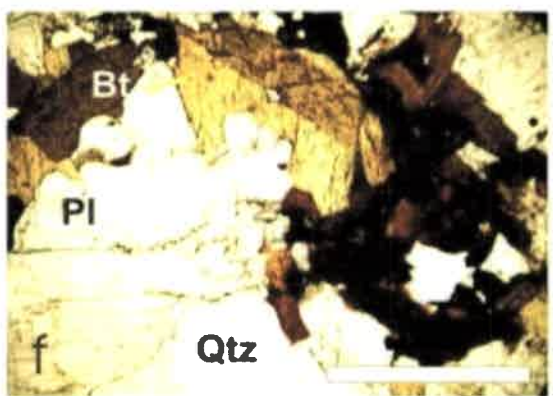
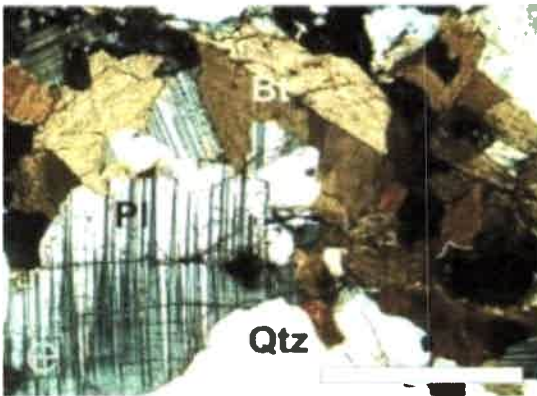
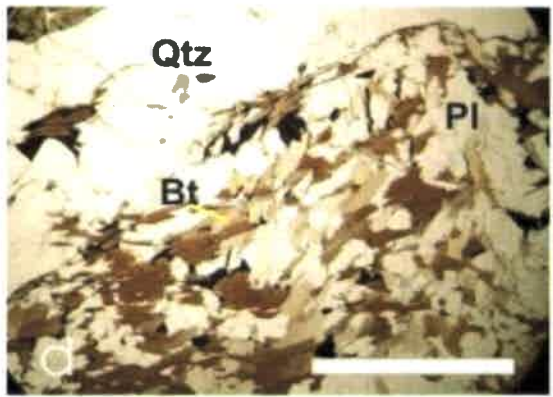
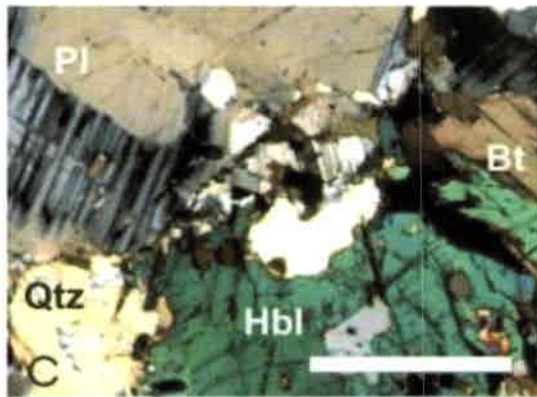


Fig. II-3.1-1.2-I: Tonalita

Figura II-3.1-1.2-I: a-b) Foto de campo de de detalle de tonalita donde se observa la fábrica granular homogénea y la presencia de enclaves gabricos lenticulares. c-d) Fotomicrografía a nicoles cruzados y paralelos donde se evidencia la textura y la mineralogía ígnea principal. En la fotomicrografía d se ve un patrón de alineación preferencial de cristales. e-f) Fotomicrografía a nicoles cruzados y paralelos donde se destaca la presencia de biotitas de gran tamaño en contacto con plagioclasa. La plagioclasa muestra flexuramiento de sus maclas. g-h) Fotomicrografía a nicoles cruzados y paralelos donde se destaca las fases minerales principales de las tonalitas. Se observa la fábrica levemente obliterada, asociada a la alineación paralela de las biotitas que generan una foliación anastomosada. Escalas: masa 250 mm, barra de escala es de 1 mm.

En el estudio petrográfico se destaca una textura ígnea, hipidiomórfica inequigranular, remplazada por dominios por una textura granolepidoblástica (Fig. II-3.1-1.2-I: c, d, g, h). La estructura es predominantemente ígnea, con desarrollo puntual de una estructura milonítica y una serie de microfábricas deformacionales intracristalinas.

Plagioclasa (anortita – bytownita): desarrolla cristales subhedros, medianos, con maclas polisintéticas según ley de albita, *carlsbad* y maclado mecánico difundido. Presenta contactos lobulados, localmente suturales de puntos triples con procesos de migración de bordes de granos (Fig. II-3.1-1.2-I: e, f). Asimismo, muestran numerosa inclusiones de cuarzo, apatita y circón, y alteración argílica avanzada.

Biotita: está como láminas pequeñas a medianas, subhedras, ocasionalmente conforman grandes placas (Fig. II-3.1-1.2-I: c, d, e). Tienen un pleocroismo fuerte que varían de pardo claro a rojizos, bordes dentados y marcada desferrización. Incluye esencialmente cuarzo y circón.

Cuarzo: se presenta anhedral, con tamaño mediano y con extinción ondulosa. En ocasiones conforman cintas con recristalización a subgranos y/o extinción en damero perfecta. También como gotículas aisladas y con numerosas inclusiones fluidas.

Anfibol (Hbl): son cristales subhedros, de tamaño mediano y con fuerte pleocroismo de tonos verde oscuro a pardo. Presentan inclusión de magnetita y maclado mecánico incipiente de tipo *carlsbad*. Puntualmente con indicios de recristalización por migración de borde.

Circón-apatita-opacos: están como diminutas inclusiones, anhedral a subhedras. Entre los opacos predomina magnetita e ilmenita en mayor proporción modal.

II-3.1- 2) Asociación gábrica

Esta asociación se distribuye de manera homogénea en toda la quebrada de Salazar, encontrándose mayormente representada en los sectores central y oriental (Tema VII: Anexo I: mapa 3). Al igual que en la asociación diorítica-tonalítica, la asociación gábrica presenta dos relaciones de campo. En primer lugar, en el tramo centro-oriental del área conforma dos cuerpos con potencias superiores al kilómetro. Estos cuerpos están dentro de la asociación diorítica y limitados por zonas de cizalla decamétricas. En el segundo caso, la asociación gábrica aparece como lentes de decenas de metros de potencias y con geometrías curvadas, distribuidos erráticamente a lo largo de toda la quebrada (Tema VII: Anexo I: mapa 3).

Dentro de la asociación gábrica se diferencia una variación litológica compleja, distinguida después del conteo modal de minerales. Siguiendo a la clasificación de Le Maitre (1989) se distinguen: gabronorita hornbléndica piroxénica, gabro hornbléndico y norita hornbléndica piroxénica. También se incluyen en esta asociación a las rocas clasificadas como migmatitas derivadas de protolitos máficos (Tema VII: Anexo I: mapa 3).

II-3.1- 2.1) Gabronorita hornbléndica piroxénica

Esta litología aparece intercalada con gabros hornbléndicos y con capas de noritas, en los dos cuerpos gábricos que afloran entre los puestos de Los Novillos y Salazar (Tema VII: Anexo I: mapa 3). En afloramiento, presenta morfología subangular a subredondeada, con potencias que alcanzan cientos de metros (Fig. II-3.1-2.1-I: a). Este tipo litológico no puede ser distinguido en el mapa debido a la escala de mapeo.

La gabronorita desarrolla una textura ígnea granular, con el tamaño de grano que varía de medio a fino, y solo en sectores denota un tamaño mayor (Fig. II-3.1-2.1-I: b, d). La mineralogía está definida por plagioclasa, anfíbol (Hbl), ortopiroxenos y clinopiroxenos. Esporádicamente se encuentran: cuarzo, biotita y sericita como productos de alteración (Fig. II-3.1-2.1-I: d, e, f). Como fases accesorias son frecuentes magnetita, circón y apatita. Ocasionalmente aparecen oïcristales de hornblenda y ortopiroxeno de gran tamaño (> 3 cm), los cuales poseen numerosas inclusiones y alta proporción de opacos (Mag) orientados (Fig. II-3.1-2.1-I: e, f).

Estas rocas exhiben estructura masiva, pudiendo ser observada por sectores una foliación magmática (S_{0b}), dada por la orientación de bandas de anfíboles, piroxenos y plagioclasa (Fig. II-3.1-2.1-I: c). También muestra localmente una foliación milonítica dúctil (S_{2a}) y una foliación frágil (S_3).

Dentro de esta litología se encuentran numerosos cuerpos dioríticos, inmersos a modo de bolsones, con escalas que van desde los 20 cm al metro de espesor. Así como también, se observa la intrusión de diques y/o *sills* máficos, pegmatitas graníticas y máficas (Fig. II-3.1-2.1-I: a).

En el análisis de secciones delgadas prevalecen las texturas ígneas hipidiomórfica inequigranular y una microestructura masiva (Fig. II-3.1-2.1-I: d).

Plagioclasa: se desarrolla como cristales subhedros, de tamaño pequeño a mediano, con un maclado polisintético que se acuña en los bordes de los granos. En algunos cristales se observa una extinción ondulosa e inclusiones con bordes lobulados de anfíbol, dando lugar a una textura poiquilítica. También exhiben inclusiones de circón y magnetita.

Anfíbol (Hbl): está como cristales anhedros a subhedros, con un tamaño que varía de pequeño a mediano y bordes netos levemente fracturados. Presentan marcado pleocroísmo de tonos verde claro a verde oliva, y espacialmente se asocia a piroxeno. También desarrolla grandes cristales poiquilíticos y en partes cristales con indicios de recristalización por migración de bordes.

Ortopiroxeno: se presenta como cristales pequeños y anhedros, con débil pleocroísmo que varía de verde pálido hasta rosado, y con extinción paralela al clivaje. Posee bordes difusos cuando se asocia con anfíbol (uralitización) y marcado fracturamiento. Incluye esencialmente a magnetitas.

Clinopiroxeno: desarrolla cristales subhedros, pequeños y con fractura irregular. Presenta un débil pleocroísmo y están como inclusión en oikocristales de anfíbol.

Apatito-opacos: son anhedros, diminutos o de tamaño pequeño. Se presentan incluidos en anfíbol y piroxenos, y aparecen orientados paralelos a una dirección de clivaje.

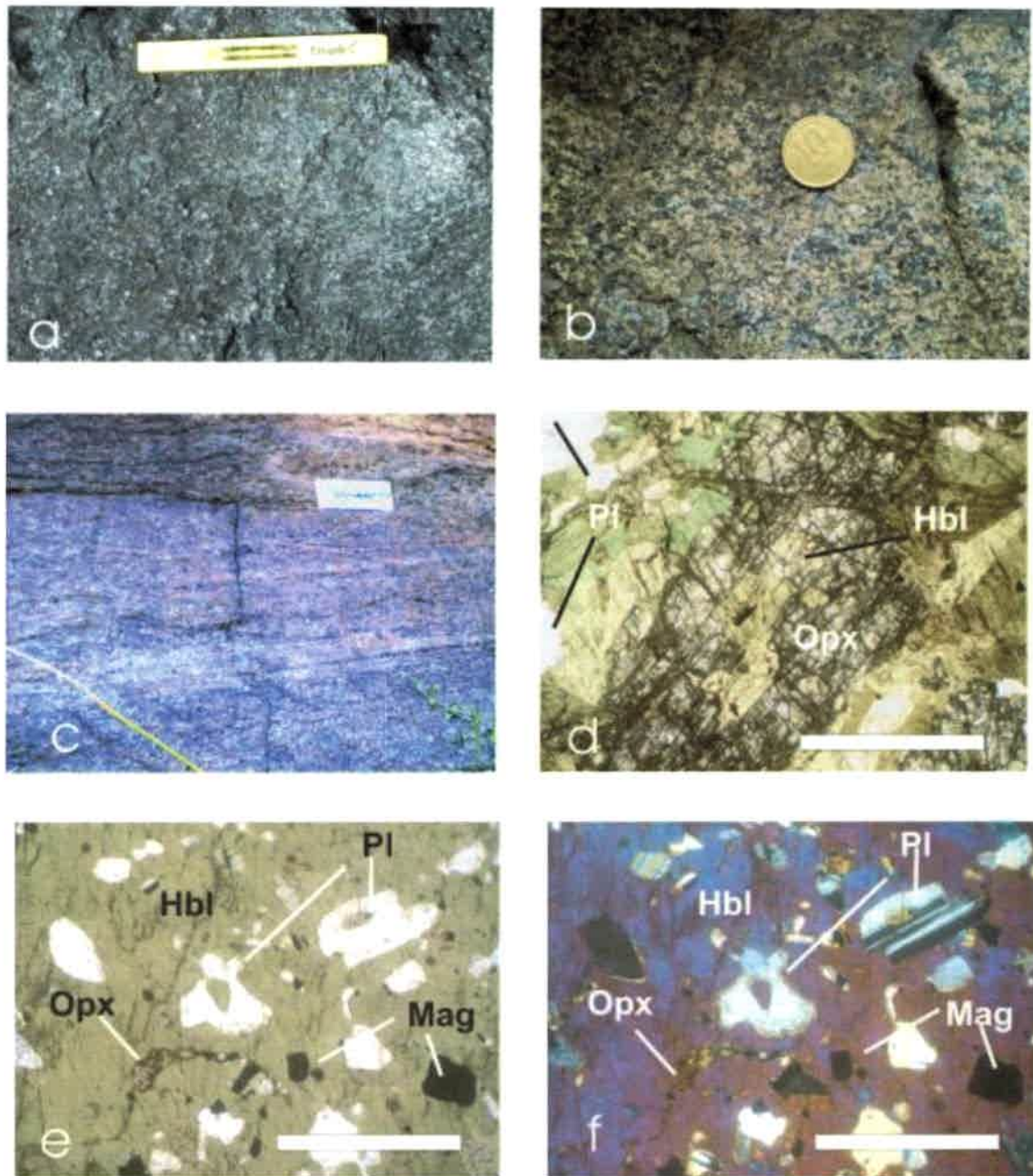


Fig. II-3.1-2.1-I: Gabronorita hornbléndica piroxénica

Figura II-3.1-2.1-I: a-b) Foto de campo donde se observa la fábrica ígnea, granular homogénea y el tamaño de grano medio a grueso. c) Foto de campo donde se observa la foliación submagmática, dada por el patrón elongado de las bandas finas máficas y félsicas. d) Fotomicrografía a nicols paralelos, donde se evidencia la textura ígnea principal y las fases minerales principales. e-f) Fotomicrografía a nicols paralelos y cruzados, donde se destaca la presencia de grandes cristales de anfíbol, con numerosas inclusiones de ortopiroxeno y magnetita, caracterizando a una textura de tipo poiquilítica. Escalas: nivel 150 mm, escala 100 mm, barra de escala es de 1 mm.

Las capas de composición norítica se presentan intercaladas con la gabronorita anfibólica-piroxénica, con potencias que van de 15 cm al metro y longitudes muy variables, siempre superiores a la decena de metros. Desarrollan una estructura y textura característica de rocas cumulares, con cumulatos de olivinos y anfíbol intercumular. Se

exhiben asimismo texturas coroníticas, con núcleos constituidos de olivino seguido por anillos concéntricos de ortopiroxenos, anfíbol y pleonasto simplectítico, culminando en plagioclasa. Mineralógicamente están compuestas por olivino, quedando subordinados ortopiroxeno, anfíbol, plagioclasa y pleonasto. Como accesorio se destacan apatita, magnetita y aislados circones. La fábrica es masiva, aunque se encuentra en algunos afloramientos una fábrica muy penetrativa de carácter frágil (S_3).

En secciones delgadas poseen una estructura masiva, de grano medio, textura ígnea cumular dominante con megacristales de piroxeno y anfíbol, que engloban a olivino en contacto mutuo cumular y plagioclasa íntercumular. Localmente se define una textura con coronas de reacción en multicapas.

Olivino: son subhedros a euhedros, medianos a grandes y con una amplia fracturación. Algunos casos desarrollan serpentina en las fracturas o inclusiones diminutas de picotita

Anfíbol (Hbl): se desarrolla como cristales subhedros, medianos y en ocasiones posee inclusiones simplectíticas de espinelo (pleonasto). También como oikocristales de mayor tamaño con numerosas inclusiones plagioclasa, piroxenos y magnetita.

Ortopiroxeno: son pequeños, subhedros y de marcado pleocroísmo con tonos rosados. Se asocian siempre a anfíbol y rodean a pequeños olivinos. Incluyen a picotita.

Plagioclasa: son medianos, subhedrales, con maclas polisintéticas y de tipo *carlsbad* y bordes lobulados. También como cristales diminutos incluidos en oikocristales de hornblenda.

Espinelo: desarrollan cristales pequeños, euhedros a anhedral, encontrándose un espinelo crómico (picotita) asociados con olivino y ortopiroxeno; y un espinelo aluminico (pleonasto) simplectítico y de tamaño pequeño, ligado a coronas de reacción con anfíbol.

Circón-apatita-opacos: se desarrollan como cristales muy pequeños, euhedros a anhedral como inclusiones en anfíbol, plagioclasa, piroxenos y olivino. Entre los opacos predomina la magnetita.

II-3.1- 2.2) Gabro hornbléndico

Los gabros hornbléndicos se encuentran ampliamente distribuidos en toda la quebrada de Salazar, en íntima yacencia junto con las gabronoritas (entre los puestos de

Los Novillos y Salazar; ver Tema VII: Anexo I: mapa 3), aunque hay ejemplos en toda la comarca. Conforman afloramientos elongados, de morfología subangular a subredondeada y potencias superiores a los cientos de metros. Del mismo modo, ocurren como lentes de escala métrica inmersos en bolsones dioríticos.

Esta roca posee una textura subhedra granular, homogénea, con un tamaño de grano medio a grueso (Fig. II-3.1-2.2-I: c, d, g), está compuesta fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y en baja proporción modal clinopiroxeno, biotita y escasos cristales de cuarzo (Fig. II-3.1-2.2-I: e, f, g, h). Como accesorios se encuentran circón, apatita y magnetita (> 1% modal). En algunos casos aparecen grandes cristales de hornblenda, de hasta 5 cm de longitud (Fig. II-3.1-2.2-I: e, f).

Los gabros poseen una estructura masiva, aunque en algunos dominios muestran una orientación preferencial de minerales prismáticos y láminares, generando una estructura planar de naturaleza magmática (S_{0b} ; ver Fig. II-3.1-2.2-I: a). Por otra parte, se observa en sectores una foliación milonítica (S_{2a}) y a escala de afloramiento se aprecia una deformación frágil, la cual origina una foliación frágil (S_3) muy penetrativa.

Esta litología ocurre como cuerpos a modo de diques y/o *sills* (Fig. II-3.1-2.2-I: b), con potencias superiores a 15 cm, en estos casos es de grano fino a medio, tiene los extremos acuñaos y bordes netos. El gabro hornbléndico generalmente incluye lentes y bolsones dioríticos, dispuestos alineados con la foliación S_2/S_3 .

En secciones delgadas muestra la fábrica ígnea original, con textura hipidiomórfica inequigranular (Fig. II-3.1-2.2-I: g, h). Constituyen, en algunos casos, una matriz granular de plagioclasa-anfíbol de tamaño pequeño a mediano. La estructura es homogénea que contrasta por dominios con una sutil foliación anastomosada de tipo milonítico.

Plagioclasa: está como cristales anhedral, de tamaño pequeño, con maclado polisintético acuñaado y de tipo *carsbad*. Desarrolla bordes lobulados a redondeados y localmente contactos suturales de puntos triples entre los cristales. Siempre se encuentran inclusiones de magnetita y apatita.

Figura II-3.1.2.2-I: a) Foto de afloramiento del gabro hornbléndico en la que se observa la foliación magmática característica. b) Foto de campo donde se destaca la yacencia a modo de dique y/o *sills* gabro hornbléndico intruyendo en diorita. c-d) Fotos de campo de detalle, en la que se aprecia la textura ígnea característica y el tamaño de grano medio a grueso. Se destacan grandes cristales de hornblenda. e-f) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados, en las que se observa un gran cristal de anfíbol (Hbl) con inclusiones de ortopiroxeno y magnetita, caracterizando a un oikocristal poiquilítico. g-h) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados destacando la textura ígnea dominante y la mineralogía del gabro hornbléndico típico. Escala: masa 125 mm, brujula 200 mm, la barra blanca es 1 mm.

Anfíbol (Hbl): los cristales tienen un tamaño mediano, son anhedros o subhedros y, en general poseen marcado pleocroísmo entre tonos verde claro y verde oliva. En algunos casos se observa un maclado de tipo *carlsbad* y contactos subredondeados a lobulados, tendiendo a recrystalizar en diminutos subgranos por migración de bordes.

Ortopiroxeno: se presenta como cristales subhedros, de tamaño pequeño y con desarrollo de fracturas irregulares. Tienen pleocroísmo marcado que varía de verde claro a rosado. En algunos bordes de granos se observa su paso a anfíbol, y en general incluye cristales de magnetita.

Cuarzo: son cristales anhedros y de tamaño pequeño, extinción lamelar estando presentes en muy baja proporción modal. También ocurre como gotas con extinción normal.

Opacos (Mag): están como cristales anhedros, de tamaño pequeño, con bordes redondeados en contacto con plagioclasa y anfíbol, así como también como inclusiones pequeñas en anfíbol.

Circón-apatito: se presentan como cristales subhedros a euhedros, de tamaño muy pequeño como inclusiones redondeadas en plagioclasa y anfíbol.

II-3.1- 2.3) Migmatita máfica

Esta litología se encuentra distribuida básicamente en el sector oriental de la quebrada (cercañas del puesto Los Novillos), y en las zonas de ingreso a la misma en los terrenos colindantes al puesto de Desiderio Chávez. Constituye afloramientos de geometría lenticular, subredondeados a subangulares (Fig. II-3.1-2.3-I: b), con escala predominantemente decamétrica, aunque aparecen cuerpos de tamaños superiores. Cabe destacar que en todos los casos, estas migmatitas se disponen en íntima relación de yacencia con las migmatitas metasedimentarias, quedando en conjunto inmersas totalmente dentro de la asociación diorítica (Tema VII: Anexo I: mapa 3).

Las migmatitas máficas poseen una textura granoblástica, hipidiomórfica inequigranular y de tamaño de grano medio en los leucosomas, mientras que los mesosomas presenta una textura ígnea equigranular y de tamaño predominantemente fino (Fig. II-3.1-2.3-I: e, f, g, h). Las mismas están compuestas básicamente por altas proporciones modales de plagioclasa y cuarzo en los leucosomas, mientras que el mesosoma se compone de anfíbol, plagioclasa, cuarzo y aisladamente clinopiroxeno (Fig. II-3.1-2.3-I: e, f, g, h).

La estructura migmatítica dominante es de tipo agmatítica con desarrollo de fragmentos paleosomáticos rodeados por venas que forman una red de leucosomas, localmente la morfología varía a una estromatita típica (Fig. 3.1-2.3-I: a, c, d).

La estromatita máfica está conformada por la alternancia de venas de cuarzo-plagioclasa con bandas dominadas por una proporción modal alta de anfíbol (Hbl)-piroxeno-plagioclasa, las cuales tienden a sufrir acuñaamientos discontinuos, originando una foliación migmatítica (S_1). Por otra parte, se destaca también una foliación frágil (S_3), la cual retrabada a todas las fábricas previas.

Las migmatitas máficas presentan inclusiones lenticulares decamétricas de migmatitas metasedimentarias, cuyos bordes están parcialmente asimilados o aparecen como límites transicionales lobulados.

En algunos sectores en cercanías al puesto de Desiderio Chávez, los dos tipos de migmatitas están en íntima yacencia, mostrando límites muy difusos entre ellas, lo cual dificulta en gran medida su mapeo como cuerpos individuales (Tema VII: Anexo I: mapa 3). Además, se observan intrusiones de diques y/o *sills* máficos, concordantes y discordantes con la foliación migmatítica general.

En el análisis de secciones delgadas poseen una textura granoblástica hipidiomórfica, inequigranular en el leucosoma y equigranular en el mesosoma. Se destaca un bandeado irregular, discontinuo conformando la foliación migmatítica (S_1).

Cuarzo: se presenta como cristales anhédros, de tamaño grande a mediano, destacándose cristales pequeños ameboidales en el mesosoma o de hábito goticular como inclusión en plagioclasa. Los cristales tienen bordes lobulados y extinción ondulosa, ocasionalmente se observa extinción en damero y, esporádicamente, procesos de recristalización por rotación de subgranos.

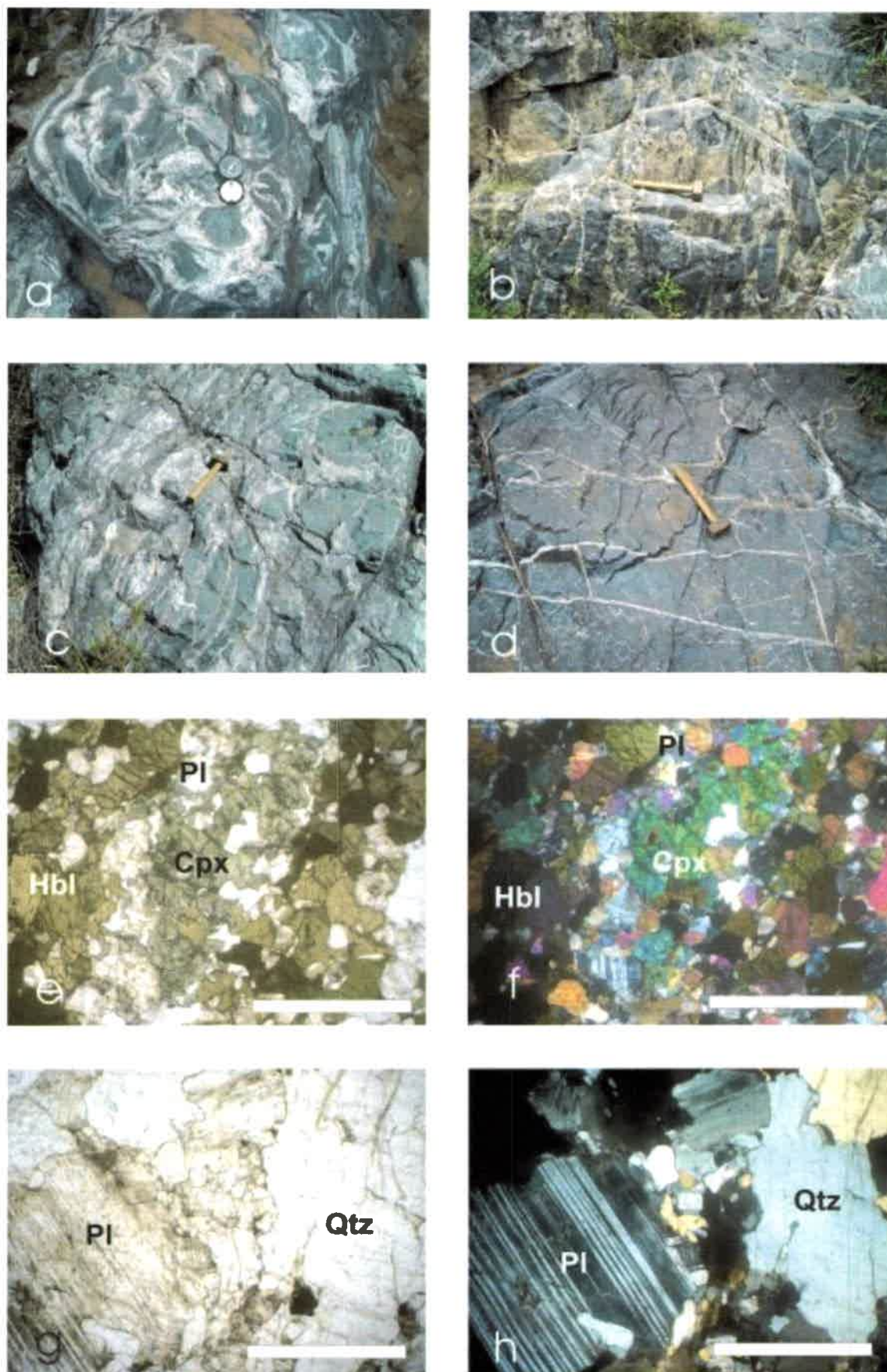


Fig. II-3.1-2.3-I: Migmatita màfica

Figura II-3.1-2.3-I: a-c) Foto de afloramiento de migmatita, en la que se observa una morfología de tipo en bloques. b) Foto de afloramiento de migmatita máfica, en la que se observa un patrón de afloramiento con morfología sub-angular a subredondeada. d) Foto de afloramiento donde se aprecia una estructura de tipo agmatítica típica. e-f) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados en la que se observa la textura granoblástica hipidiomórfica equigranular y el tamaño de grano fino del mesosoma. Además se destaca su mineralogía típica de hornblenda, plagioclasa y clinopiroxeno. g-h) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados en la que se aprecia la textura granoblástica hipidiomórfica inequigranular y el tamaño de grano grueso de los leucosomas constituyentes de las migmatitas máficas. También se destaca la mineralogía dominada por plagioclasa y cuarzo. Escala: masa 250 mm, brújula geológica 200 mm, barra de escala es de 1 mm.

Plagioclasa: son cristales subhedros, de tamaño mediano a grande, con maclado polisintético con flexuramiento localmente definido, y también un maclado de tipo *carlsbad*. Posee inclusiones de cuarzo goticular y magnetita irregular aislada. Muestra indicios de recristalización y migración de borde.

Anfibol (Hbl): aparece como cristales subhedros, pequeños, con débil pleocroísmo de tonos pardos y diminutas inclusiones de apatita. Muchos anfíboles han sufrido recristalización y procesos de migración, también maclado en dos individuos.

Clinopiroxeno: son cristales subhedros y de tamaño pequeño, con débil pleocroísmo y marcado fracturamiento. En algunos cristales se observa el paso a anfíbol y numerosas inclusiones de magnetita parcialmente orientada.

Apatito, opacos y circón: se encuentran solo como inclusiones pequeñas a medianas, anhedral a subhedros y en baja proporción modal.

II-3.1- 3) Asociación metasedimentaria

La asociación metasedimentaria se presenta como afloramientos discretos en la porción oriental de la quebrada de Salazar principalmente en inmediaciones al puesto Los Novillos. Se encuentran también, afloramientos aislados circunscritos a los alrededores del puesto El 25 y en cercanías a la cuesta de Salazar (Tema VII: Anexo I: mapa 3). En general los cuerpos desarrollan geometrías lenticulares, cuyas longitudes son superiores a 500 m y potencias decamétricas. Además, aparecen como pequeños tabiques de pocos metros de longitud. Dentro de la asociación metasedimentaria se incluyen dos tipos litológicos diferenciados como: migmatita estromatíticas y granitos anatéticos (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999).

II-3.1- 3.1) Migmatita estromatítica

Esta roca constituye pequeños cuerpos en forma de lentes o *septos*, con longitudes de 20 a 150 m y potencias mayores a 100 m. Su presencia es más notable en el sector oriental de la quebrada, en íntima yacencia junto a la migmatita máfica. También ocurre aisladamente en los sectores occidentales de la quebrada (cuesta de Salazar; ver Tema VII: Anexo I: mapa 3). En general, poseen una morfología subredondeada, contactos netos con las litologías máficas (diorita-gabro), pasando a transicionales y lobulados con las migmatitas máficas.

Las mismas desarrollan un bandeado composicional irregular, espacialmente discontinuo, de tipo estromatítico, marcado por el desarrollo de leucosomas (L), mesosomas (M) y melanosomas (m; ver Fig. II-3.1-3.1-I: a, f). Poseen textura granolepidoblástica marcada, con un tamaño de grano medio a fino (Fig. II-3.1-3.1-I: e, g).

Exhiben una foliación migmatítica (S_1) irregular, con alternancia marcada de bandas félsicas y máficas, especialmente discontinuas, que en determinados sectores tienden a acufñarse o seccionarse. Cada banda contrastante poseen espesores que varían desde escala milimétrica hasta los 5 cm y son localmente obliteradas por una foliación de tipo milonítica (S_{2a} ; Fig. II-3.1-3.1-I: b).

Las migmatitas metasedimentarias presentan evidencias macroscópicas de *boudinado* de los leucosomas, los cuales muestran un estiramiento generalizado (Fig. II-3.1-3.1-I: b), además se observa pliegues tipo isoclinales abiertos y un clivaje de plano axial localmente marcado. Por otra parte, se observan sectores en los cuales las migmatitas son retrabajadas totalmente bajo condiciones de deformación dúctil, generando protomilonitas y/o milonitas.

Las estromatitas contienen intrusiones de diques y/o *sills* de gabro hornbléndico, de variado tamaño. Los cuerpos tabulares tienen bordes netos y están dispuestos espacialmente concordantes o cortando a la foliación migmatítica. Además, se encuentra la presencia de bloques a modo de *raft* incluidos en la estromatita típica (Fig. II-3.1-3.1-I: c).

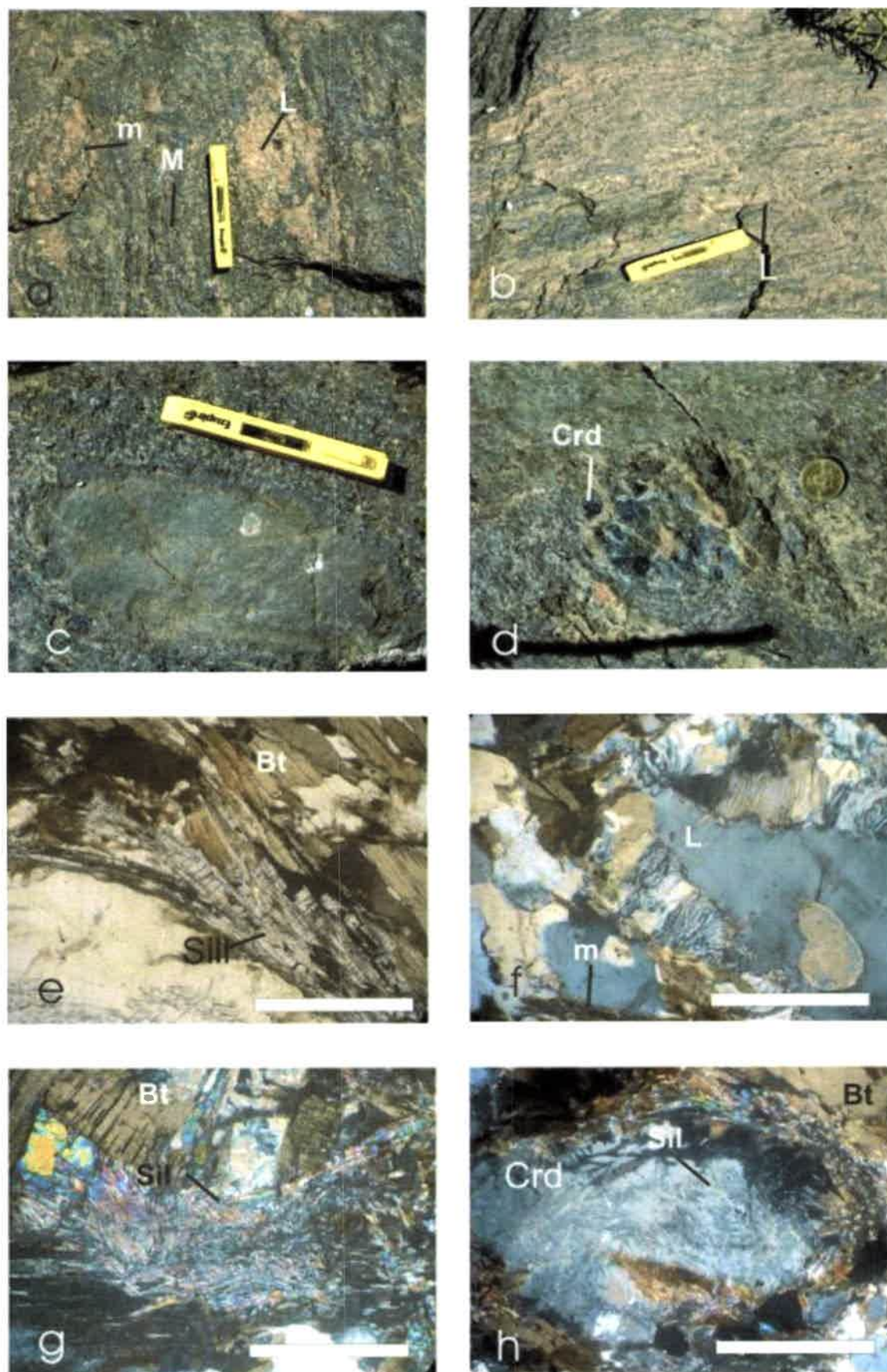


Fig. II-3.1-3.1-I: Migmatita estromatítica

Figura II-3.1-3.1-I: a) Foto de afloramiento en la que se observa la estructura estromatítica, que definen la foliación migmática (S_1) y las partes constituyentes L-M-m. b) Fotos de afloramiento en la que destaca el *plegado* de los leucosomas. c) Foto de detalle de afloramiento, en la cual se evidencia la presencia de fragmentos a modo de *raft*, incluidos en una estromatítica típica. d) Fotografía de detalle en afloramiento destacando la presencia de cordierita constituyendo bolsones o núcleos de alta concentración. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos donde se observan grandes placas de biotitas orientadas a modo de finas folias, coincidentes con el desarrollo de pequeños prismas de sillimanita en idéntica disposición espacial. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando las partes L-m constituyentes de la roca. Además se destaca el desarrollo de una textura mirmequítica en el contacto entre feldespato potásico y plagioclasa. g) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando la mineralogía predominante de los mesosomas, con desarrollo de prismas de sillimanita y placas medianas de biotita. h) Fotomicrografía a nicoles cruzados, mostrando un porfiroblasto de cordierita con inclusiones de sillimanita de tipo acicular, rodeados por finas folias de biotita y sillimanita con hábito prismática y fibrosa, que indican un retrabado parcial de la fábrica migmática por una de tipo milonítica. Escala: masa 250 mm, nivel 150 mm, moneda 18 mm, barra de escala es de 1 mm.

Leucosoma: posee una textura granoblástica, hipidiomórfica inequigranular y con tamaño de cristales que fluctúa de mediano a grande. Se desarrollan como bandas leucocráticas, con ancho variable entre 0,5 a 5,0 cm, las cuales se acuñan o se interconectan generando una red de canales centrales. Están compuestos por: cuarzo, plagioclasa y proporción modal variables de feldespato potásico, cordierita y granate. Además se destacan finas láminas de biotita, prismas de sillimanita y diminutos circones.

Mesosoma: se encuentra formando bandas continuas de tonos grises oscuros, textura granolepidoblástica equigranular, de tamaño de grano pequeño con dominios granoblásticos de de grano medio. Está constituido por cuarzo, plagioclasa, biotita y en baja proporción modal feldespato potásico, granate, sillimanita y/o cordierita. Como fases de inclusión circón y apatita.

Melanosoma: son bandas delgadas discontinuas, de tonos negros, con tamaño de grano fino a medio y textura predominantemente lepidoblástica. Están compuestos por láminas de biotita, acompañadas en baja proporción por prismas medianos de sillimanita y blastos de cordierita y/o granate poiquilíticos. También aparecen cuarzo, circón y apatita (Fig. II-3.1-3.1-I: h).

Cuarzo: desarrolla cristales anhédros, medianos a grandes, con bordes suturales o formando uniones en puntos triples. Posee lamelas de deformación, desarrollo de bandas de subgranos y aisladamente con extinción en damero perfecta. Ocurren también como cristales goticulares pequeños, dispuestos en colas asimétricas asociadas a porfiroblastos de granate y plagioclasa.

Plagioclasa: aparece como cristales medianos o como grandes blastos, subhedros y con bordes por sectores con engolfamientos. Muestra maclas polisintéticas frecuentemente acuñadas y/o flexuradas y *carlsbad*. También posee signos de migración de borde y recristalización a subgranos pequeños.

Feldespato potásico: aparece como cristales medianos, subhedros, de bordes lobulados y con desarrollo de un maclado en enrejado flexurado. Comúnmente con marcada alteración argílica y sericítica.

Granate: conforma blastos subhedros, pequeños a medianos y con bordes engolfados. Presentan fractura rellenas por clorita y son comunes los hábitos poiquilíticos. Las inclusiones de cuarzo y circón son numerosas en los núcleos.

Cordierita: aparece como cristales de tamaño mediano a grandes blastos subhedrales. Se concentran por dominios (bolsones) y aisladamente poseen inclusiones de sillimanitas a modo de fibras y/o prismas finos en los bordes (Fig. II-3.1-3.1-I: h). Muy fracturada y localmente con indicios de recristalización en subgranos.

Biotita: forma láminas medianas, anhedras, con marcado pleocroismo de tono pardo-verdoso, que por sectores presenta mayor desarrollo, y pleocroismo de tonos rojizos (Fig. II-3.1-3.1-I: e, g). Constituyen folias discontinuas finas, se flexuran generando localmente pliegues *kink* y se alteran formando óxidos de hierro. La biotita muestra inclusiones de cuarzo goticular y circón.

Sillimanita: es prismática, euhedras a subhedras en los mesosomas, así como también con hábito fibroso constituyendo nidos. Ocasionalmente queda incluida como fibras en cordierita (Fig. II-3.1-3.1-I: g, h, e). Los prismas grandes se advierten intensamente fracturados.

Circón-apatita: se presentan en muy baja proporción, solamente como diminutos cristales incluidos en las fases principales.

II-3.1- 3.2) Leucogranito y monzogranito anatócticos

Usando criterios de clasificación modal, la mayoría de estas rocas se caracterizan como leucogranitos. En general los granitos están conformando cuerpos lenticulares de escala métrica en íntima yacencia con la estromatitas. Los leucogranitos son más abundantes en los alrededores del puesto Las Novillos, y en la sección de ingreso a la quebrada de Salazar, en inmediaciones del puesto de José Chávez.

Los leucogranitos y monzogranitos desarrollan una textura granular homogénea, tamaño de grano medio que varía ocasionalmente a fino, destacándose por dominios la obliteración de la fábrica por una estructura deformacional puntualmente marcada por cintas elongadas de cuarzo (Fig. II-3.1-3.2-I: a, c, d). Están compuestos básicamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita y escasos cristales de sericita de alteración (Fig. II-3.1-3.2-I: b). En ocasiones se aparecen cristales subhedrales de cordierita y blastos de granate poiquilítico. Como accesorios circón, apatita, monacita y opacos.

En sección delgada, se denota una textura hipidiomórfica inequigranular, con dominios granolepidoblásticos (Fig. II-3.1-3.2-I: b). La estructura es homogénea con evidencias de deformación dúctil de media y baja temperatura, dado el estiramiento de la fábrica ígnea.

Cuarzo: está como cristales anhedros, medianos a pequeños, desarrollando un mallado homogéneo con extinción ondulosa y lamelar. Asimismo, como cintas elongadas con recristalización a subgranos y blastos mayores con extinción en damero perfecta. Presenta en general inclusiones de circón, apatita y magnetita.

Plagioclasa: aparece como cristales subhedros, de tamaño mediano a grande, con maclas polisintéticas esfumadas y/o flexuradas. Localmente se observan procesos de migración de bordes en los blastos de gran tamaño, y la recristalización a subgranos en los bordes. También maclado mecánico oblicuo y extinción ondulosa.

Feldespato potásico: son cristales euhedros a subhedros, medianos, aunque se destacan blastos aislados de mayor tamaño. Presenta maclas en enrejado y de tipo *carlsbad*. También recristalización por rotación de subgranos en los bordes de blastos mayores. Asimismo, es notable la alteración argílica en el centro del cristal.

Biotita: son láminas subhedras, pequeñas a medianas, con bordes acuñaos o dentados dispuestas aisladas en una matriz granular homogénea. Localmente conforman finas cintas con alabeos pronunciados. Presentan numerosas inclusiones de circón y cuarzo de forma goticular.

Muscovita: está como láminas subhedras, pequeñas y en muy baja proporción modal. Se vincula texturalmente siempre a biotita.

Cordierita: ocurre esporádicamente como cristales subhedros, de tamaño mediano y con alta tasa de alteración y fracturamiento.

Granate: aparece aisladamente como blastos subhedros, de tamaño mediano y poiquilíticos. Presentan numerosas fracturas inter-cristalinas e inclusiones en sus núcleos.

Circón-apatita-monacita: son cristales algunos diminutos y otros medianos, euhedros a anhedros, siempre como inclusiones. La monacita se desarrolla asociada a los feldespatos.



Fig. II-3.1-3.2-I: Leucogranito y monzogranito anatéticos

Fig. II-2.1-3.2-I: a) Fotografía de afloramiento donde se observa el desarrollo de un leucogranito típico, destacándose su fábrica ígnea y el tamaño de grano medio. b) Foto panorámica donde se observa la relación de yacencia entre leucogranitos y su encajonante máfico. Vista al O. c-d) Fotografía de detalle en afloramiento de monzogranito en la cual se puede apreciar, el color rosado característico de esta roca debido al alto porcentaje de feldespato potásico y una fábrica homogénea granular típicamente ígnea. Escalas: masa 200 mm; nivel 100 mm, lupa 20 mm, barra de escala es de 1 mm.

II-3.1- 4) Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra distribuida heterogéneamente, dispuesta espacialmente a modo de intrusiones discordantes y localmente concordantes en todas las asociaciones litológicas. Su abundancia se incrementa en los alrededores del puesto El 25 y en zonas aledañas al la cuesta de Salazar. En esta asociación quedan

definidas dos tipos litológicos: pegmatitas de clase muscovítica y de elementos raros (LCT).

II-3.1- 4.1) Pegmatita clase muscovítica y clase elementos raros (LCT)

Las pegmatitas están distribuidas heterogéneamente a lo largo de toda la quebrada de Salazar, intruyendo a la mayoría de las litologías descriptas para el área. Constituyen cuerpos de geometrías lentiformes o vetiformes, dominando las geometrías tabulares. Dichos cuerpos desarrollan potencias que van de entre 30 cm hasta a 20 m de potencias, y longitudes mayores a los 20 m (Fig. II-3.1-4.1-I: a).

En las mayoría de los casos, las pegmatitas desarrollan una textura granular homogénea, con tamaño de grano grueso a muy gruesos (Fig. II-3.1-4.1-I: b, c), que ocasionalmente varía a medio. Presentan bordes netos sin indicios de reacción, salvo en dominios puntuales donde se desarrolla un borde enfriado de hasta 2 cm de espesor. Por otra parte, se destaca el crecimiento de cristales de feldespatos y/o micas oblicuos a los bordes de las pegmatitas, desplegándose desde la pared lateral hacia el centro de las mismas. Generalmente no presentan zonación marcada, aunque hay ejemplos donde definen núcleos cuarzosos y bordes feldespáticos.

Esta litología se compone de una alta proporción modal de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, muscovita, biotita y como fases accesorias circón. Esta asociación mineral caracteriza al tipo muscovítica (Fig. II-3.1-4.1-I: e, f). Asimismo, en casos puntuales aparece granate, epidoto, turmalina, espodumeno y berilo como fases esenciales, indicando variedades pegmatíticas de elementos raros tipo LCT (Fig. II-3.1-4.1-I: f). Estas últimas se encuentran en menor proporción y distribución areal restringida.

Las pegmatitas, en ocasiones están plegadas decamétricamente, generando estructuras abiertas. Por otra parte, en general las pegmatitas que se intruyen concordantes a la foliación de las rocas de caja, presentan una serie de plegamientos similares a los de su encajonante. También, suelen estar rellenando fracturas en dos juegos primordiales, uno vertical y otro oblicuo al anterior, de manera horizontal.

En secciones delgadas, la estructura es homogénea destacándose placas grandes de biotitas orientadas. La textura es hipidiomórfica inequiangular, siendo en partes equiangular con megacristales.

Cuarzo: se encuentra como cristales anhedral, de tamaño mediano a muy grande, con desarrollo de lamelas de deformación y extinción ondulosa generalizada. Numerosas inclusiones fluidas y algunas biotitas pequeñas. También como megacristales con bordes engolfados.

Plagioclasa: conforma cristales subhedral, de tamaño mediano a muy grande, con bordes lobulados puntuales y maclas polisintéticas perfectas. Se destaca la alteración a sericita y generación de argilominerales.

Feldespato potásico: está como cristales euhedral a subhedral, de tamaño grande a mediano, destacándose cristales con tamaños superiores a los 20 cm en su eje mayor. Presenta un maclado en enrejado marcado y alteración sericítica. Inclusiones de cuarzo goticular y placas medianas de biotita.

Biotita: se encuentra como láminas subhedral, de tamaño pequeño a mediano, bordes aserrados, constituyendo gruesas folias o como blastos mayores aislados dentro de una matriz granular homogénea. Localmente con inclusiones de circón e incluidas en las fases antes descritas.

Muscovita: aparece como cristales subhedral, de tamaño pequeño, con bordes dentados y está asociada esencialmente a biotita y cuarzo. Generalmente como grandes placas conformando extensos paquetes.

Granate: se encuentra como blastos subhedral a euhedral, de tamaño mediano, con bordes engolfados y alta fracturación. Son poiquilíticos y localmente con núcleos turbios. Su desarrollo está ligado siempre a pegmatitas de tipo de elementos raros.

Turmalina: son cristales subhedral a euhedral, de tamaño mediano, los cuales tienen una marcada fracturación. En todos los casos están ligadas a cuarzo y/o plagioclasa.

Epidoto: aisladamente y en baja proporción, como cristales subhedral a euhedral de tamaño mediano.

Berilo: se desarrolla en moderada proporción como cristales subhedral a euhedral, de tamaño mediano a grande y asociado a turmalina.

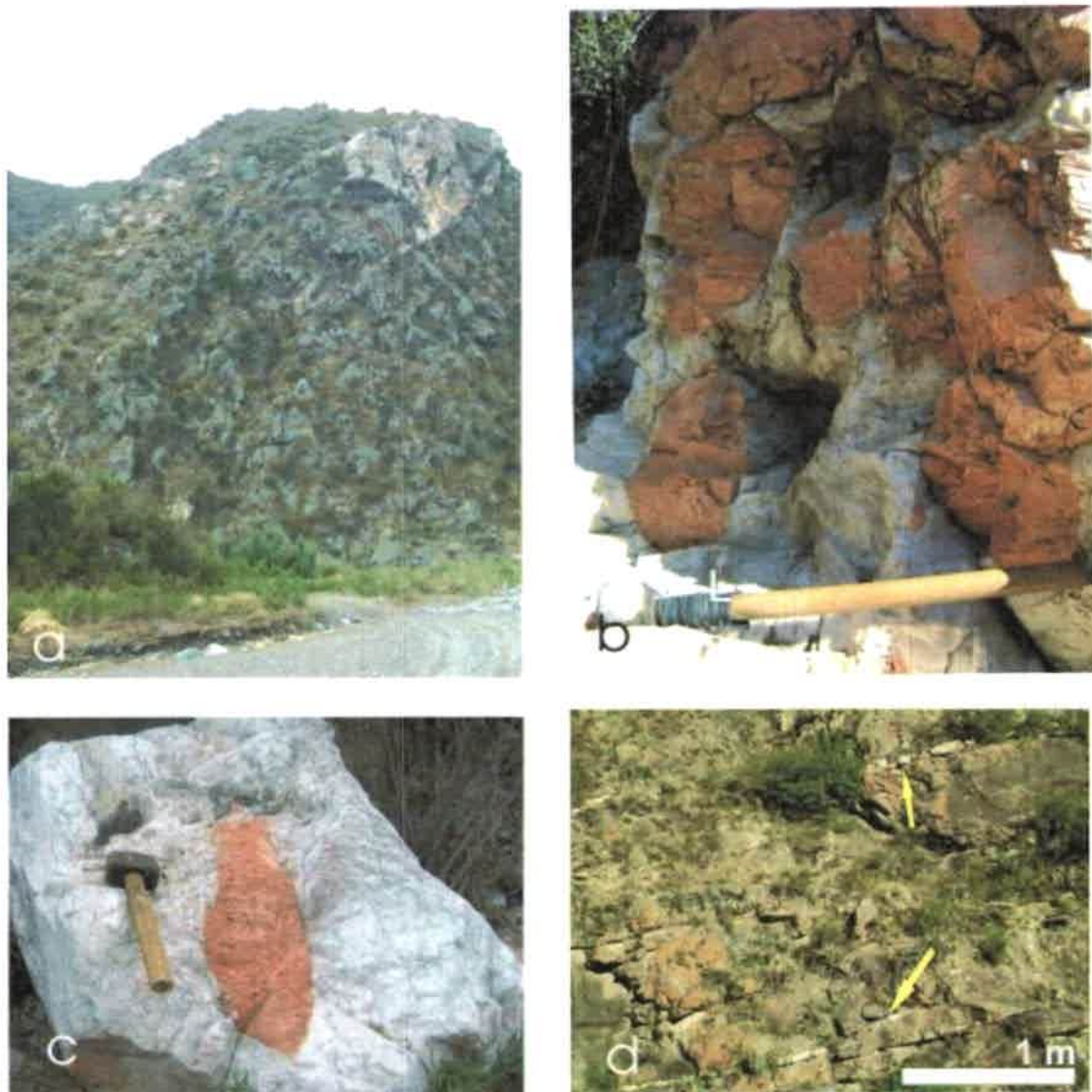


Fig. II-3.1-4.1-I: Pegmatita clase muscovítica y clase elementos raros (LCT)

Figura II-3.1-4.1-I: a) Foto de afloramiento de pegmatita muscovítica en la cual se observa su íntima yacencia con las rocas de la asociación diorítica y gábrica. Vista al NE. b) Foto de detalle en afloramiento de pegmatita muscovítica, evidenciando el tamaño de megacristales de escala centimétrica, y la composición típica con predominancia de Qtz-Kfs-Pl. c) Foto de detalle de pegmatita muscovítica donde se muestra un megacristal de feldespato potásico inmerso en una matriz de cuarzo-plagioclasa. d) Foto de afloramiento de pegmatita en relación con la presencia de diaclasas subhorizontales. Vista al SO. Escalas: masa grande 750 mm, masa pequeña 250 mm, moneda 18 mm.

Circón-apatita: constituyen cristales muy pequeños a medianos, euhedros a anhedros como inclusiones en las fases minerales principales.

II-3.1- 5) Asociación milonítica

Esta asociación es más voluminosa en el segmento occidental de la quebrada, en los alrededores de la cumbre de Salazar; así como también, en proximidades a la zona central de la comarca (Tema VII: Anexo I: mapa 3). En esta asociación quedan incluídas cuatro variedades litológicas principales: protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004). Dichas rocas se desarrollan fundamentalmente retrabajando a las asociaciones diorítica y metasedimentaria. En general ocurren circunscriptas a fajas pequeñas de longitud decamétrica, en donde las potencias varían entre los 50 cm hasta los 50 m.

II-3.1- 5.1) Protomilonita-milonita

Estas litologías se desarrollan básicamente en la cuesta de Salazar y puntualmente en los tramos del centro y este de la quebrada. Dichas rocas constituyen pequeñas fajas discontinuas con formas de tabiques flexurados, con morfología subangular y de aproximadamente 20 m a 300 m de longitud, y potencias variables entre 2 m a 50 m (Fig. II-3.1-5.1-I: a, b). Esporádicamente se encuentran fajas miloníticas con amplia continuidad espacial, conformando filetes de alrededor de 600 m de longitud y potencias superiores a 150 m.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de migmatitas estromatíticas desarrollan una matriz granolepidoblástica a granonematoblástica, pudiendo variar a porfiroclástica, con un tamaño de grano medio a fino. Conforman finas folias compuestas por biotita, fibrolita, cuarzo y plagioclasa (Fig. II-3.1-5.1-I: d). Además, presentan porfiroclastos tipo δ y σ constituidos esencialmente por feldespato, plagioclasa, cordierita, cuarzo policristalino y granate.

Estas rocas muestran una estructura planar penetrativa, caracterizada como una foliación milonítica dúctil (S_{2a}), la cual aparece asociada a bandas con reducción del tamaño de grano (Fig. II-3.1-5.1-I: d). Dicha estructura posee un carácter anastomosado visible a escala milimétrica y centimétrica, como así también a escala métrica. Del mismo modo, sobre los planos de foliación milonítica (S_{2a}) se encuentra una lineación mineral (L_2) generada por el estiramiento de los cristales de cuarzo y la blástesis de finas láminas de biotitas.

En secciones delgadas se destaca una esquistosidad milonítica anastomosada, además de estructuras S-C y colas asimétrica y/o simétrica. También son frecuentes las sombras de presión asociadas a porfiroclastos de feldespatos y granate, constituidas mayormente por finas láminas de biotitas y cuarzo goticular y/o ameboidal con extinción normal. Asimismo, se encuentran cintas o *ribbons* anastomosadas y elongadas, constituidas en su totalidad por cuarzos con recristalización a subgranos. Puntualmente, se observan microplegamientos de tipo asimétrico y abierto.

Cuarzo: se desarrolla como pequeños cristales anhedral, formando en la matriz finas cintas con recristalización a subgranos, anastomosadas, con extinciones localmente en lamelas o normal. Además, conformando porfiroclastos medianos tipo σ con extinción en damero perfecta. Otros cuarzos son de tipo policristalinos. Las inclusiones de biotita y circón son numerosas.

Plagioclasa: constituye en la matriz cristales pequeños, subhedros, con bordes engolfados a parcialmente suturales, con índices de recristalización por migración de borde. Maclado polisintético marcado y con leve flexurado. También como porfiroclastos de tamaño mediano, geometría σ y con maclas polisintéticas aisladas con flexuras y acuñamientos.

Biotita: desarrolla láminas medianas a pequeñas, euhedras y con un moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso. En algunos casos se reconocen biotitas de carácter relíctico, de tamaño pequeño, fuerte pleocroísmo (color rojizo) con planos de exfoliación flexurados. Las biotitas tienen inclusiones de cuarzo goticular y circón.

Sillimanita: está como cristales pequeños, subhedros, prismática y fibrosa, ocasionalmente se reconocen hábitos aciculares. Algunos cristales conforman nidos o forman parte de colas asimétricas en porfiroclastos. Marcado fracturamiento de los prismas mayores.

Feldespato potásico: constituye grandes porfiroclastos de tipo σ y con maclas en enrejado puntualmente esfumadas. Desarrolla colas asimétricas y muestra una marcada alteración en los bordes.

Granate: conforma porfiroclastos con geometrías σ y δ de tamaño mediano, subhedros, poiquilíticos y con bordes engolfados. Algunos con núcleos turbios con numerosas inclusiones.

Cordierita: aparece como porfiroclastos de tipo δ , localmente muy fracturados y con inclusiones de sillimanita en bordes. Muy alteradas por parches.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de protolitos máficos (dioritas/gabros) presenta una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica (Fig. II-3.1-5.1-I: c, e, f, g, h) aunque localmente se observan texturas de tipo granonematoblástica. Presentan un tamaño de grano medio a fino, desarrollando microfolias anastomosadas de cuarzo y biotita, que rodean a porfiroclastos de tipo δ y σ mayormente de anfíbol y plagioclasa, localmente cuarzo (Fig. II-3.1-5.1-I: f, g, h).

En general, en secciones delgadas se destaca una esquistosidad milonítica marcada, con dominios anastomosados con reducción del tamaño de grano y finas cintas de cuarzo asociadas con total recristalización a subgranos (Fig. II-3.1-5.1-I: e, g). Por otra parte, se observan sombras de presión relacionadas con porfiroclastos de anfíbol-plagioclasa y microestructuras S-C.

Cuarzo: en la matriz está como cristales anhedral, de tamaño pequeño, conformando finas cintas con morfologías anastomosadas. Presenta una recristalización total a subgranos y generan colas asimétricas. Esporádicamente, desarrolla porfiroclastos sigmoidales constituidos totalmente por subgranos de recristalización.

Plagioclasa: constituye cristales pequeños, subhedral y con maclas mecánicas difusas en la matriz. Además forma porfiroclastos de geometría σ y bordes lobulados. Las inclusiones son esencialmente de biotita y cuarzo de hábito goticular.

Biotita: son láminas muy pequeñas, subhedral y de pleocroísmo moderado entre pardo-amarillento y verdoso, desarrollando finas cintas asociadas a cuarzo. Incluye a circón y cuarzo.

Anfíbol: son cristales diminutos, anhedral a subhedral y en muy baja proporción en la matriz. Además, como grandes cristales de tipo σ , anhedral y con colas simétricas.

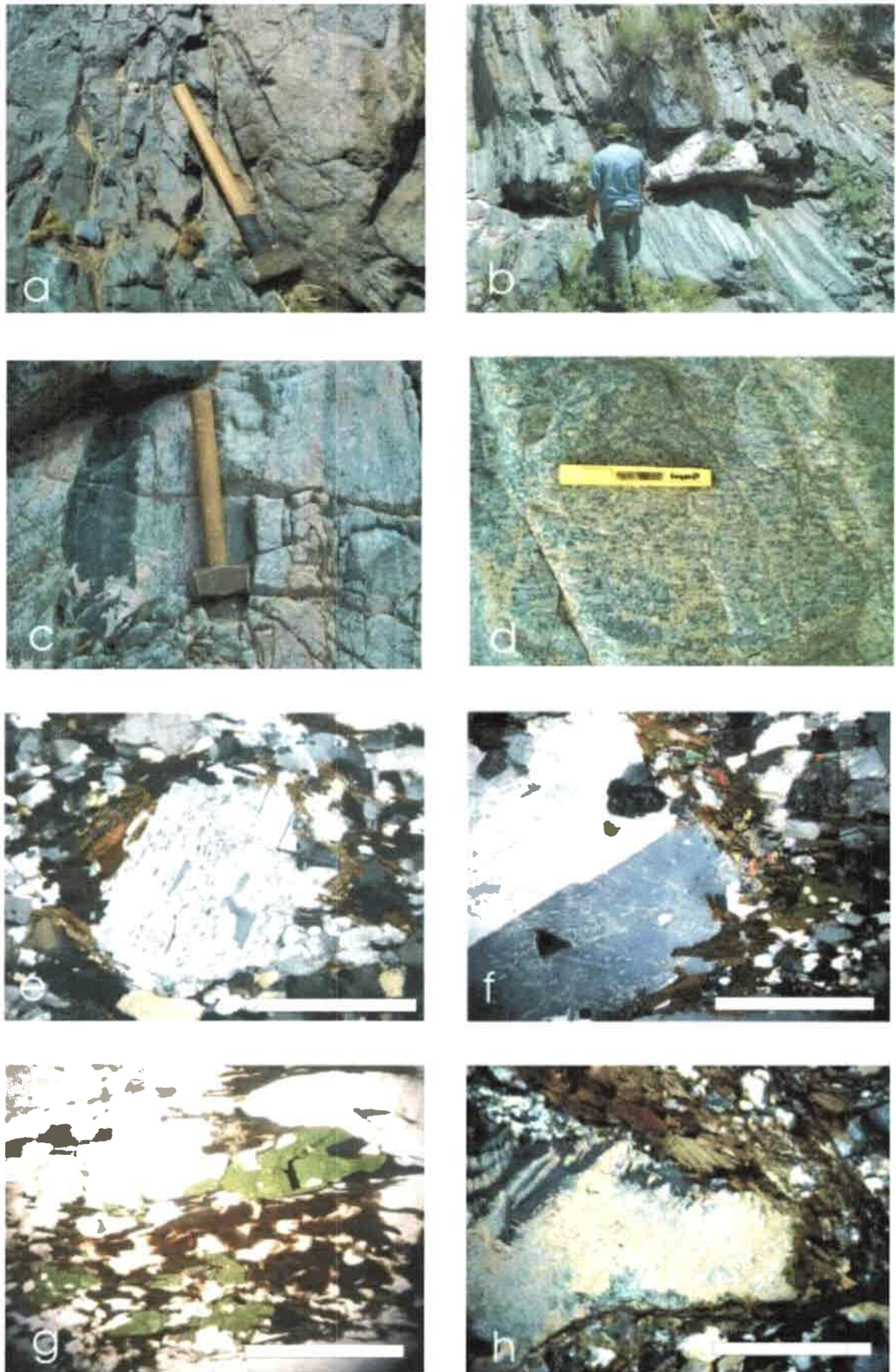


Fig. II-3.1-5.1-I: Milonita-protomilonita

Figura II-3.1-5.1-I: a-b) Fotos de afloramiento en las que se destacan la morfología subangular de las rocas miloníticas, su patrón anastomosado a escala métrica y las tonalidades mesocráticas características. Vista al SO. c) Foto de detalle en afloramiento, en la que se aprecia la alternancia a escala del centímetro de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, todas formadas a partir de un protolito diorítico. d) Foto de detalle en afloramiento mostrando el patrón anastomosado de la matriz y el desarrollo de la foliación milonítica (S_{2a}). e-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados mostrando una matriz granolepidoblástica anastomosada de cuarzo-plagioclasa-biotita-hornblenda rodeando a porfiroclastos de plagioclasa con maclado polisintético acufiado y *carlsbad*. Se observan colas asimétricas marcadas. g) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita derivada de diorita. Se destaca el desarrollo de porfiroclastos de anfíbol y una matriz de grano medio de Qtz-Pl-Bt. h) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de migmatita metasedimentaria, donde se ve un porfiroclasto de cordierita pinitizada, con desarrollo de colas asimétricas compuestas por Qtz-Pl-Bt. Escalas: masa grande 750 mm, nivel 150 mm, masa pequeña 250 mm, barra de escala es 1 mm.

II-3.1- 5.2) Ultramilonita

Las ultramilonitas se desarrollan en afloramientos muy aislados y su descripción está limitada a bandas conspicuas ubicadas únicamente en el segmento occidental de la quebrada, en cercanías del puesto Salazar (Tema VII: Anexo I: mapa 3).

Se desarrolla constituyendo pequeños cuerpos a modo de fajas, donde la roca es muy homogénea, de aproximadamente entre 10 a 20 m de longitud con potencias que no superan los 50 cm de espesor. Poseen una morfología que caracteriza a tabiques subredondeados a subangulosos y están interdigitadas en correlación espacial continua, conformando un paquete deformacional, en el que quedan configuradas fajas alternantes de: dioritas con baja tasa de deformación, pasando a dioritas con alta deformación, luego el desarrollo de protomilonitas y finalmente lentes de ultramilonitas. Este patrón de distribución de tipos litológicos se repite a escala de afloramientos decamétricos (Fig. II-3.1-5.2-I: a, b). En este caso y dada la íntima relación de las rocas milonítica con las dioritas, se asume como protolito precursor a la mencionada litología.

Desarrollan una textura predominantemente lepidoblástica a granolepidoblástica, con una matriz de tamaño de grano fino a muy fino y aislados cristales de tamaño mediano. Estos últimos, se destacan macroscópicamente como cristales blanquecinos inmersos en una matriz oscura de tamaño muy fino (Fig. II-3.1-5.2-I: c, d, e, f). La matriz se encuentra con un patrón anastomosado suave, constituida por finas folias de filosilicatos, plagioclasa, cintas de cuarzo y en baja proporción modal clorita como alteración, con circón y apatita como fase accesoria (Fig. II-3.1-5.2-I: e, g). Los porfiroclastos están compuestos básicamente por plagioclasa, cuarzo policristalino y anfíboles. Tienen un tamaño de grano mediano, geometrías de tipo σ poco marcadas y por sectores colas asimétricas (Fig. II-3.1-5.2-I: g, h).

Es importante destacar que a escala de afloramiento la ultramilonita se presenta internamente muy homogénea y masiva, la estructura planar penetrativa se aprecia con claridad en secciones delgadas. Esta estructura de geometría suavemente anastomosada tiene los rasgos de una foliación de carácter dúctil milonítica (S_{2a}). En secciones delgadas se encuentra una esquistosidad milonítica, levemente anastomosada, con alternancia aislada de dominios de alta deformación. En toda la roca se observa una reducción del tamaño de grano respecto del protolito pre-milonítico, en muestra de mano no se puede diferenciar la mineralogía de la matriz de la ultramilonita. Sobre los planos de la foliación S_{2a} aparece una lineación (L_2) de estiramiento mineral dominada por cristales de cuarzo.

Microscópicamente se encuentra una esquistosidad milonítica levemente anastomosada, con alternancia aislada de bandas de alta deformación, así como también fábrica S-C, sombras de deformación, cintas o *ribbons* de cuarzo con recristalización a subgranos y colas asimétricas (Fig. II-3.1-5.2-I: e, f, g, h). Además, los feldespatos poseen maclas acuñaadas, generación de maclados secundarios mecánico en variadas direcciones o flexurado, en tanto que los filosilicatos muestran acodamiento de láminas completas.

Biotita: en la matriz está como láminas de pequeño a mediano tamaño, subhedras, con bordes por sectores engolfados y con una marcada desferrización con generación de óxidos de hierro. En ocasiones se observa un pasaje gradual a la variedad clorita por transformación de la misma. Las inclusiones son fundamentalmente de circón.

Cuarzo: se desarrolla en la matriz como pequeños cristales, distribuidos como cintas y en ocasiones como blastos aislados. Son anhedral, ameboidales, con lamelas y predominancia de subgranos recristalizados por migración de borde. También como porfiroclastos tipo σ , conformados íntegramente por subgranos, con tamaño mediano, anhedral y numerosas inclusiones.

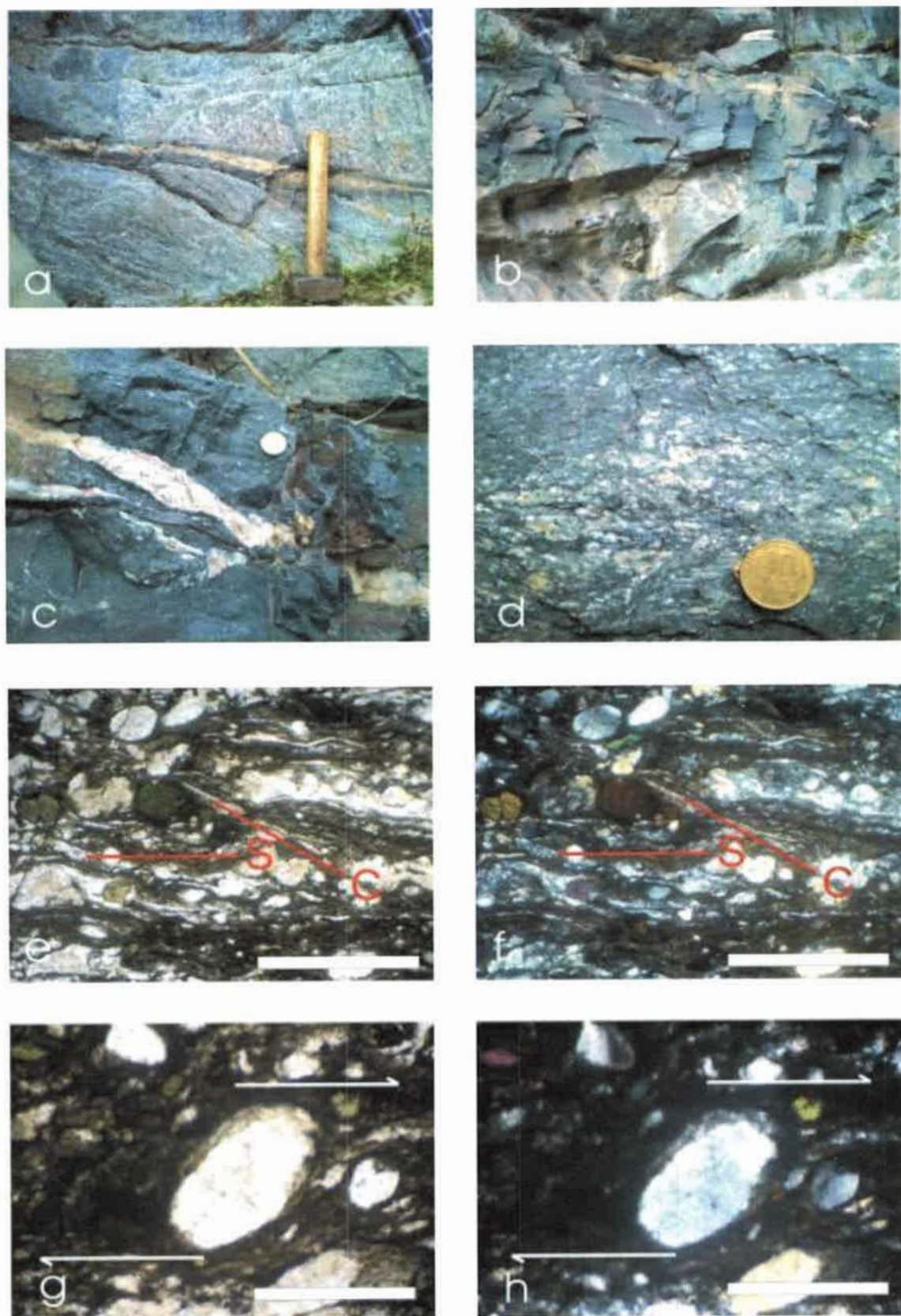


Fig. II-3.1-5.2-I: Ultramylonita

Figura II-3.1-5.2-I: a) Foto de afloramiento de ultramilonita donde se destaca el desarrollo de un filete de 5 cm de potencia interdigitado con bandas protomiloníticas asociadas a un protolito diorítico. Vista al SO. b) Foto de afloramiento donde se observa un claro patrón morfológico subangulosos y de tonos oscuros, asociados a la matriz de grano muy fino de la ultramilonita. Vista en planta. c-d) Fotos de detalle en afloramiento donde se observa el desarrollo de una matriz homogénea de grano muy fino y la presencia de porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo. Se denota un claro patrón anastomosado de la foliación milonítica S_{2a} . e-f) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, donde se observa una matriz oscura constituida principalmente por biotita, cuarzo y plagioclasa, y aislados porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y hornblenda. Se destaca el claro patrón alabeado de la esquistosidad milonítica y el desarrollo de fábrica SC. g-h) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados en donde se observa un porfiroclasto de plagioclasa de tipo complejo y las sombras de presión simétrica desarrolladas por la matriz que lo rodea. Estas últimas, formadas por una matriz de tamaño muy pequeño de biotita, anfíbol, opacos y cintas de cuarzo. Se indica el sentido del movimiento por flechas. Escalas: masa 120 mm, monedas 18 mm y 25 mm, barra de escala es de 1 mm.

Plagioclasa: la plagioclasa está en baja proporción en la matriz, como cristales subhedros, maclado polisintético acuñado en el centro del cristal, de tamaño pequeño y con variado grado de alteración con sericita. Además, como porfiroclastos con suaves geometrías de tipo σ , de tamaño mediano, anhedros a subhedros, con bordes lobulados y con maclas de tipo polisintético muy esfumadas y flexuradas. Localmente extinción ondulosa.

Clorita: se observa como pequeños cristales subhedros y con bordes acuñados a difusos siempre asociada a biotita.

Circón-apatita: están como cristales subhedros a anhedros, de tamaño muy pequeño, solo de inclusión en biotitas y cuarzos.

II-3.1- 5.3) Filonita

Las filonitas se presentan en baja proporción relativa en comparación a las milonitas y protomilonitas. Situadas básicamente en el segmento occidental de la quebrada, precisamente en la cuesta de Salazar y el puesto El 25. Además, se destacan en sectores puntuales en la quebrada Los Novillos, encontrándose en estos casos, restringida a fajas pequeñas.

El conjunto litológico compone pequeñas fajas discontinuas, de aproximadamente 5 m a 70 m de longitud, con potencias variables entre 2 m a 25 m (Tema VII: Anexo I: mapa 3). Dichas rocas se encuentran formando tabiques y cuerpos lajosos de morfología subangulosa, los cuales presentan colores verdes por el alto contenido en clorita de la matriz y en mayor abundancia con tonos rojizos a dorados, por el incremento de óxidos de hierro y sericita (Fig. II-3.1-5.3-I: a, b). Las

observaciones de campo sugieren que todas las litologías que componen el basamento cristalino pueden haber sido transformadas en filonitas.

En las filonitas la matriz desarrolla una textura dominante granolepidoblástica, con tamaño de grano muy fino, compuesta por delgadas folias de clorita, sericita, muscovita, biotita y cuarzo, que envuelven a porfiroclastos complejos y σ de plagioclasa, cuarzo y granate (Fig. II-3.1-5.3-I: c, d, e, f).

En la estructura de la filonita se destaca una foliación dúctil milonítica (S_{2b}), con reducción generalizada del tamaño de grano y morfología suavemente anastomosada (Fig. II-3.1-5.3-I: c, e).

En sección delgada se observa una esquistosidad milonítica marcada, que a escala de afloramiento los planos de esquistosidad se destacan por ser untuosos al tacto y por poseer un brillo de tipo satinado.

Cuarzo: en la matriz se desarrolla como pequeños cristales, anhedral y con extinción normal. También como porfiroclastos σ , de tamaño pequeño, conformando agregados cristalinos de subgranos. Presenta además bordes engolfados e inclusiones muy pequeñas.

Plagioclasa: desarrolla porfiroclastos con geometrías σ , pequeños, subhedrales y con finas colas de carácter asimétricas. Se destacan por sectores maclas mecánicas polisintéticas oblicuas y otras acunadas al centro del cristal.

Clorita: está asociada a sericita, muscovita y biotita, como cristales subhedros y pequeños. Poseen bordes dentados y numerosas inclusiones.

Sericita: está asociada a finas cloritas, conformando cristales anhedral, pequeños y de bordes difusos.

Muscovita: son pequeños cristales, láminares, subhedros y con numerosas inclusiones de circón.

Biotita: son láminas pequeñas, subhedrales, con bordes dentados, asociadas a finas cloritas. Localmente muestra inclusiones de cuarzo con hábito gótico.

Circón-apatita: constituyen cristales muy pequeños a medianos, euhedros a anhedral como inclusiones en las fases minerales principales.

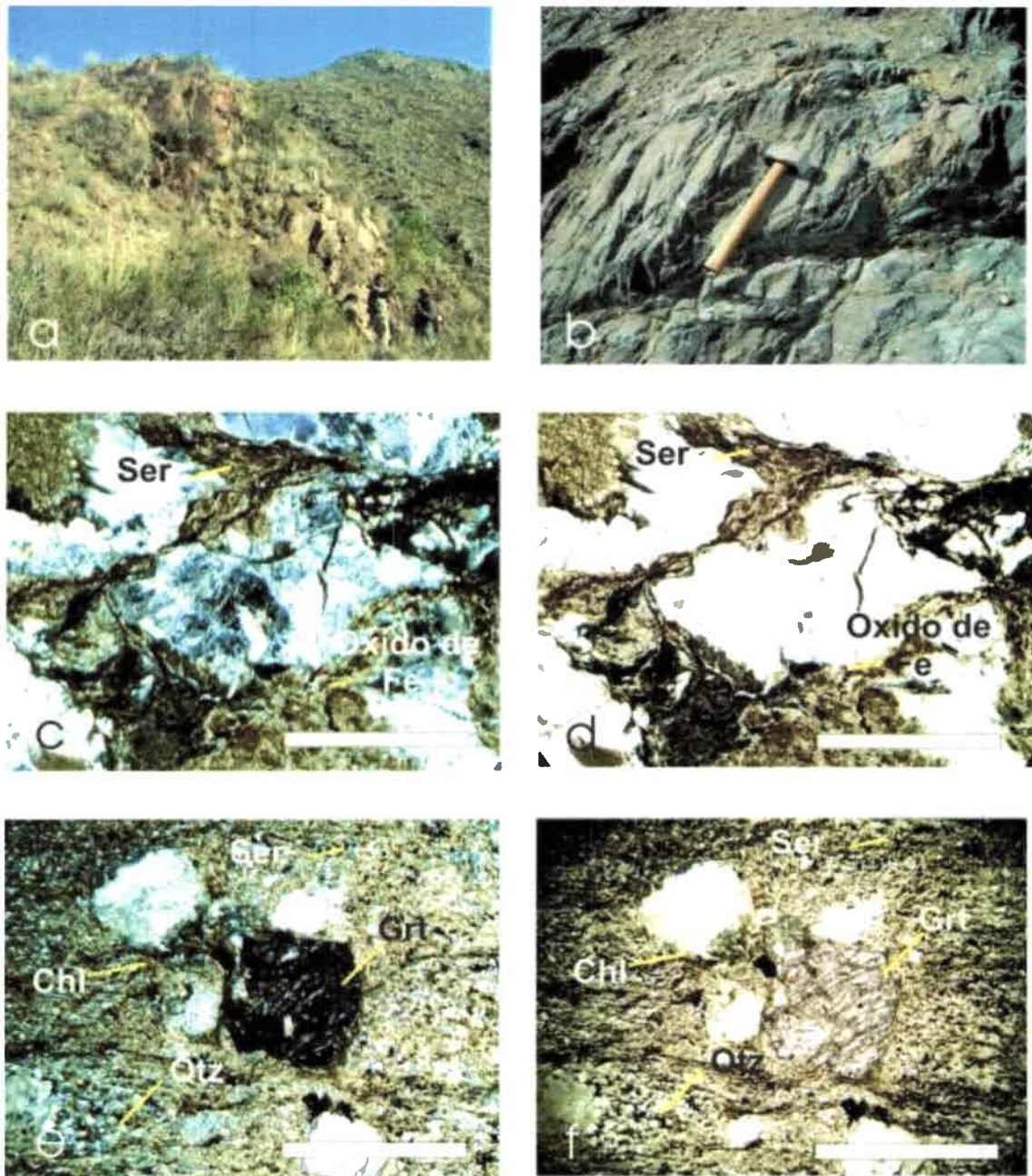


Fig. II-3.1-5.3-I: Filonita

Figura II-3.1-5.3-I: a) Foto de afloramiento de filonita. Se observa el patrón morfológico subanguloso y la geometría modo de filete, interdigitado con las rocas de las asociaciones máficas. Además se destacan los colores rojizos característicos del alto contenido de óxidos de hierro y sericita, predominantes en su mineralogía. Vista al SO. b) Foto de afloramiento donde se destaca el patrón subanguloso de la litología, y los tonos verdes correspondientes al alto contenido en clorita. Se aprecia una foliación frágil muy marcada. Vista en planta. c-d) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados donde se observa el desarrollo de una matriz de sericita y óxidos de grano muy fino, rodeando a porfiroclastos complejos. Se destaca la predominancia en la mineralogía de la sericita/muscovita y los óxidos como fases principales. e-f) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, donde se aprecia la presencia de una matriz de grano muy fino compuesta por la asociación Chl-Ser-Qtz. Además, se observan porfiroclastos de granate y cuarzo. Escalas: masa: 250 mm, barra de escala es de 1 mm.

CAPÍTULO 4

SIERRA DE CHÁVEZ

II: Capítulo 4

El Complejo Máfico Valle Fértil en Sierra de Chávez

II-4.1- Reseña general

La sección correspondiente a Sierra de Chávez está ubicada en el sector austral del área de estudio, a unos quince kilómetros del paraje Las Juntas (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Se encuentra constituida básicamente por un basamento cristalino, en el que fueron diferenciadas cinco asociaciones litológicas, las cuales en orden de importancia se nombraron como: diorítica, gábrica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica.

La Sierra de Chávez comprende dos sectores, por un lado la porción norte y central de la misma, conocida propiamente como Sierra de Chávez, la cual se inicia al norte del puesto Calibar y prosigue por más de diez kilómetros, hasta inmediaciones del puesto Los Gómez. Y por otro lado, una porción que comprende las pedanías de la escuela de Sierra de Chávez Hernando de Magallanes, Cumbre la Mesilla y La Jarra, extendiéndose hasta el puesto del Gauchito Gómez en su segmento más austral. Además, abarca la Cuesta y el Bajo de Chávez, el cual prosigue hasta el valle del río Bermejo en dirección oeste, culminando en el paraje Aguadita (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Toda la comarca muestra un predominio de dioritas y gabros hornbléndicos. Localmente se observa el pasaje a variedades gabronorítica hornblendica piroxénica y norita hornbléndica piroxénica. Entre estos tipos litológicos se intruyen diques de gabro hornbléndico y pegmatitas graníticas. Desde la quebrada El Carrizalito y en continuidad espacial hacia el suroeste aparecen fajas de milonitas decamétricas que comienzan a ser una de las asociaciones litológicas más dominantes hacia el oeste. La presencia de fajas miloníticas regularmente espaciadas es más visible en el sector de la Cuesta y el Bajo de Chávez, extendiéndose hasta el valle del río Bermejo (paraje Aguadita).

II-4.1- 1) Asociación diorítica

Esta asociación se desarrolla con una amplia distribución espacial a lo largo de toda la Sierra de Chávez, siendo la asociación dominante de esta región de la Sierra de Valle Fértil (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Al igual que en las quebradas de Salazar y

Otarola, las dioritas afloran como bolsones o pequeños bancos de potencia métrica (> 5 m), están interdigitadas con los gabros y gabronoritas de la asociación gábrica, o forman cuerpos discretos con potencias que exceden los 500 metros. Dentro de la asociación diorítica se incluyen dos tipos litológicos: diorita y tonalita, no obstante las tonalitas aparecen siempre en proporciones subordinadas.

En el sector del centro y este de Sierra de Chávez (puesto Los Alamitos y escuela Hernando de Magallanes) los bancos y/o bolsones dioríticos están localmente subordinados a la asociación gábrica. Por el contrario, en el sector sur de la Sierra de Chávez, las dioritas conforman cuerpos mayores a 200 metros de potencias, y son más abundantes que el resto de las asociaciones litológicas; las dioritas conforman el único tipo litológico que aflora en cercanías del puesto de Despensa Vieja y la Cumbre de la Mesilla; ver Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Cabe destacar, la presencia de aislados cuerpos de tonalitas en el sector del Bajo de Chávez, especialmente en los alrededores del paraje Salto del Codo. Es común que en los afloramientos de la asociación diorítica encontrar inclusiones lentiformes e intrusiones a modo de diques o *sills* de gabros hornbléndicos, y cuerpos graníticos de carácter pegmatítico.

II-4.1- 1.1) Diorita y tonalita

Estas litologías, en especial las dioritas, constituyen los tipos litológicos dominantes de esta asociación. La asociación se encuentra distribuida homogéneamente en el área, e interdigita con las otras asociaciones litológicas (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Se presenta formando cuerpos elongados, de morfologías que varían desde redondeados a subangulares y potencias que superan siempre los cientos de metros (>200 m). Se localizan en contacto transicional con gabronoritas y gabros, yaciendo en contacto neto con las migmatitas metasedimentarias.

Poseen textura granular, homogénea y tamaño de grano medio, ocasionalmente con pasajes a tamaño de grano grueso (Fig. II-4.1-1.1-I: a, b, d). En general la mineralogía se compone substancialmente de plagioclasa y anfíbol (Hbl), en muchos casos con ortopiroxeno, clinopiroxeno, con presencia de cuarzo ameboidal y biotita en proporciones modales muy variable, por lo general pequeñas (Fig. II-4.1-1.1-II: b, d, e). Como accesorios se encuentra circón, apatita, minerales opacos (Mag-Ilm), mientras que sericita y clorita se desarrollan siempre como fases secundarias. En la variedad

tonalita, el cuarzo y la biotita tienden a incrementar su proporción con respecto al resto de los minerales (Fig. II-4.1-1.1-II: e, f). El mineral ferro-magnésiano siempre es hornblenda, en tanto que ortopiroxeno aparece casualmente.

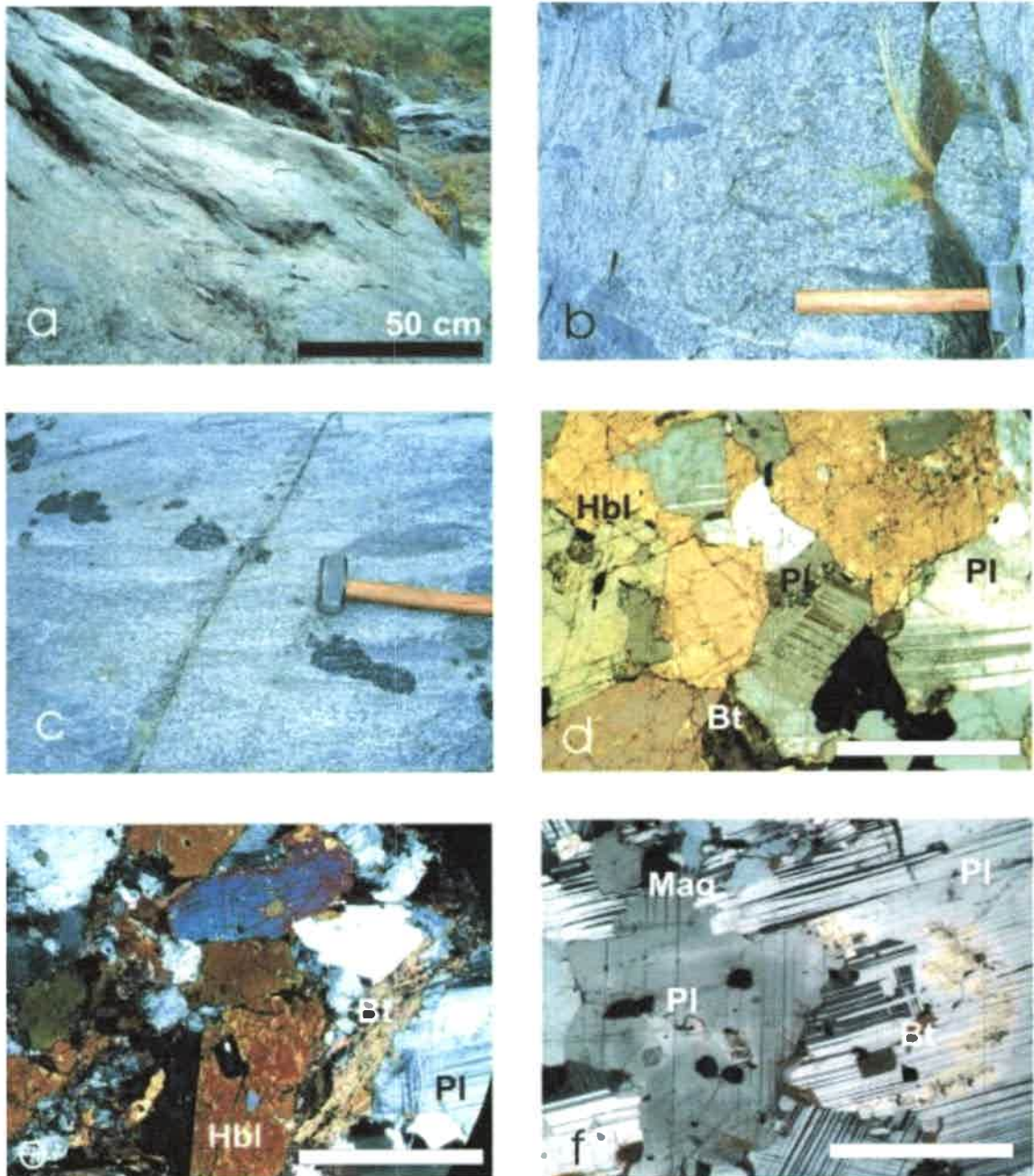


Fig. II-4.1-1.1-I: Diorita

Figura II-4.1-1.1-I: a) Foto de afloramiento de diorita donde se observa la yacencia bochiforme con un patrón subredondeado. Vista al SO. b-c) Foto de afloramiento en la que se destaca una fábrica granular homogénea, levemente estirada. Se destacan lentes máficos inmersos en una matriz diorítica, los mismos están elongados en una dirección preferencial. d) Fotomicrografías a nicoles cruzados en la que se muestra la textura ígnea de grano fino dominada por la asociación mineral Pl+Amph. e) Fotomicrografías a nicoles cruzados en las que se muestra una diorita con la fábrica ígnea levemente retrabajada. Además se aprecia el desarrollo de microcristales de anfíbol con un maclado de dos individuos. f) Fotomicrografías a nicoles cruzados en las que se muestra una fábrica ígnea levemente retrabajada. Además se observa el desarrollo de microcristales de plagioclasa por recristalización a subgranos y un maclado polisintético flexurado. Escalas: masa 250 mm, barra blanca de escala es de 1 mm.

La textura de las dioritas y/o tonalitas es predominantemente ígnea, hipidiomórfica-inequigranular. Sin embargo, una amplia proporción de estas rocas presentan rasgos de deformación intra- e intercristalinas, y en muchos casos la microfábrica es completamente tectónica. Presenta una estructura masiva dominante, observándose una foliación magmática (S_{0b}) marcada por la orientación de enclaves máficos o por un bandeo discontinuo (Fig. II-4.1-1.1-I: b; Fig. 4.1-1.1-II: b, c). Esta foliación primaria es retrabajada en ocasiones por fábricas deformacionales desarrolladas en estado submagmáticos a sub-sólidos de alta temperatura (S_1), donde la textura ígnea aparece modificada a una pseudo-poligonal (Fig. II-4.1-1.1-I: c; Fig. II-4.1-1.1-II: e). Asimismo se sobreimponen fábricas subsólidas dúctiles de media a baja temperatura, predominantemente de carácter milonítico (S_{2a}), representada como una típica foliación milonítica, con desarrollo de una matriz cuarzo micácea de geometría anastomosada y/o cintas policristalinas de cuarzo (Fig. II-4.1-1.1-II: f).

La plagioclasa (anortita-bytownita) aparece como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros a anhedros, por sectores con bordes levemente lobulados y aisladamente con contactos suturales de puntos triples. Es frecuente el estiramiento y/o aplastamiento de algunos cristales, cuyas maclas polisintéticas muestran torsión y acuñamiento hacia el centro de los mismos, siendo también notable la aparición de maclas polisintéticas mecánicas oblicuas a las primeramente descritas. El anfíbol (Hbl) se presenta como cristales de tamaño mediano, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos a pardos. Se destaca por su amplia facturación y por las numerosas inclusiones de opacos (Mag-Ilm) orientadas. Del mismo modo, son notables los maclados mecánicos en maclas de dos individuos y los indicios de recristalización a subgranos por procesos de migración de bordes. El ortopiroxeno se encuentra básicamente en las dioritas como cristales medianos a pequeños, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Se encuentra en contacto con anfíbol,

transformándose localmente en éste (uralitización) y con abundantes inclusiones de apatita y magnetita.

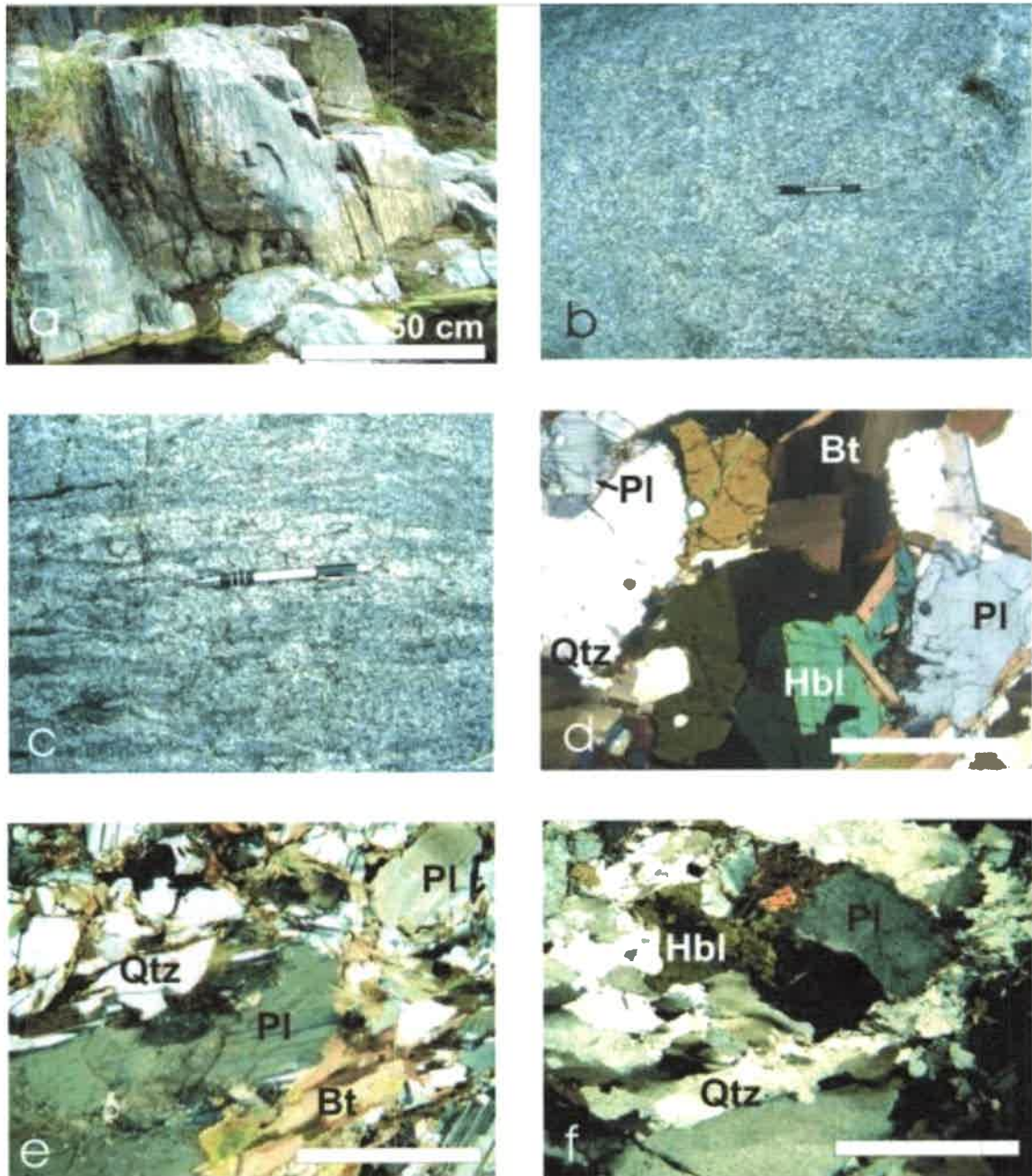


Fig. II-4.1-1.1-II: Tonalita

Figura II-4.1-1.1-II: a) Foto de campo de tonalita donde se observa el patrón de afloramiento a modo de cuerpos bochiformes subredondeados a subangulosos. Vista al SE. b-c) Foto de detalle en afloramiento de tonalita. Se destaca la fábrica granular homogénea. También se muestra un patrón de estiramiento generalizado, cuando la fábrica ígnea es retrabajada parcialmente por una deformacional. d) Fotomicrografía a nicoles cruzados, donde se evidencia la textura ígnea principal y la asociación mineral característica. e-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados donde se destaca la presencia de biotitas de gran tamaño en contacto con plagioclasa. Esta última muestra signos de deformación asociada al flexuramiento de sus maclas un patrón de estiramiento generalizado sobreimpuesto. Escalas: portaminas 150 mm, barra de escala es de 1 mm.

El clinopiroxeno se desarrolla en las dioritas de forma anhedral, siempre con alta birrefringencia, tenue pleocroísmo y extinción simétrica a las direcciones de clivaje. Texturalmente se asocia a ortopiroxeno y anfíbol, e incluye a magnetita. El cuarzo forma cristales medianos, anhedral o subhedral, con bordes engolfados y hábito ameboidal. Constituye también cintas elongadas con recristalización en subgranos. Son frecuentes los cristales con extinción en damero perfecta o con evidencias de migración de bordes y recristalización total. La biotita desarrolla láminas de tamaño medio a pequeño, subhedral y con extremos aserrados y/o acuñaos. Algunas biotitas están desferizadas y otras se encuentran incluidas en plagioclasa, anfíbol o cuarzo. Por dominios son frecuentes los cristales de tamaño grande. En algunos casos las magnetitas e ilmenitas tienden a orientarse generando fábricas muy continuas dentro de los anfíboles, todas en muy baja proporción como cristales de inclusión diminutos, euhedral a anhedral. Las apatitas y circones son fases accesorias escasas, pequeñas y pueden ser euhedral o anhedral (Fig. II-4.1-1.1-I: d, e; Fig. II-4.1-1.1-II: d, e).

En las dioritas y tonalitas con microfábricas de deformación dominante aparecen porfiroclastos de anfíbol, plagioclasa y/o piroxenos inmersos en una matriz de grano fino y geometría anastomosada; esa matriz está conformada por biotita, cuarzo y plagioclasa. También envueltos por cintas de cuarzo elongadas, con total recristalización a subgranos, conformando una fábrica deformada y estabilizada en altas temperaturas. Además se encuentra una esquistosidad típicamente milonítica (S_{2a}) estabilizada en media y baja temperatura, con generación de una lineación mineral (L_2) normalmente definida por cuarzo y/o biotita (Fig. II-4.1-1.1-II: f).

II-4.1- 2) Asociación gábrica

Esta asociación se encuentra localmente distribuida de manera homogénea en toda la región de Sierra de Chávez, aunque es más predominante en las secciones correspondientes a los puestos Calibar y José Chávez, en la sección central de Sierra de Chávez. Asimismo, son descriptos algunos afloramientos en cercanías de la quebrada el Carrizalito, puesto Los Gómez, cumbre de La Jarra y en los alrededores del Bajo de Chávez (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5).

Usando la propuesta de clasificación de rocas ígneas de Le Maitre (1989) se determinaron dos tipos litológicos dominantes, estos son: gabro hornbléndico y

gabronorita hornbléndica piroxénica. En afloramientos escasos se encontró una gabronorita olivínica con capas de dunita.

II-4.1- 2.1) Gabro hornbléndico, gabronorita hornbléndica piroxénica, gabronorita olivínica y dunita

Estos tipos litológicos aparecen interdigitándose heterogéneamente desde la escala de afloramientos de pocos metros de espesor hasta en cuerpos decamétricos.

Los gabros y gabronoritas poseen habitualmente una textura granular subhedral hipidiomórfica, con un tamaño de grano homogéneo y grueso, encontrándose esporádicamente con menor tamaño de grano (Fig. II-4.1-2.1-I: b c, d, g). El gabro hornbléndico y la gabronorita hornbléndica piroxénica están compuestos primordialmente por hornblenda, plagioclasa, ortopiroxeno y localmente abundante clinopiroxeno, con aparición esporádica de biotita y escaso cuarzo (Fig. II-4.1-2.1-I: b, c, d, h; Fig. II-4.1-2.1-II: b, c, d). Entre las fase minerales secundarias aparecen sericita y argilominerales. La proporción de magnetita es muy variable, pero significativa (> 1% modal) y la de ilmenita es muy escasa. Se destaca localmente la presencia de megacrystales de hornblenda de hasta 5 cm de longitud, constituyendo grandes oikocristales (Fig. II-4.1-2.1-I: b, e; Fig. II-4.1-2.1-II: c, d, f).

Los gabros y gabronoritas muestran una foliación magmática (S_{0b}) marcada por la orientación de megacrystales de anfíbol, enclaves máficos o un bandeo recurrente (Fig. II-4.1-2.1-I: a, b, g). Sin embargo, esta foliación primaria está en muchos casos parcialmente o totalmente afectada por fábricas desarrolladas en transición de estados submagmáticos a sub-sólidos de alta temperatura (S_1) y, localmente, subsólidos de media a baja temperatura (S_{2ab}). Por esta razón, la textura ígnea hipidiomórfica inequigranular homogénea, aparece parcialmente modificada a una textura pseudo-poligonal o lobulada. También afloran inmersos en fajas de cizalla de escala métrica o kilométrica, con una foliación anastomosada de tipo milonítica (S_{2a}), en estos casos la composición mineral y la fábrica primaria están completamente obliteradas.

En la mayoría de los casos las rocas de la asociación gábrica presentan lentes, bandas y hasta bolsones de composición predominantemente diorítica. Dichos lentes generalmente se encuentran alineados con la foliación magmática, aunque hay ejemplos oblicuos a la misma, mientras que los bolsones son claramente discordantes. También

exhiben intrusiones de diques o *sills* de gabro hornbléndico de grano fino. En la mayoría de los casos dichas inyecciones tienen bordes netos y tamaño variable entre 10 cm a 15 cm de potencia y hasta 10 m de longitud.

La gabronorita olivínica se define básicamente en los alrededores del puesto Calibar, conformando un cuerpo de carácter máfico-ultramáfico de aproximadamente 200 m de potencia, así como también en tabiques menores situado de manera errática en la Cumbre la Mesilla. Se distingue de los otros tipos litológicos porque presenta una estructura mesoscópica y textura microscópica característica de las rocas cumulares. La textura es homogénea, con tamaño de grano grueso a medio, aunque en muchos casos la textura es de tipo poiquilítica con presencia de oikocristales de anfíbol de 2 a 5 cm de diámetro (Fig. II-4.1-2.1-I: f, g, h; Fig. II-4.1-2.1-II: c, d, e). La textura cumular resulta definida por la presencia de cumulos de minerales máficos, dominados por la asociación ígnea Ol+Opx+Amph y plagioclasa intercumular (Fig. II-4.1-2.1-I: e, f, g, h). Las capas duníticas son exiguas, se componen de olivino con aparición subordinada de ortopiroxeno, anfíbol y plagioclasa. En estas capas, el olivino aparece totalmente alterado a minerales del grupo de las serpentinas y óxidos secundarios. Persistentemente las rocas cumulares poseen cristales de pleonasto y picotita.

En los gabros y gabronoritas, el anfíbol se encuentra formando cristales de tamaño mediano, subhedros y con intenso pleocroísmo de tonos verde oscuro a pardo. También forma cristales subhedros y pequeños, incluidos en la plagioclasa. Esporádicamente aparece como grandes oikocristales con textura poiquilítica, que incluyen a plagioclasa, ortopiroxeno y magnetita. Además, conforma coronas alrededor de ortopiroxeno y olivino, en el último caso incluyen simplectitas de pleonasto.

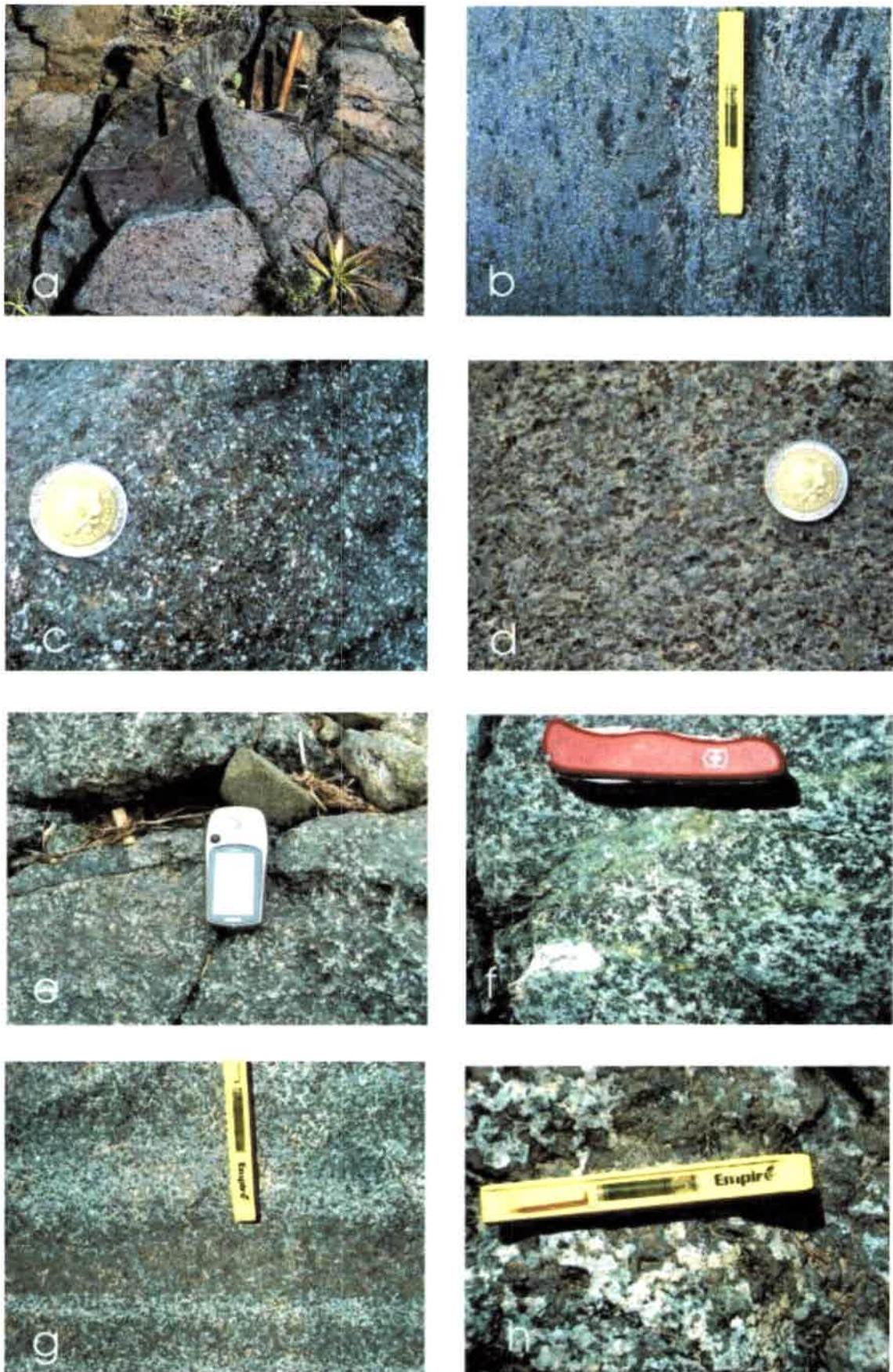


Fig. II-4.1-2.1-I: Gabro y gabronorita

Figura II-4.1-2.1-I: a) Foto de campo de gabronorita que destaca la morfología subangulosa de los afloramientos. Vista en corte al NE. b) Foto de detalle donde se observa la foliación submagmática, dada por el patrón elongado de megacristales de hornblenda. c-d) Foto de campo donde se observa la fábrica ígnea, granular homogénea y el tamaño de grano medio, se destaca el alto porcentaje de ortopiroxeno y hornblenda. e-f-h) Foto de detalle donde se aprecia la textura cumular y coronítica característica de gabronoritas olivínicas y capas duniticas. g) Foto de campo destacando encapado magmático marcado, evidenciado por la alternancia de capas félsicas y máficas con contactos netos localmente transicionales. Escalas: nivel 150 mm, GPS 150 mm, cortaplumas 150 mm, masa 250 mm, moneda 10 mm.

La plagioclasa se presenta en cristales de tamaño medio, subhedros, con frecuentes maclas de *carlsbad* y polisintéticas según ley de albita. Por sectores los cristales están estirados y/o aplastados, con desarrollo de maclas mecánicas (polisintéticas oblicuas flexuradas y *carlsbad*) y con contactos suturales de puntos triples que conciben una local textura pseudopoligonal. El ortopiroxeno está como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con un marcado pleocroísmo de tonos pardo-rosados. Los bordes son difusos y reabsorbidos en contacto con anfíbol, mientras que son netos en contacto con plagioclasa. En algunos casos, el ortopiroxeno se encuentra uralitizado. De igual forma, constituye coronas alrededor de olivino. El clinopiroxeno aparece como cristales de tamaño mediano a pequeño, subhedros y de color verde pálido. En general está rodeado o tienen parches internos de anfíbol. El olivino se halla como cristales de tamaño medio a pequeño, subhedros y con bordes redondeados. Algunos poseen simplectitas de magnetita dispuestas perpendiculares a sus bordes y otros una marcada serpentización. La apatita y los opacos se encuentran formando cristales muy pequeños, euhedros a anhedros, siempre como inclusiones en anfíbol, plagioclasa y ortopiroxeno. En ocasiones las magentitas y asiladas ilmenitas rellenan micro-fracturas o constituyen inclusiones parcialmente orientadas (Fig. II-4.1-2.1-II: a, b, c, d, e, f).

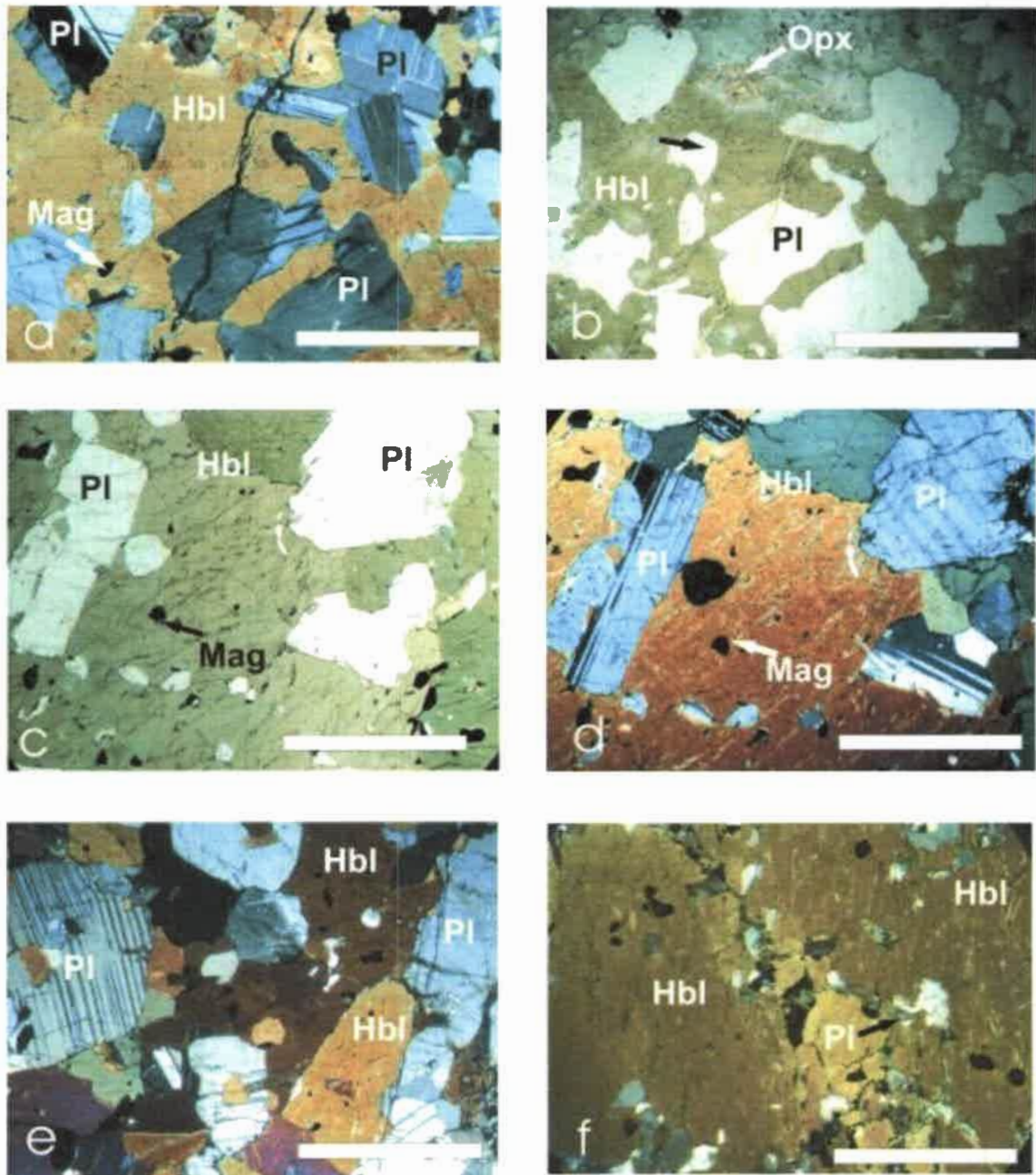


Fig. II-4.1-2.1-II: Gabro y gabronorita

Figura II-4.1.2.1-II: a, b, c, d) Fotomicrografías a nicoles cruzados y paralelos en las que se observa un gran cristal de anfíbol (Hbl) poiquilítico con inclusiones de plagioclasa. e) Fotomicrografías a nicoles cruzados, en las que se observa la textura ígnea principal y la asociación mineral general. f) Fotomicrografías a nicoles cruzados mostrando un gran cristal de anfíbol (Hbl) con inclusiones de plagioclasa y magnetita, caracterizando a un oicocristal poiquilítico. Escala: barra blanca es 1 mm

II-4.1- 3) Asociación metasedimentaria

La asociación metasedimentaria se encuentra con una distribución muy restringida en comparación a las asociaciones ígneas descritas anteriormente. Se presentan como afloramientos discretos, con longitudes que varían desde 200 m hasta 2

km, y potencias que no superan los 2 kilómetros. Estos están ubicados mayormente en la porción centro y oriental de la Sierra de Chávez (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). El cuerpo de mayor dimensión se desarrolla a un kilómetro al norte del puesto Los Alamitos, extendiéndose por más de 2 kilómetros en dirección sur. También se presentan como cuerpos menores a 200 m de longitud, ubicados unos en las inmediaciones de la quebrada del Carrizalito; y otros en la porción más occidental del área, específicamente en el llamado Bajo de Chávez. Además, las rocas metasedimentarias también están presentes en toda la unidad máfica como pequeños tabiques o lentes (*septos*) de pocos metros de longitud.

Dentro de esta asociación quedan incluidos tres tipos litológicos, distinguidos por su estructura y constitución mineralógica como: migmatita estromatítica, diatexita y granito anatético (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999).

II-4.1- 3.1) Migmatita estromatítica, diatexita y monzogranito anatético

Estas rocas constituyen pequeños cuerpos en forma de lentes o *septos* con longitudes y potencias decamétricas, poseen una morfología subredondeada, contactos netos, o en ocasiones transicionales con la asociación gábrica.

Las migmatitas estromatíticas se distinguen por la presencia de un bandeo composicional, discontinuo y de potencia variable, dado por la alternancia de leucosomas (L) y mesosomas (M), en tanto que los melanosomas son esporádicos (m; ver Fig. II-4.1-3.1-I: a, b, c, e). En general, las estromatitas poseen una textura granoblástica inequigranular en los leucosomas y granolepidoblástica en los mesosomas, con un tamaño de grano medio a fino (Fig. II-4.1-3.1-I: e, f, g, h). El bandeo dominante define una foliación migmatítica (S_1) irregular, con alternancia marcada de bandas leucocráticas (L) y melanocráticas (M-m) espacialmente discontinuas, que en determinados sectores tienden a acuñarse o seccionarse.

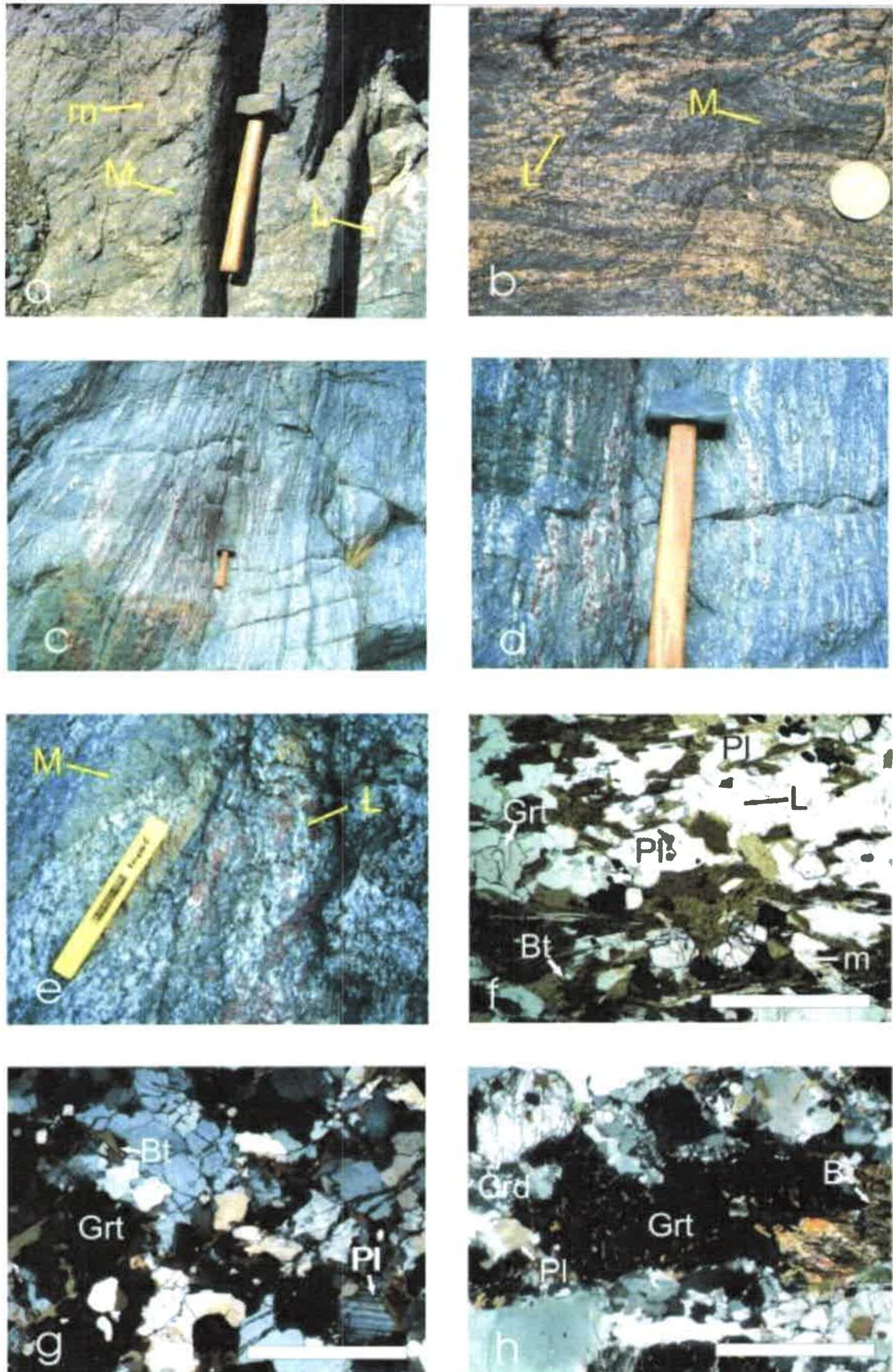


Fig. II-4.1-3.1-I: Migmatita estromatítica.

Figura II-4.1-3.1-I: a-b) Foto de afloramiento en la que se observa la estructura estromatítica que definen la foliación migmatítica (S_1) y las partes constituyentes L-M-m. También se aprecian los plegamientos intrafoliares abiertos, representados específicamente en los leucosomas. c-d) Fotos de afloramiento en la que destaca el *boudinado* parcial de los leucosomas, indicando un retrabado parcial de la foliación S_1 . Se destaca el alto contenido en granate en algunos leucosomas. e) Foto de detalle de afloramiento, en la cual se observa el desarrollo de bolsones de fundidos (L) borrando la foliación migmatítica y dando una fábrica más homogénea de grano grueso. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados, mostrando un par leucosoma – mesosoma. g) Fotomicrografía a nicoles cruzados mostrando la mineralogía predominante de un melanosoma, con amplio desarrollo de blastos de granate y placas de biotita. h) Fotomicrografía nicoles cruzados mostrando un porfiroblasto de granate con inclusiones de biotita y magnetita. Escala: masa 250 mm, nivel 150 mm, moneda 18 mm, barra de escala es 1 mm.

Las bandas que definen la foliación migmatítica tienen espesores que varían desde escala milimétrica hasta los 5 cm, y son regularmente obliteradas por fábricas deformacionales subsólidas cuya asociación mineral se estabiliza en media temperatura, distinguida como esquistosidad milonítica (S_{2a}). La foliación migmatítica se aprecia sin perder identidad en pliegues isoclinales cerrados o pliegues tipo *chevrón*, pasando a una típica estructura estromatítica plegada. De igual forma se encuentran casos con los leucosomas *boudinados*, además se observan pliegues de tipo isoclinal abierto y un clivaje de plano axial localmente penetrativo (Fig. II-4.1-3.1-I: b). Por otra parte, se destacan sectores en los cuales las rocas son totalmente obliteradas bajo condiciones dúctiles, generando protomilonitas y/o milonitas.

Las migmatitas diatexiticas y los granitos anatéticos muestran una estructura homogénea, textura granoblástica de grano medio a grueso (Fig. II-4.1-3.1-II: a, b, c), en donde es común la presencia de *schlieren* biotíticos y nódulos de cuarzo, plagioclasa y cordierita de hasta 5 cm de diámetro. En algunos casos las diatexitas poseen megacristales de feldespato potásico, generando una fábrica porfírica.

Los monzogranitos anatéticos afloran como cuerpos lenticulares y/o tabulares de escala kilométrica. Estos granitos conforma cuerpos discretos y bien definidos en los alrededores del puesto Gauchito Gómez y en cercanía de la escuela de Sierra d Chávez (Fig. II-4.1-3.1-II: a, b, c, d). Los granitos se caracterizan por tener una fábrica granular homogénea de grano medio a fino, destacándose frecuentemente la obliteración de la misma por una estructura deformacional regularmente marcada por cintas de cuarzo. En general son transformados en típicas milonitas, cuyas fases minerales se estabilizaron tanto en alta como media temperatura, comúnmente preservando paragénesis de facies de granulita o anfibolitas.

Las diatexitas están constituidas por proporciones variables de: plagioclasa, cuarzo, biotita, cordierita, feldespato potásico, granate y sillimanita. Como fase accesoria presentan circón, apatita y minerales opacos (Mag). Es frecuente la sericita como alteración de las fases feldespáticas y la clorita en las fracturas de los granates. Por su parte los granitos anatéticos se componen básicamente por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, biotita, muscovita y destacan cristales subhedrales de cordierita y blastos de granate poiquilítico.

Toda la asociación de migmatitas metasedimentarias contiene diques y/o *sills* de gabro hornbléndico, cuyo tamaño varía entre pequeños cuerpos tabulares de 40 a 70 cm de longitud y 20 cm de potencia, a grandes cuerpos de longitudes superiores a la decena de metros. En general dichos intrusivos gábricos tienen bordes netos, y pueden ser concordantes o discordantes con la foliación migmática.

En general en las rocas metasedimentarias el cuarzo se presenta como cristales anhedral de tamaño mediano a grande, desarrollando contactos suturales con uniones de puntos triples y con desarrollo de procesos de migración de borde. En la mayoría de los casos posee lamelas de deformación, extinción en damero y localmente forma subgranos por recristalización. También se presenta con hábito goticular. La plagioclasa aparece como cristales de tamaño mediano a grande, subhedros y con bordes por sectores corroídos y con engolfamientos. Muestran maclas polisintética y de *carlsbad*, con frecuencia acuñadas y/o flexuradas en el centro del cristal, y maclado polisintético mecánico oblicuo al anterior. Localmente muestra signos de migración de borde. El feldespato alcalino aparece como cristales medianos a grandes y de carácter subhedro a euhedro, tiene bordes lobulados o corroídos, con desarrollo de un maclado en enrejado esfumado, flexurado y localmente curvado. Algunos cristales están muy alterados. El granate conforma cristales pequeños a medianos, subhedros a euhedros, con bordes engolfados y con carácter poiquilítico. Los porfiroblastos de granate pueden tener fracturas intracristalinas rellenas por clorita, e inclusiones de magnetita y biotita localmente orientadas (Fig. II-4.1-3.1-I: f, g, h). La cordierita aparece como cristales de tamaño mediano libres de inclusiones, o como poiquiloblastos grandes. La biotita forma láminas medianas a pequeñas, anhedralas, con pleocroísmo de tono pardo-verdoso, que por sectores adquieren tamaños algo mayores y pleocroísmo de tonos rojizos. Constituye folias finas, discontinuas y con desarrollos milimétricos. Muchas veces está

flexurada y muestra pliegues *kink* o formas de pez. La sillimanita generalmente es prismática en los mesosomas, o bien puede aparecer con hábito fibroso constituyendo nidos, en ocasiones pasa a sericita, en otros casos está incluida en cordierita. La muscovita está como laminas subhedras, pequeñas y en muy baja proporción modal ligada a los granitos. En la textura siempre está asociada a biotita. Circón, apatita y monacita están como cristales diminutos, euhedros y anhedros, siempre como inclusiones.

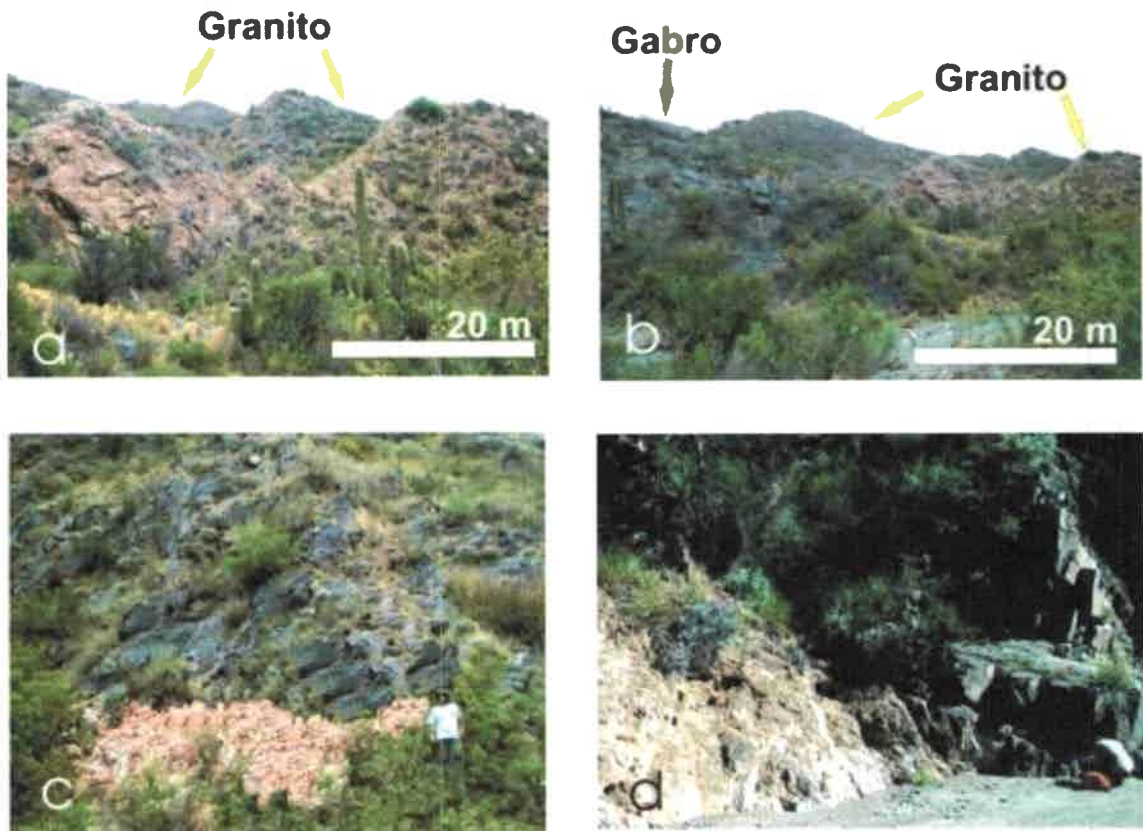


Fig. II-4.1-3.1-II: Monzogranito anatético

Figura II-4.1-3.1-II: a-b) Fotografía panorámica donde se observa un monzogranito típico, apreciándose su morfología bochiforme subredondeada. Vista al NO. c-d) Fotografía panorámica de afloramiento que muestra un monzogranito en contacto neto con el encajonante gábrico. Vistas al NO y O respectivamente. Escalas: persona 178 cm.

II-4.1- 4) Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se encuentra distribuida heterogéneamente a lo largo de toda la región de Sierra de Chávez. Las pegmatitas aparecen intruídas en todas las asociaciones litológicas. Se acentúa su presencia, por el incremento en el número de cuerpos, en los sectores correspondientes al centro de la Sierra de Chávez, en los alrededores de los puestos Despensa Vieja, La Higuera y cumbre de La Jarra (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). En esta asociación se distinguen dos tipos litológicos: pegmatitas clase muscovítica y de elementos raros (LCT).

II-4.1- 4.1) Pegmatita clase muscovítica y clase elementos raros (LCT)

Las pegmatitas constituyen cuerpos de geometrías variables desde lentiformes hasta mantiformes o vetiformes, dominando claramente las geometrías tabulares elongadas, intruídas predominantemente de manera discordante cortando a las foliaciones generales (Fig. II-4.1-4.1-I: b, d). En general, poseen potencias que varían de 40 cm hasta 20 m y longitudes superiores a 200 m.

En todos los casos desarrollan una textura granular homogénea, con tamaño de grano grueso a muy gruesos (Fig. II-4.1-4.1-I: a, c), que ocasionalmente varía a medio. Presentan bordes netos sin indicios de reacción, salvo en dominios donde aparece un borde enfriado de 1 cm de espesor. Se destaca el crecimiento de cristales de feldespatos y/o micas oblicuas a los bordes de las pegmatitas, no presentan zonación marcada, aunque hay ejemplos donde se encuentran núcleos cuarzosos y bordes feldespáticos bien delimitados. A escala de afloramiento las pegmatitas aparecen plegadas tanto a escala de centenares de metros como también a escala centimétrica, generando pliegues abiertos y de tipo isoclinal. Asimismo se bifurcan en canales ramificados en múltiples disposiciones espaciales o rellenan estructuras distensivas horizontales y verticales decamétrica (Fig. II-4.1-4.1-I: b, c).

Las pegmatitas simples se componen esencialmente de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita. Como fase accesoria se presentan circón, apatita, monacita y opacos (Mag). En cambio algunas pegmatitas complejas también presentan granate, epidoto, turmalina y berilo.

El cuarzo conforma una matriz granular muy gruesa y en algunos casos cintas elongadas con recrystalización de subgranos. Está como cristales anhedral, de tamaño grande y con extinción en damero perfecta. La plagioclasa forma cristales subhedral a euhedral, de tamaño mediano a muy grande, y con maclas polisintéticas levemente flexuradas. El feldespato potásico se desarrolla como cristales euhedral a subhedral de tamaño mediano a grande, destacándose el maclado en enrejado y de tipo *carlsbad*. Localmente como megacristales. La biotita aparece como cristales subhedral y grandes conformando finas folias, o como cristales muy grandes aislados en una matriz granular homogénea. La muscovita desarrolla láminas subhedral de tamaño mediano a muy grande, asociadas a biotita y cuarzo, aisladas en una matriz granular. Junto a biotita conforman paquetes de varios centímetros de potencia (>5 cm). El granate, la turmalina, el epidoto y el berilo se presentan aisladamente, como megacristales subhedral o euhedral. El circón y la apatita constituyen cristales muy pequeños, euhedral a anhedral y siempre como inclusiones.

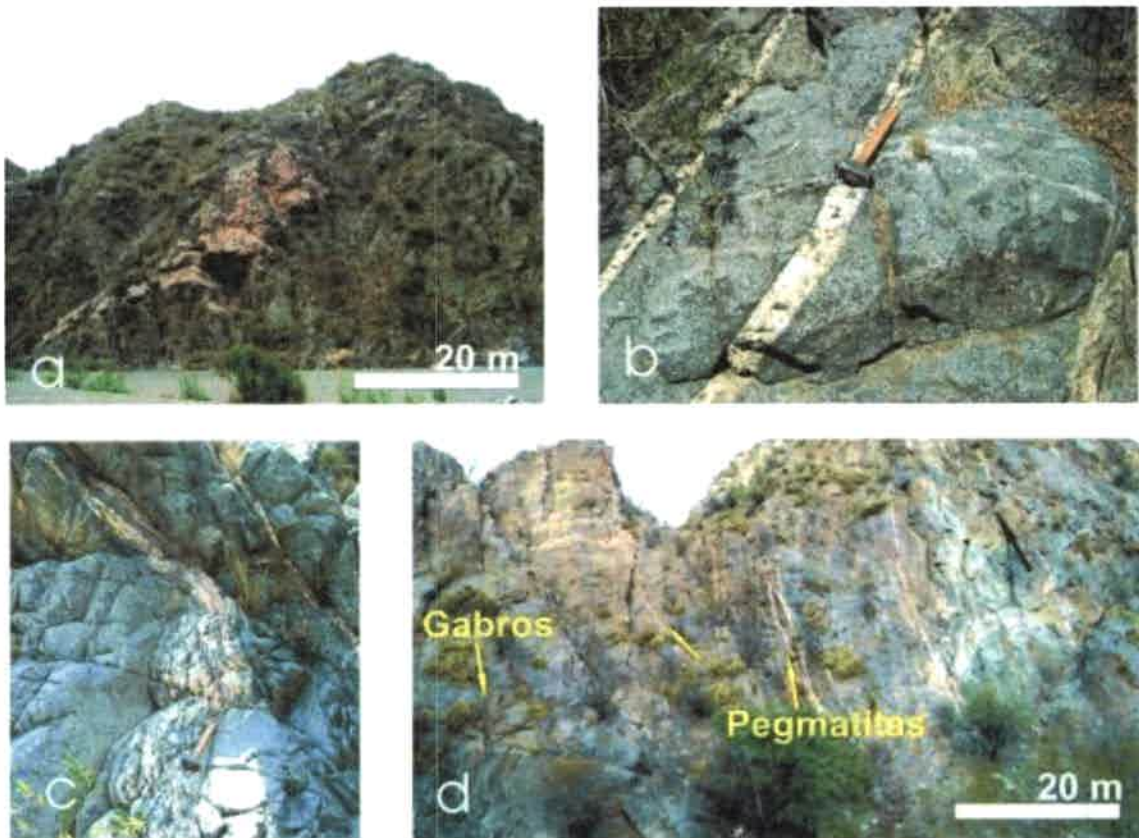


Fig. II-4.1-4.1-I: Pegmatita clase muscovítica

Figura II-4.1-4.1-I: a) Foto de afloramiento de pegmatita moscovítica donde se observa la íntima yacencia con las rocas de la asociación diorítica y su patrón subangulosos característico. Vista al SO. b-c) Foto de detalle en afloramiento de pegmatita muscovítica, evidenciando su relación típica en el relleno de fracturas de su encajonante, con bordes netos característicos. También se muestra la relación de inyección de los fundidos graníticos en las zonas de foliación del encajonante. d) Foto panorámica de afloramiento de pegmatita muscovítica donde aparece relleno de fracturas verticales y subhorizontales. Vista al SE. Escalas: masa 250 mm.

II-4.1- 5) Asociación milonítica

La asociación milonítica está presente en alta proporción y distribución areal en el segmento sur y occidental de la Sierra de Chávez. Es más abundante en la Cuesta y Bajo de Chávez, iniciándose al sur de las Cuestitas Amarillas, en cercanía de la quebrada del Carrizalito (Tema VII: Anexo I: mapa 4, 5). Esta zona corresponde al segmento más austral de una extensa faja de cizalla que se extiende por más de 50 km, cuyo límite estaría más al norte de la quebrada de Usno, fuera del área estudiada, y se extiende hacia el sur de la Sierra de Chávez. Dentro de la faja milonítica las fábricas deformacionales se superponen y retrabajan parcial y totalmente a las fabricas ígneas y metamórficas del resto de las litologías descritas. Las milonitas también aparecen fuera la faja de cizalla regional, como en el caso del puesto los Alamos, estando allí circunscripta a bandas de cizalla pequeños de escala decamétrica. En esta asociación quedan incluidos tres tipos litológicos principales: protomilonitas-milonitas, ultramilonitas y filonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004).

II-4.1- 5.1) Protomilonita-milonita, ultramilonita y filonita

El conjunto litológico constituye pequeñas fajas discontinuas formadas por tabiques flexurados, con morfología subangular, de aproximadamente 20 m a 50 m de longitud, con potencias variables entre 2 m a 50 m (Fig. II-4.1-5.1-I: a, b, d). Esporádicamente se encuentran fajas miloníticas continuas de alrededor de 800 m de longitud y 200 m de potencia.

Las milonitas y protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias presentan una matriz de textura granolepidoblástica, con un tamaño de grano medio a fino, conformada por la asociación mineral Bt+Fbr+Qtz+Pl. Además, presentan porfiroclastos tipo δ y σ , constituidos esencialmente por feldespatos alcalinos, plagioclasa

mono y policristalina, cordierita, cuarzo policristalino y granate (Fig. II-4.1-5.1-I: d, e, f).

Estas rocas desarrollan una fábrica planar, penetrativa, con bandas de reducción del tamaño de grano, caracterizada como una foliación milonítica dúctil (S_{2a} ; ver Fig. II-4.1-5.1-I: c, d, e, f). Dicha estructura posee un carácter anastomosado visible a escala milimétrica y centimétrica, como así también a escala métrica o de afloramiento. Sobre los planos de foliación milonítica (S_{2a}), aparece una lineación mineral (L_2) marcada por el estiramiento de cuarzo y la blástesis de láminas de biotitas alineadas.

En secciones delgadas se observan las sombras de presión compuestas por finas biotitas y cuarzo goticular con extinción normal. También se presenta el desarrollo de una típica esquistosidad milonítica, estructuras S-C y colas asimétricas en porfiroclastos; así como también se hacen visibles cintas o *ribbons* de cuarzos policristalino y microplegamientos de tipo asimétrico (Fig. II-4.1-5.1-II: a, b, c, d).

El cuarzo en la matriz desarrolla pequeños cristales anhedral, formando finas cintas policristalinas o con extinción en damero marcada. También como porfiroclastos policristalinos tipo σ de tamaño mediano, por partes ameboidal. La plagioclasa constituye en la matriz cristales pequeños y subhedral, además forma porfiroclastos medianos de geometría σ con colas asimétricas y con microfábricas dúctiles intracristalina (maclado mecánico oblicuo). La biotita conforma láminas medianas a pequeñas, euhedras a subhedral y con un moderado pleocroísmo de pardo-amarillento a verdoso (Fig. II-4.1-5.1-II: b, c, d).

En algunos casos la biotita se altera a clorita fina. También se aprecia pequeñas biotitas de carácter relicto con fuerte pleocroísmo (color rojizo), flexuradas o con formas de pez. La sillimanita está como cristales de hábito prismático aislado y mayormente fibroso-acicular (fibrolita), pequeños y subhedral. El feldespató potásico constituye grandes porfiroclastos σ con colas asimétricas y numerosas inclusiones. El granate conforma porfiroclastos complejos de tamaño mediano, subhedral y con bordes engolfados. La cordierita aparece como porfiroclastos de tipo δ , localmente muy sericitizada o con colas asimétricas. El circón, apartita y magnetita, sólo se desarrollan como cristales diminutos, incluidos en las fase principales y sobre todo los en porfiroclastos.

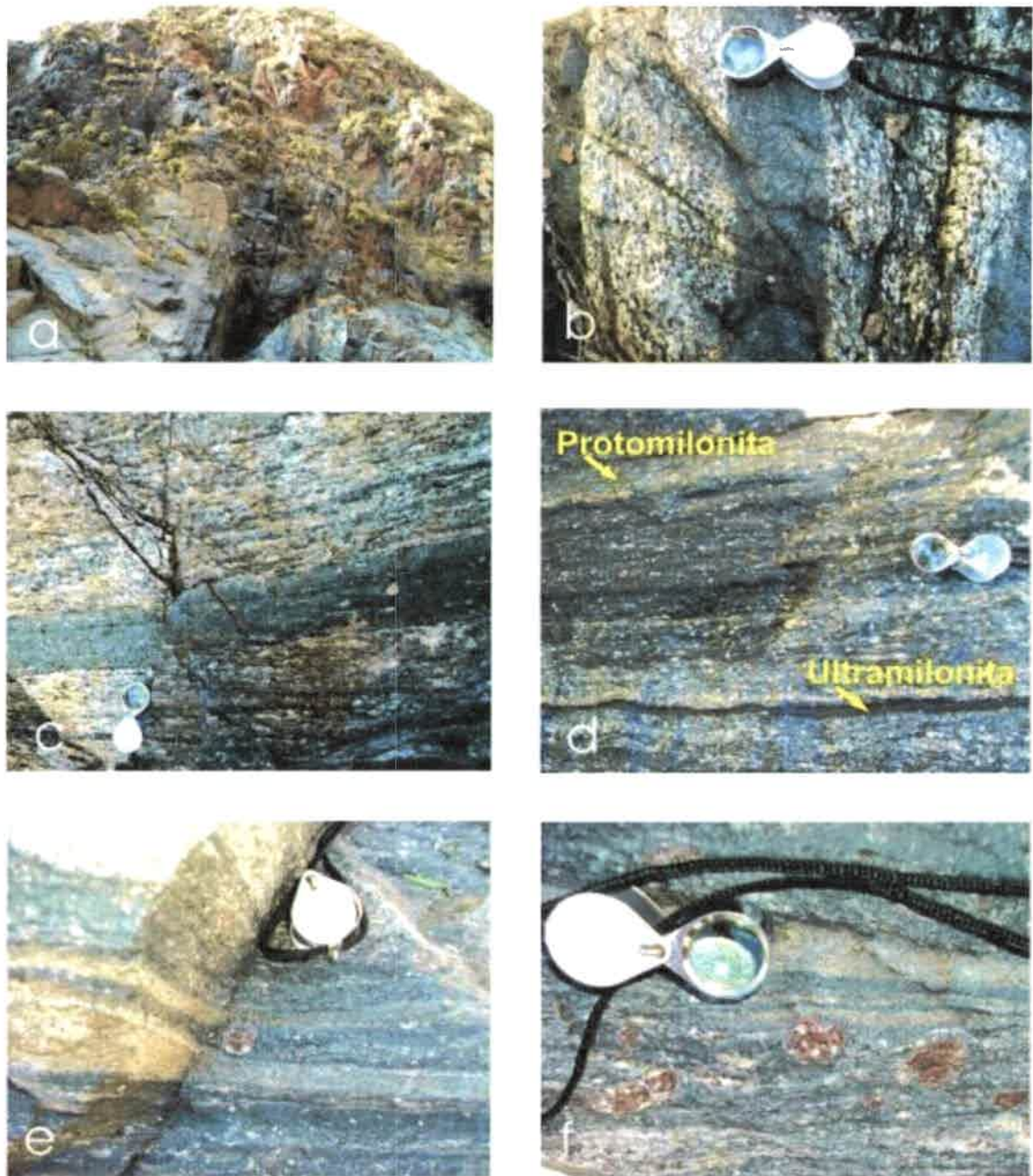


Fig. II-4.1-5.1-I: Milonita-protomilonita

Figura II-4.1-5.1-I: a) Fotos panorámica de afloramiento en las que se destacan la morfología subangular típica de las rocas miloníticas, su patrón anastomosado a escala métrica y las tonalidades mesocráticas características. b-c) Foto de detalle en afloramiento en la que se aprecia la alternancia a escala del centímetro de protomilonitas y milonitas, todas desarrolladas a partir de un protolito gábrico. Se destaca el patrón anastomosado de la matriz y el desarrollo de la foliación milonítica (S_{2a}). d-e) Foto de afloramiento mostrando el patrón anastomosado de la matriz y el desarrollo de la foliación milonítica (S_{2a}). Se aprecia la alternancia a escala del centímetro de protomilonitas y ultramilonitas, todas desarrolladas a partir de un protolito metasedimentario. Se destacan porfiroclastos de granate. f) Foto de detalle en afloramiento de protomilonita de migmatita, donde se destacan porfiroclastos complejos de granate rodeados de una matriz típica anastomosada de grano fino a muy fino. Escalas: lupa 30 mm.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de protolitos intermedios y máficos (dioritas/gabros) presentan una matriz de textura granoblástica a granolepidoblástica, con un tamaño de grano medio, desarrollando agregados de cuarzo, plagioclasa y biotita que rodean a porfiroclastos de tipo δ y σ de anfíbol, plagioclasa mono y policristalinas (Fig. II-4.1-5.1-I: b, c, d).

La milonitas derivadas de protolitos máficos poseen una foliación milonítica dúctil (S_{2a} ; ver Fig. II-4.1-5.1-I: c, d; Fig. II-4.1-5.1-II: f, h), penetrativa y de carácter anastomosado. También poseen una lineación mineral (L_2). En general muestran sombras de presión asociadas a los porfiroclastos complejos de anfíbol y plagioclasa, microestructuras S-C, cintas policristalinas de cuarzo y micropliegues asimétricos (Fig. II-4.1-5.1-II: e, f, g).

El cuarzo está como cristales anhédros muy pequeños o como finas cintas policristalinas en la matriz. También, como porfiroclastos tipo σ medianos. La plagioclasa constituye cristales pequeños, subhedros y con aisladas maclas mecánicas en la matriz. Además forma grandes porfiroclastos σ y bordes lobulados (Fig. II-4.1-5.1-II: e). La biotita se encuentra aisladamente en láminas muy pequeñas de moderado pleocroísmo (color pardo-amarillento a verdoso). El anfíbol se presenta distribuido en muy baja proporción en la matriz, en cristales pequeños anhédros y subhedros. Principalmente como porfiroclastos σ , anhédros y con desarrollo de colas simétricas y asimétricas (Fig. II-4.1-5.1-II: f, g).

Las ultramilonitas derivadas de migmatitas sólo aparecen a modo de bandas subangulosas, centimétricas muy aisladas (Fig. II-4.1-5.1-I: d). Son rocas masivas y homogéneas, de textura lepidoblástica a granolepidoblástica, con matriz de grano muy fino de patrón anastomosado suave.

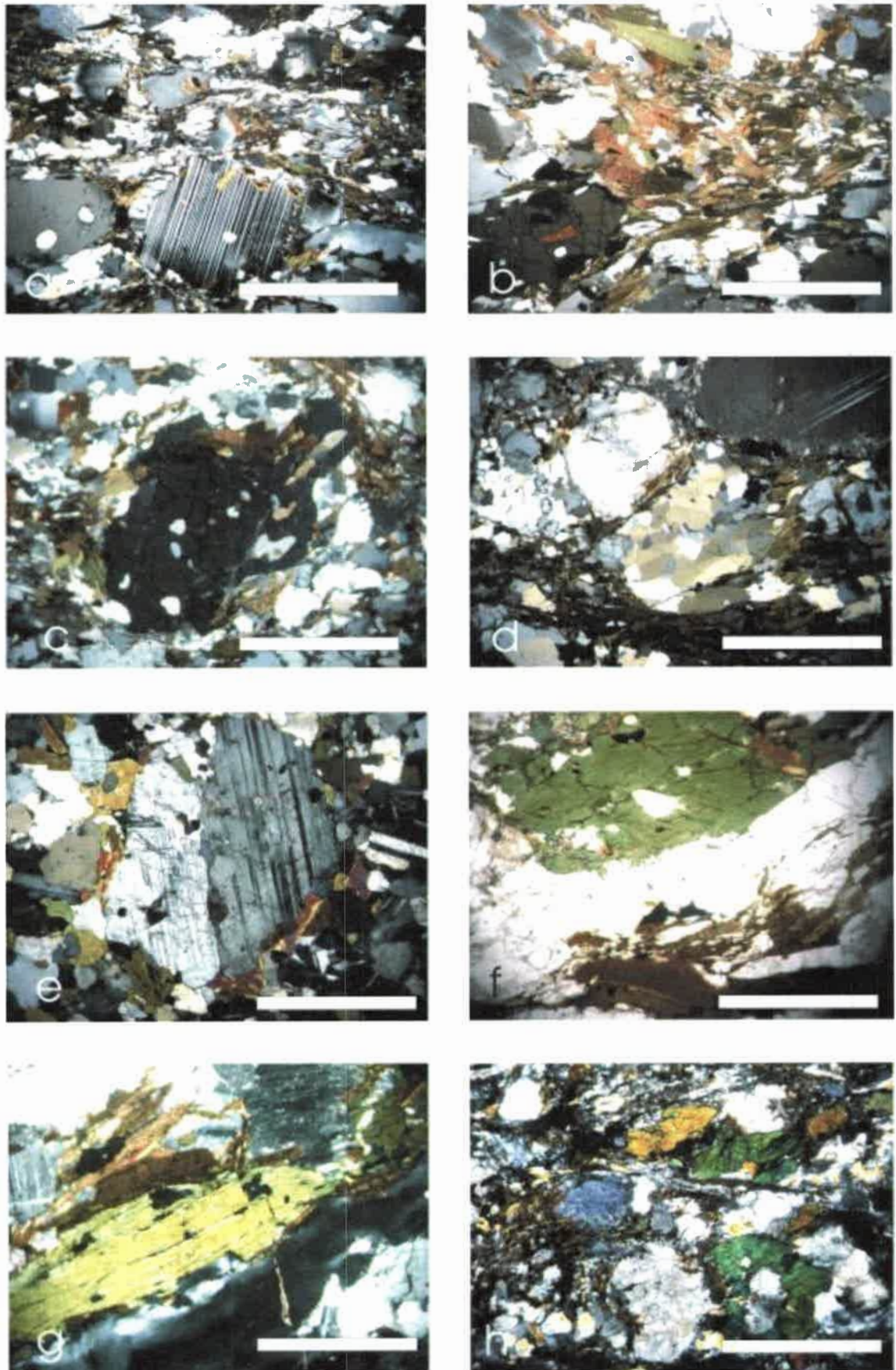


Fig. II-4.1-5.1-II: Milonita-protomilonita

Figura II-4.1-5.1-II: a-b-c-d) Fotomicrografías a nicoles cruzados de milonita derivada de migmatita metasedimentaria, mostrando una matriz grabnolepidoblástica anastomosada de cuarzo-plagioclasa-biotita y porfiroclastos predominantemente sigmoidales policristalino de Pl-Grt-Qtz. Se destacan las colas asimétricas y estructuras S-C. e-f-g) Fotomicrografías a nicoles cruzados y paralelos de milonitas de gabros y dioritas, mostrando una matriz grabnolepidoblástica anastomosada de cuarzo-plagioclasa-biotita y porfiroclastos de plagioclasa y anfíbol, con un estiramiento marcado de anfíbol y algunas colas asimétricas. h) Fotomicrografía a nicoles cruzados de protomilonita de diorita. Se destaca el desarrollo de porfiroclastos de anfíbol rodeados por una matriz de grano fino de Qtz-Pl-Bt y óxidos. Son marcadas las estructuras S-C. Escala: la barra blanca es 1 mm.

La ultramilonita se conforma por finas folias de filosilicatos, plagioclasa, cintas de cuarzo y clorita en baja proporción modal. Los porfiroclastos son medianos, tipo σ y mayormente de plagioclasa, cuarzo policristalino, granate y feldespato alcalino. Las ultramilonitas muestran una foliación milonítica (S_{2a}) levemente anastomosada, con una alta tasa de reducción del tamaño de grano general. También exhiben estructura S-C, sombras de deformación y *ribbons* de cuarzo.

El cuarzo y la plagioclasa constituyen porfiroclastos muy pequeños de geometría σ , con colas asimétricas. Localmente el cuarzo genera cintas finas anastomosadas asociadas a la matriz biotítica. La biotita constituye la mayor parte de la matriz, con tamaño muy pequeño, subhedral y con bordes siempre aserrados. Localmente se asocia a cloritas y genera colas asimétricas en los porfiroclastos. El granate solo se reconoce como porfiroclastos complejos, poiquilítico y con numerosa inclusiones de biotita y circón. El feldespato alcalino esta en casos aislados como porfiroclastos de geometría σ , con malaxado en enrejado esfumado y con colas asimétricas marcadas.

Las filonitas derivadas de protolitos metasedimentarios se presentan en baja proporción, como cuerpos lajosos subangulares, de colores verdes por el alto contenido en clorita y tonos rojizos a dorados, por el incremento de óxidos de hierro y sericita (Fig. II-4.1-5.1-III: a, b, c). Su textura dominante es granolepidoblástica, de grano muy fino, compuesta por una matriz de clorita, sericita, muscovita, biotita y cuarzo, esta matriz engloba porfiroclastos σ y complejos compuestos de plagioclasa, granate y, esporádicamente, cuarzo policristalino (Fig. II-4.1-5.1-III: d, e, f, g).

Las filonita también poseen planos untuosos al tacto y de brillo satinado, que exhiben una foliación milonítica (S_{2b}) anastomosada, con intensa reducción del grano (Fig. II-4.1-5.3-III: a, g).

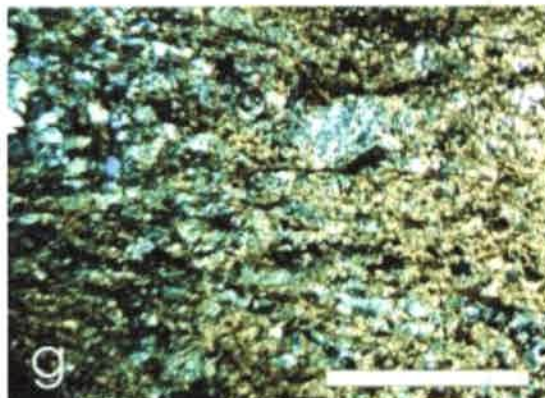
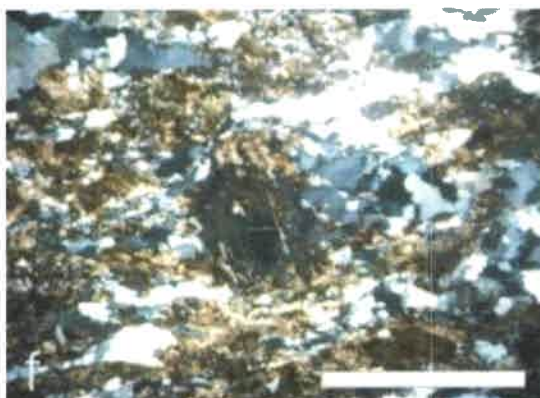
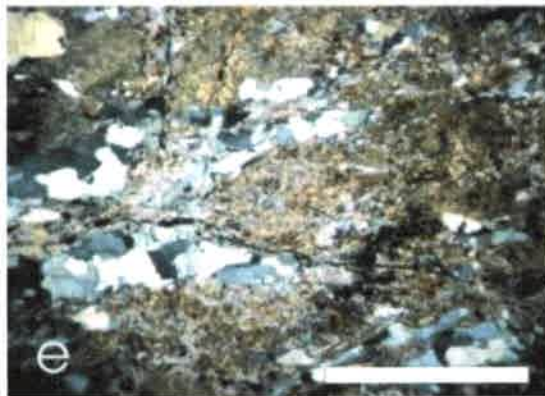
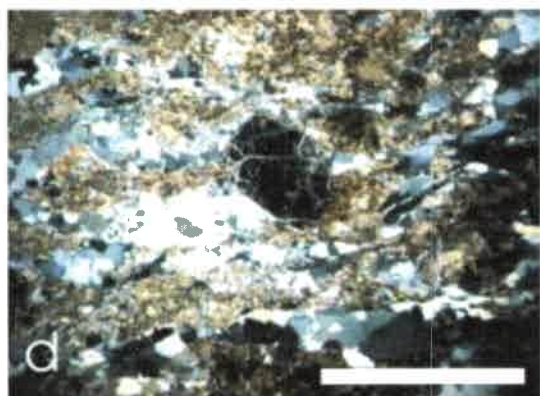
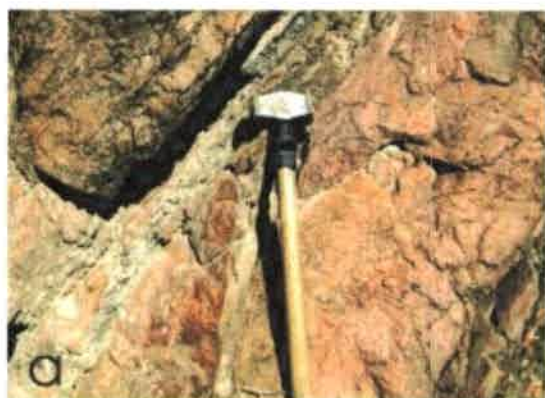


Fig. II-4.1-5.1-III: Filonita

Figura II-4.1-5.1-III: a) Foto de afloramiento de filonita donde se observa el patrón morfológico subanguloso y se destacan los colores rojizos característicos del alto contenido de óxidos de hierro y sericita que son predominantes en su mineralogía. Vista al S. b-c) Foto de afloramiento donde se destaca el patrón subanguloso de la filonita, y los tonos verdes correspondientes al alto contenido en clorita. Se aprecia una foliación muy marcada y su morfología a modo de filetes. Vista en planta y en corte al SE. d-e-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados donde se aprecia el desarrollo de una matriz de Ser+Op de grano muy fino, rodeando a porfiroclastos complejos de granate. g) Fotomicrografías a nicoles cruzados, donde se evidencia el desarrollo de una matriz de Ser+Op+Qtz de grano muy fino. Escalas: masa chica 250 mm, masa grande 750 mm, persona 180 cm, la barra blanca de escala es 1 mm.

El cuarzo y la plagioclasa constituyen porfiroclastos muy pequeños de geometría σ , con colas asimétricas. La biotita conforma relictos pequeños y aislados asociadas siempre a cloritas. Las clorita, sericita y muscovita, se agrupan en cintas finas, anastomosadas y constituyen la mayor proporción de la matriz. Los granates están como porfiroclastos complejos, poiquilíticos y con numerosas inclusiones de biotitas y circón.

CAPÍTULO 5

QUEBRADAS DEL CORRAL GRANDE Y USNO

II: Capítulo 5

El Complejo Máfico Valle Fértil en las quebradas de Corral Grande y Usno

II-5.1- Reseña general

Las secciones correspondientes a las quebradas de Corral Grande y Usno, ambas ubicadas en la porción septentrional del área en estudio (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b), se encuentra caracterizada por un basamento cristalino compuesto por cinco asociaciones litológicas, que en orden de importancia se han llamado: gábrica, diorítica, metasedimentaria, milonítica y granítica-pegmatítica.

En este sector de la Sierra de Valle Fértil el relevamiento geológico comprende dos segmentos, por un lado la porción occidental de la quebrada de Usno, la cual se inicia al oeste del puesto Lindo y sigue por más de diez kilómetros con rumbo noroeste, hasta inmediaciones de la cuesta de Usno o cuesta Vieja. Y por otro lado, la porción que alcanza al segmento oriental y central de la quebrada Corral Grande, comprendiendo los alrededores del puesto Corral Grande, la Mina San Antonio, la quebrada Marambia y el monte Marambia, culminando en la cuesta de Corral Grande (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b).

Toda la comarca presenta un predominio de gabronoritas hornbléndica piroxénica, gabros hornbléndicos y dioritas, con pasajes locales a gabronoritas olivínicas con alternancia de capas y/o bancos de noritas y peridotitas. Además, en toda la región aparecen diques de gabro hornbléndico y pegmatitas graníticas distribuidos heterogéneamente en todas las litologías mencionadas. Asimismo, se encuentra una faja de cizalla de gran extensión distribuida en toda la zona, la faja se inicia en los alrededores del puesto Lindo (Q. Usno) continuando al sur en los alrededores de la cumbre de Corral Grande y en las cercanías del monte Marambia (Q Corral Grande). El mapeo a escala regional permitió concluir que esta es la misma faja de cizalla que se extiende al menos por 50 kilómetros, aunque con discontinuidades, desde la quebrada de Usno al norte hasta el sector austral de la Sierra de Chávez. En toda la región la faja de cizalla se reconoce por la presencia dominante de protomilonitas y milonita que alternan con lentes aislados de filonitas y ultramilonitas.

II-5.1- 1) Asociación gábrica

Esta asociación está distribuida de manera homogénea, y es la asociación dominante en el segmento central y occidental de las quebradas de Usno y Corral Grande. Más precisamente domina en Usno, en inmediaciones del puesto Lindo y todo el segmento central de dicha sección; y en Corral Grande, es preponderante en los alrededores de la quebrada Marambia, monte Marambia y cuesta Vieja. También aparece la asociación gábrica en algunos afloramientos aislados en cercanías de la mina Don Antonio en el Corral Grande, y en el segmento central y oriental de Usno (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b).

Usando la propuesta de clasificación de rocas ígneas de Le Maitre (1989) se distinguieron dos tipos litológicos dominantes en la asociación, los cuales corresponden a: gabronorita hornblédica piroxénica y gabro hornblédico. También, con apariciones locales, se encontraron algunos afloramientos de gabronorita olivínica con capas de dunita inter-estratificadas.

II-5.1- 1.1) Gabronorita hornblédica piroxénica, gabro hornblédico, gabronorita olivínica y dunita

El conjunto de rocas que definen esta asociación litológica aflora interdigitándose complejamente en íntima relación espacial, desde la escala de cuerpos de decenas de metros de potencia, hasta pequeños afloramientos conspicuos de pocos metros de espesor.

Las gabronoritas y gabros poseen textura granular típicamente subhedral hipidiomórfica, con un tamaño de grano que varía de medio a grueso, encontrándose ocasionalmente de tamaño fino (Fig. II-5.1-1.1-I: a, c, d, e). La gabronorita hornblédica piroxénica y el gabro hornblédico están constituidos por hornblenda, plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, con aparición esporádicas de biotita y cuarzo (Fig. II-5.1-1.1-II: a, c, e, h). Entre las fases accesorias predomina magnetita e ilmenita en proporciones variable (> 1% modal), en tanto que apatita y circón se presentan en muy bajas concentraciones. Como minerales secundarios se encuentran sericita y argilominerales, normalmente por alteración de las plagioclasas. Ocasionalmente aparecen megacristales de hornblenda de hasta 3 cm de longitud constituyendo

oikocristales, este tipo de anfíboles es más frecuente en la sección central de la quebrada Corral Grande (Fig. II-5.1-1.1-I: d).

Las rocas de la asociación gábrica poseen una foliación magmática (S_{0b}) reflejada por un bandeo entre capas ricas y pobres en plagioclasas, por la orientación de oikocristales de hornblenda, y por la alineación de inclusiones microgranulares máficas (Fig. II-5.1-1.1-I: d, c, e). No obstante, esta foliación en ocasiones está parcialmente modificada por fábricas desarrolladas en transición de estados submagmáticos a sub-sólidos de alta temperatura (S_1 ; ver Fig. II-5.1-1.1-I: e) y localmente subsólidos de media a baja temperatura (S_{2ab} ; ver Fig. II-5.1-1.1-I: g, h). Donde la textura ígnea original está modificada se encuentra una textura inequigranular pseudo-poligonal o lobulada.

También las rocas de la asociación gábrica han sido incorporadas en fajas de cizalla, en estos casos se observa en ellas una foliación anastomosada milonítica (S_{2a}) sobrepuesta a la fábrica ígnea, y en general los minerales ígneos aparecen recristalizados.

En todos los casos, las rocas gábricas presentan lentes, bandas y bolsones dioríticos. Los lentes dioríticos se alinean paralelos con la foliación magmática; excepcionalmente hay ejemplos de lentes dioríticos oblicuos a la foliación del gabro. Los bolsones dioríticos se disponen tanto a escala centimétrica como en cuerpos superiores al metro de manera discordante. La asociación gábrica también es intruída por diques o *sills* de gabro hornbléndico de grano fino, que tienen textura granular hipidiomórfica. Los cuerpos tabulares intrusivos poseen bordes netos, y sus dimensiones son variables pero nunca superan los 15 cm de potencia y los 15 m de longitud (Fig. II-5.1-1.1-I: f).

Las gabronoritas olivínicas aparecen con más frecuencia en los alrededores del puesto Lindo en la quebrada de Usno, más precisamente a unos 500 m al este del mismo. En esa localidad conforman un cuerpo de aproximadamente 100 m de potencia y longitud superior a los 300 m. También las forman lentes menores de 50 m de potencia, distribuidos de manera errática en el segmento centro-oriental de la quebrada de Corral Grande.

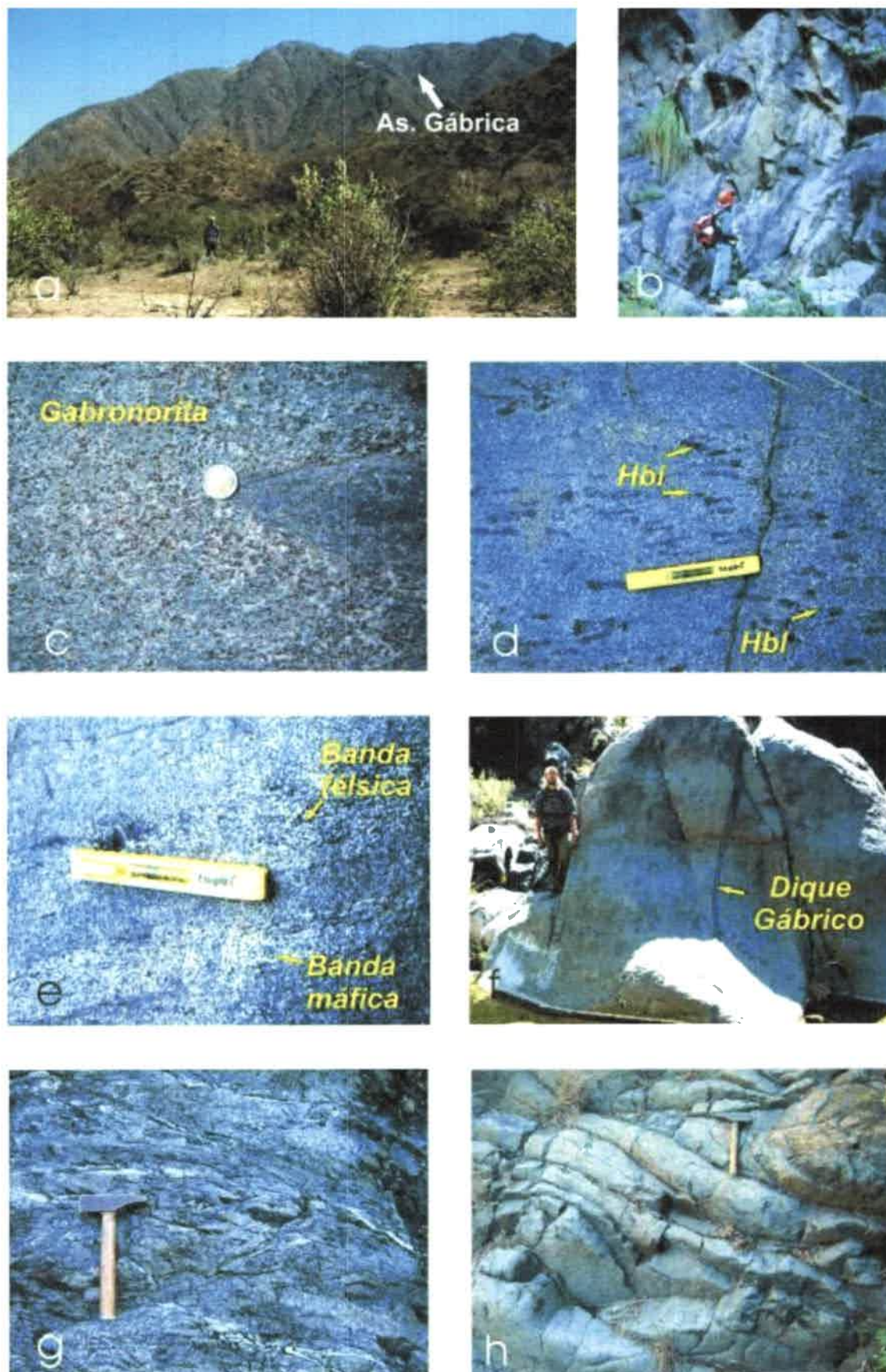


Fig. II-5.1-1.1-I: Gabro y gabronorita

Figura II-5.1-1.1-I: a-b) Foto panorámica de asociación gábrica donde se destaca la dimensión kilométrica y el carácter subanguloso de los afloramientos. Vista en corte al NO y N, respectivamente. c) Foto de detalle donde se observa la fábrica ígnea, granular homogénea y el tamaño de grano medio. d-e) Foto de detalle donde se observa la foliación magmática y submagmática, dada por el patrón elongado de megacrystales de hornblenda y la alternancia de bandas leucocráticas y melanocráticas. f) Foto de campo donde se observa la intrusión de diques gábricos paralelos a la foliación magmática genera. Vista al N. g-h) Fotos de detalle destacando la superposición de una fábrica subsólida de media y baja temperatura, generando un patrón subanguloso anastomosado. Escalas: nivel 150 mm, masa 250 mm, moneda 10 mm, persona 180 cm.

Las rocas con olivino son diferentes de los otros tipos litológicos, dado que presenta una textura y estructura típica de rocas cumulares. La textura es homogénea granular, con tamaño de grano grueso pasando localmente a medio; así como también de tipo poiquilitica con oikocristales de hornblenda de 3 cm de diámetro (Fig. II-5.1-1.1-II: a, b, g)). La textura cumular está dada por cumulatos conformados por la asociación $Ol+Opx+Hbl$ y con intercúmulos rellenos de plagioclasa. Ocasionalmente las rocas con olivino tienen a plagioclasa como el mineral cumular y los intercúmulos están constituidos por minerales máficos. Dentro de las gabronoritas olivínicas se encuentran bandas de composición dunítica, estas bandas aparecen aisladas y se componen casi totalmente de olivino con aparición esporádica de ortopiroxeno y escasa hornblenda y plagioclasa. En las bandas duníticas, el olivino aparece alterado a minerales del grupo de las serpentinas y óxidos secundarios. Todas las rocas con olivino también se destacan por la presencia de cristales de espinelos incluyendo las variedades pleonasto y picotita.

En las gabronoritas y gabros, la hornblenda se encuentra formando cristales medianos, subhedros y con intenso pleocroísmo de tonos verdes oscuros. O bien aparece como grandes oikocristales que incluyen a plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos de hierro-titanio. Los anfíboles también forman coronas alrededor de olivino y ortopiroxeno, y aparecen en texturas simplectíticas con pleonastismo (Fig. II-5.1-1.1-II: a, b, g). La plagioclasa desarrolla cristales de tamaño medio, subhedros, con frecuentes maclas de *carlsbad* y polisintéticas según ley de albita. Por partes los cristales tienden a mostrarse estirados, con maclas mecánicas (polisintéticas oblicuas flexuradas y *carlsbad*) y con contactos suturales (Fig. II-5.1-1.1-II: a, d, h). El ortopiroxeno ocurre como cristales subhedros, medianos a pequeños y con pleocroísmo en tonos pardos rosados. Localmente en contacto con anfíbol, desarrolla bordes parcialmente difusos a reabsorbidos, o está uralitizado casi totalmente.

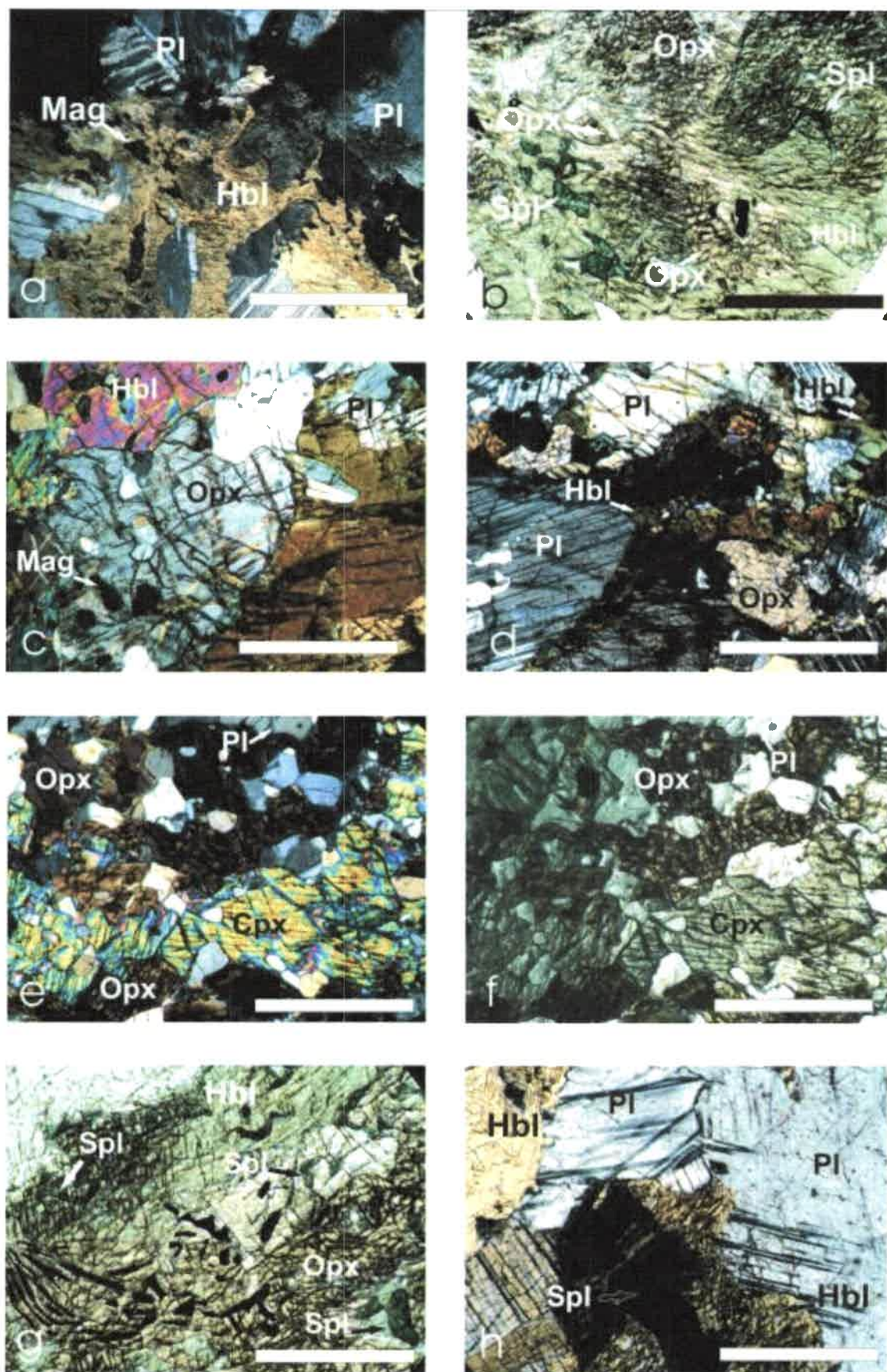


Fig. II-5.1-1.1-II: Gabro y gabronorita

Figura II-5.1.1.1-II: a-d) Fotomicrografías a nicoles cruzados en las que se observa la asociación mineral característica de los gabros y gabronoritas, destacándose una textura granular predominante y localmente de tipo cumular, con oikocristales de hornblenda con inclusiones de plagioclasa. b-g) Fotomicrografías a nicoles paralelos destacando oikocristales de hornblenda rodeando a ortopiroxeno con desarrollo de espinelos aislados y simplectíticos. c-h) Fotomicrografías a nicoles cruzados destacando las fases minerales esenciales y la textura ígnea dominante. e-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados y paralelos donde se muestra a la foliación magmática y la coexistencia de ortopiroxeno y clinopiroxeno. Escala: barra es de 1 mm.

Ortopiroxeno también forma coronas alrededor de olivino (Fig. II-5.1-1.1-II: c, e, g,). El clinopiroxeno aparece como cristales subhedros, de tamaño mediano, de color verde pálido, estando por lo general rodeado por anfíbol (Fig. II-5.1-1.1-II: e, f). El olivino se halla como cristales de tamaño medio a grande, subhedros y con inclusiones simplectíticas de magnetita. En general muestran una marcada serpentinización y pasaje a ortopiroxeno, conservándose como núcleos relícticos diminutos en el interior de estos. La apatita, circón, magnetita e ilmenita (Fig. II-5.1-1.1-II: c, g) forman cristales pequeños a localmente medianos, euhedros y anhedral, incluidos continuamente en hornblenda, plagioclasa y ortopiroxeno. El espinelo se presenta como cristales pequeños aislados o a modo de simplectitas con hornblenda. Son subhedros a anhedral y de variedad pleonasto (Fig. II-5.1-1.1-II: b, g, h).

II-5.1- 2) Asociación diorítica

Esta asociación se dispone con una distribución y abundancia semejante a la de la asociación gábrica. Aunque, las dioritas son dominantes en toda la porción centro-oriental de las secciones de Usno y Corral Grande (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b). Mediante la clasificación modal de rocas ígneas (Le Maitre 1989) se determinó que el tipo litológico dominante son las dioritas.

Las rocas más abundante de la asociación diorítica afloran como cuerpos con potencias superiores a los 500 metros, así como también conformando bolsones o lentes de potencia métrica (> 1 m), interdigitados con las rocas gábricas. Los lentes y bolsones dioríticos se hallan subordinados e inmersos en la asociación gábrica. Este tipo de afloramiento de dioritas no puede ser representado en los mapas por la escala usada. Por su parte, los cuerpos de dimensiones mayores, se disponen con amplio predominio en la porción oriental de las mencionadas quebradas, más precisamente en los alrededores de la mina Don Antonio y puesto Corral Grande en la quebrada homónima, así como también en los segmentos ubicados al este de la quebrada Marambia, en la sección de

Usno (ver (Tema VII: Anexo I: mapa 1a b). Dentro de la asociación diorítica es importante destacar la aparición constante de inclusiones lentiformes e intrusiones de diques o *sills* de gabros hornbléndicos; así como también numerosos cuerpos graníticos-pegmatítico como el representado en la mina Don Antonio.

II-5.1- 2.1) Diorita

Este tipo litológico se encuentra distribuido homogéneamente e interdigitado con las restantes unidades litológicas del área (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b). Se presenta conformando cuerpos elongados, de morfología subredondeada y potencias superiores a 200 m (Fig. II-5.1-2.1-I: a). Se localizan yaciendo en contacto transicional con gabronoritas y neto con las metasedimentitas.

La diorita típica presenta textura granular, homogénea y tamaño de grano medio con pasajes a grueso (Fig. II-5.1-2.1-I: b, d). Además, está compuesta esencialmente de plagioclasa y anfíbol (Hbl) y en ocasiones presenta ortopiroxeno y clinopiroxeno. La presencia de cuarzo ameboidal y biotita esta por lo general, en proporciones modales muy bajas. Como fases accesorias se encuentran circón, apatita, magnetita e ilmenita, mientras que se desarrollan como minerales secundarios sericita y arcillas. Hornblenda es el mineral máfico dominante en todas las dioritas, y se presenta con una proporción modal muy elevada (Fig. II-5.1-2.1-II: a, c, e).

La textura de las dioritas es preponderantemente ígnea, hipidiomórfica e inequigranular; no obstante, muchas diorita presentan rasgos de deformación intra- e intercrystalinas; en general, en todas las dioritas la fábrica deformacional oblitera la fábrica ígnea. No obstante, algunas dioritas muestran una estructura masiva, o bien una foliación magmática (S_{0b}), marcada por la orientación de enclaves máficos y un bandeado mineral discontinuo (Fig. II-5.1-2.1-I: h). La foliación primaria está retrabajada en la mayoría de los casos por fábricas deformacionales submagmáticas a sub-sólidas de alta temperatura (S_1); en estos caso la textura ígnea cambia a una textura pseudo-poligonal. Del mismo modo se superponen fábricas subsólidas de naturaleza milonítica, con rasgos de comportamiento dúctil, y generadas en media a baja temperatura (S_{2ab}). La última foliación aparece como una esquistosidad milonítica anastomosada.

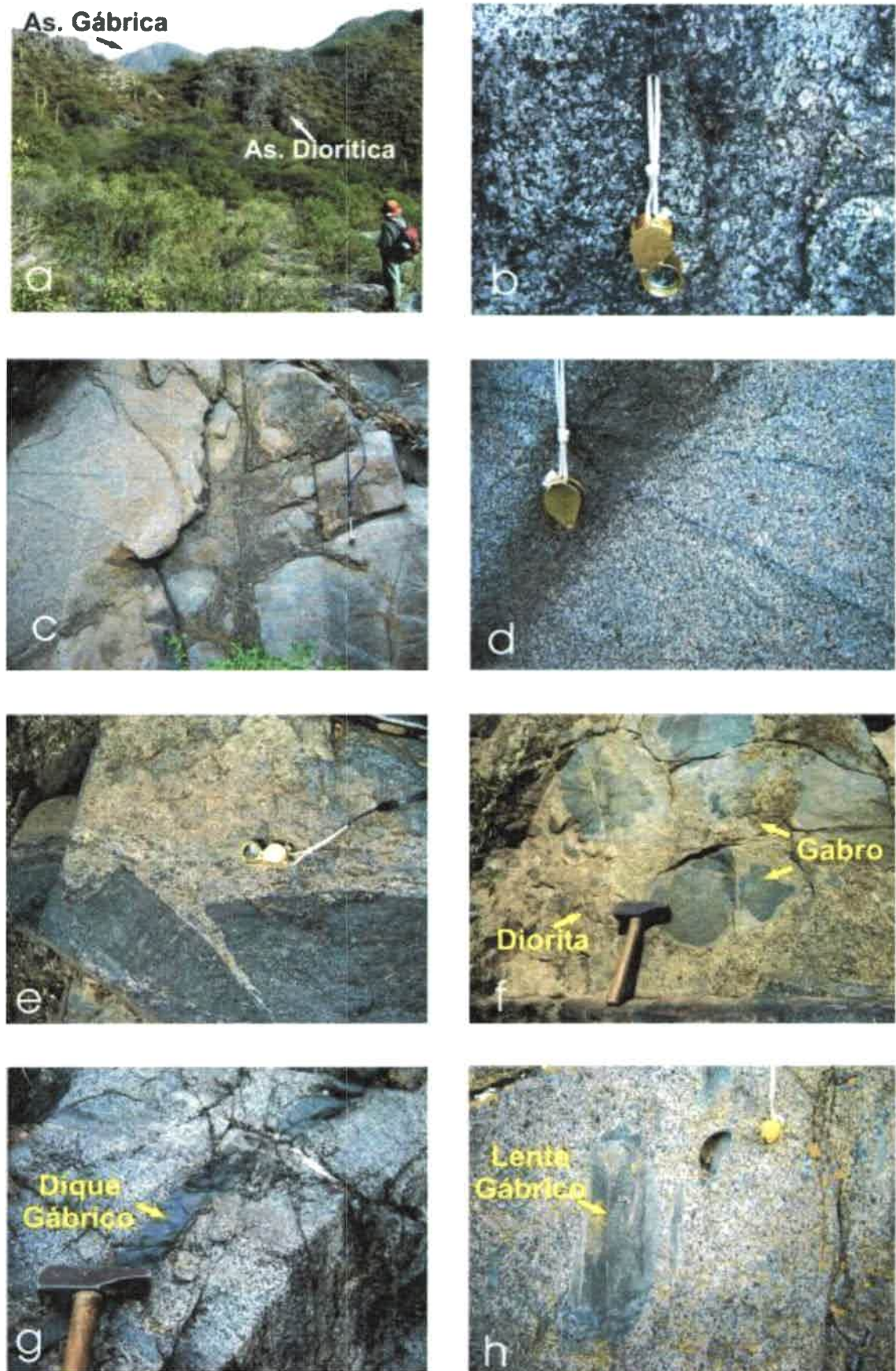


Fig. II-5.1-2.1-I: Diorita

Figura II-5.1-2.1-I: a) Foto panorámica donde se muestra la relación espacial entre las asociaciones gábrica y diorítica. Vista al O. b-c-d) Foto de detalle en afloramiento en la que se destaca la fábrica granular homogénea, por partes levemente estirada. Se observan microfisuras magmáticas rellenas por fundidos máficos. e-f-h) Fotografías de detalle en las cuales se muestran las numerosas interacciones entre fundidos dioríticos y gábricos. Se destaca lentes y bloques gábricos inmersos en una matriz diorítica, los mismos están o elongados o parcialmente reabsorbidos. g) Foto de detalle en afloramiento mostrando las numerosas intrusiones a modo de diques de gabros anfibólico de grano muy fino. Escalas: masa 250 mm, lupa 20 mm, persona 180 cm.

Se destacan numerosas intrusiones de diques de gabro anfibólico e inclusiones de enclaves gábricos parcialmente reabsorbidos. También, es común la aparición de estructuras sinmagmáticas que indican la coexistencia e interacción entre magmas de composición gábrica y diorítica (Fig. II-5.1-2.1-I: e, f, g, h) además de la intrusión de diques gábricos de variada potencia (Fig. II-5.1-2.1-I: g)

La plagioclasa (anortita-bytownita) está como cristales de tamaño medio, subhedros y anhedros, con bordes levemente lobulados y con contactos suturales y puntos triples (Fig. II-5.1-2.1-II: b, c, d, f). Son comunes los cristales elongados con maclado polisintético modificado por torsión y acuñaamiento hacia el borde de los mismos; también son frecuentes las maclas polisintéticas mecánicas oblicuas a las primarias. El anfíbol (Hbl) se presenta como cristales de medianos, subhedros y con marcado pleocroísmo de tonos verdes intensos. Poseen numerosas inclusiones de opacos (Mag-Ilm), y la aparición de un maclado mecánico de dos individuos o indicios de recristalización a subgranos. El ortopiroxeno se desarrolla como cristales medianos a pequeños, subhedros y con evidente pleocroísmo de tonos rosados. Además se desarrollan en íntima relación espacial con anfíbol, transformándose por partes a esta fase (Fig. II-5.1-2.1-II: a, c, e). El clinopiroxeno se presenta ocasionalmente con tamaño pequeño, anedral, siempre con pleocroísmo tenue y con inclusiones de magnetita y apatita (Fig. II-5.1-2.1-II: a, b). El cuarzo es escaso, aparece como cristales medianos, elongados y anhedros con bordes engolfados y hábito ameboidal. Son frecuentes los cristales de cuarzo con extinción en damero perfecta o con evidencias de migración de bordes y recristalización total generando cintas elongadas. La biotita se presenta como láminas de tamaño pequeño, subhedras y con extremos aserrados. Algunas están incluidas en plagioclasa y se asocian localmente a hornblenda. Las magnetitas e ilmenitas se disponen en muy baja proporción como inclusiones pequeñas, euhedras y anhedras. Las apatitas y circones son escasos y de tamaño muy pequeño, normalmente como inclusiones en las fases esenciales.

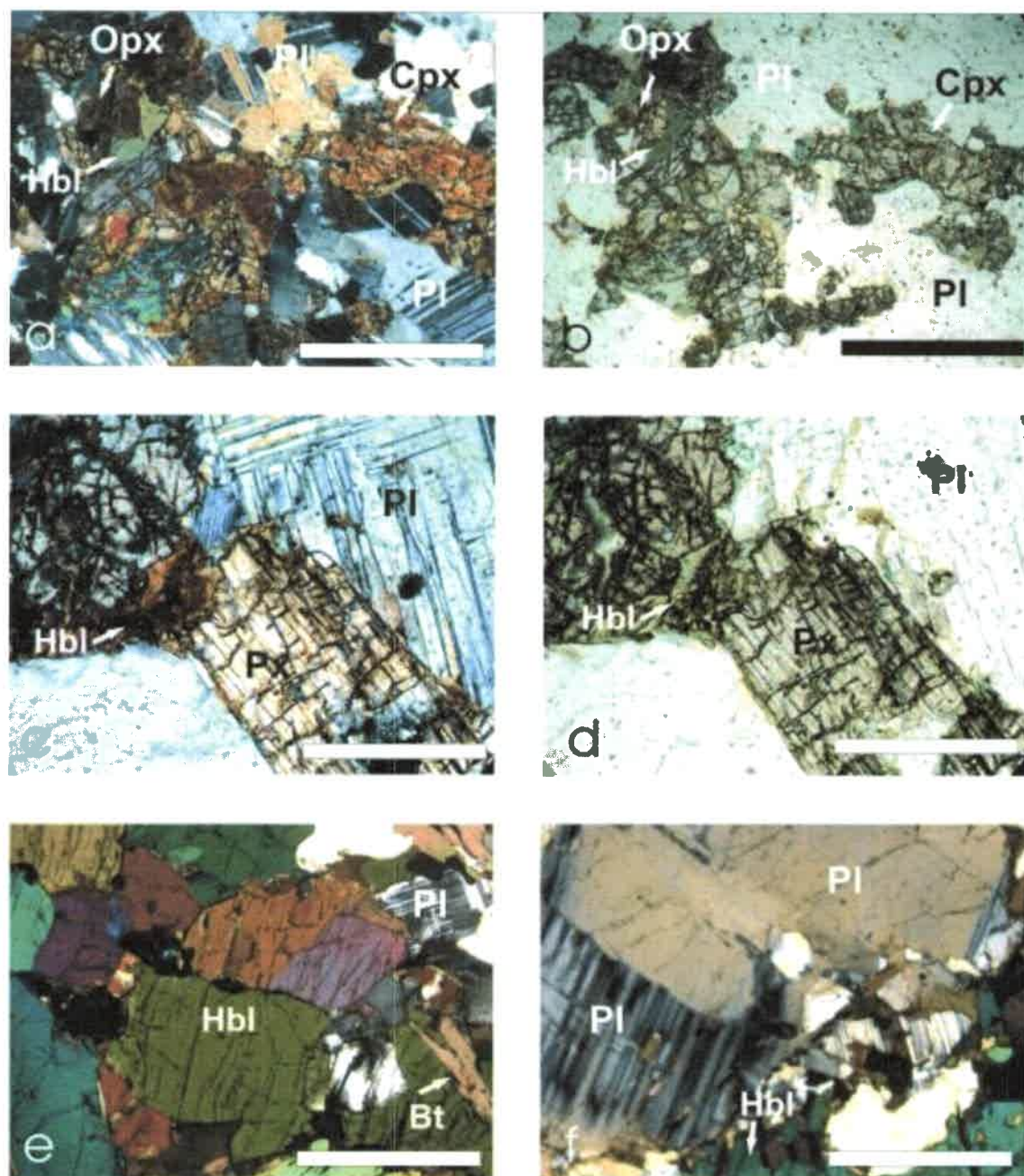


Fig. II-5.1-2.1-II: Diorita

Figura II-5.1-2.1-II: a-b) Fotomicrografías a nicols cruzados y paralelos, respectivamente, en las que se observa la asociación mineral característica de los gabros y gabronoritas constituidos por la asociación Pl-Opx-Cpx-Hbl. c-d) Fotomicrografías a nicols cruzados y paralelos, respectivamente, mostrando el desarrollo de grandes cristales de piroxeno en íntima asociación con anfíbol implicando un proceso de uralitización. e) Fotomicrografía a nicols cruzados en la cual se evidencia el incremento de la fase de hornblenda en algunos gabros. Además, se muestra la clara textura ígnea predominante en estas rocas. f) Fotomicrografía a nicols cruzados exponiendo plagioclasa con maclado polisintético levemente acuñado, y desarrollo de maclas mecánicas oblicuas al maclado original. También se aprecia el desarrollo de subgranos indicando signos de deformación en altas temperaturas. Escala: barra blanca es 1 mm.

En las dioritas con amplio desarrollo de microfábricas de deformación, se encuentran porfiroclastos de anfíbol, plagioclasa y/o piroxenos inmersos en una matriz

de grano fino de biotita y cuarzo. En las dioritas con fábricas deformacionales dominantes se encuentran cintas de cuarzo, con total recristalización a subgranos, conformando una fábrica deformada y estabilizada en altas temperaturas. Asimismo, se observa también una esquistosidad milonítica (S_{2a}) con asociación mineral de temperatura media y baja.

II-5.1- 3) Asociación metasedimentaria

La asociación metasedimentaria se halla muy subordinada con respecto a las asociaciones gábricas y dioríticas. La asociación metasedimentaria se dispone a modo de afloramientos discretos, pequeños, con potencias que no superan el kilómetro y longitudes variables, pero siempre inferiores a los 500 m. Estos están situados primordialmente en la porción centro de la quebrada de la quebrada de Corral Grande en el límite entre las asociaciones gábricas y dioríticas cercanas a la quebrada Marambia y en el extremo más oriental de la quebrada de Corral Grande (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b). En la quebrada de Usno no se han observado afloramientos *in situ* de rocas metasedimentarias, aunque la presencia de estas rocas es inferida por la aparición esporádica de rodados migmáticos en el centro de la quebrada, lo que hace suponer existen migmatitas en el área, pero que forman pequeños tabiques o septos de escala métrica. Asimismo, se ha encontrado la asociación metasedimentaria en el extremo más occidental de la quebrada de Usno, donde aparecen cuerpos kilométricos de granitos anatéticos, que además están intensamente milonitizados. El cuerpo de granítico de mayor dimensión se desarrolla a unos dos mil metros al este de la cuesta de Usno, extendiéndose por más de cinco kilómetros en dirección sur, y por más de dos kilómetros hacia el norte. Dentro de esta asociación metasedimentaria se distinguen tres tipos litológicos, estos son: migmatita estromatítica, diatexita y granito anatético (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999).

II-5.1- 3.1) Migmatita estromatítica, diatexita y monzogranito anatético

Estas rocas constituyen pequeños cuerpos lentiformes a modo de *septos* con longitudes y potencias decamétricas, poseen una morfología subredondeada, contactos netos con las litologías máficas (diorita-gabro), y pasan transicionalmente entre ellas.

Las migmatitas estromatíticas se distinguen únicamente en cercanías del puesto Corral Grande en la quebrada homónima, están caracterizadas por el desarrollo continuo de un bandeo composicional de tipo estromatítico. Este bandeo se evidencia por la alternancia de leucosomas (L) y mesosomas (M) y melanosomas (m) restringidos (Fig. II-5.1-3.1-I: a, b, c).

Generalmente, las migmatitas poseen una textura granoblástica inequigranular en los leucosomas, y granolepidoblástica en los mesosomas; en ambos casos con tamaño de grano medio (Fig. II-5.1-3.1-I: b, e). El bandeo se define como una foliación migmatítica (S_1), que en determinados sectores tienden a acuñarse o seccionarse. Estas bandas migmatíticas poseen espesores que varían desde 0,5 cm hasta 8 cm, estando localmente retrabajadas por fábricas deformacionales subsólidas cuya asociación mineral refleja condiciones de alta temperatura.

Del mismo modo, la foliación migmatítica (S_1) se aprecia con un plegamiento marcado, de tipo isoclinal cerrados o pliegues tipo *chevrón*, pasando a una típica estructura estromatítica plegada. Además, presenta evidencias de *boudinado* de los leucosomas y aislado desarrollo de un clivaje de plano axial (Fig. II-5.1-3.1-I: a, c).

Por su parte las diatexitas se presentan con distribución areal restringida en la comarca, afloran únicamente en la sección central de Corral Grande. Las diatexitas tienen una estructura homogénea masiva, textura netamente granoblástica de grano medio a grueso, en donde es común la presencia de *schlieren* biotíticos y nódulos de hasta 2 cm de diámetro, compuestos por cuarzo, plagioclasa o cordierita (Fig. II-5.1-3.1-I: e, f; Fig. II-5.1-3.1-II: c, d).

Los graníticos anatéticos forman grandes cuerpos, son más abundantes en el sector de la cuesta Vieja, en la quebrada de Usno y se extienden al sur hasta la quebrada de Corral Grande (Fig. II-5.1-3.1-III: a, b, c).

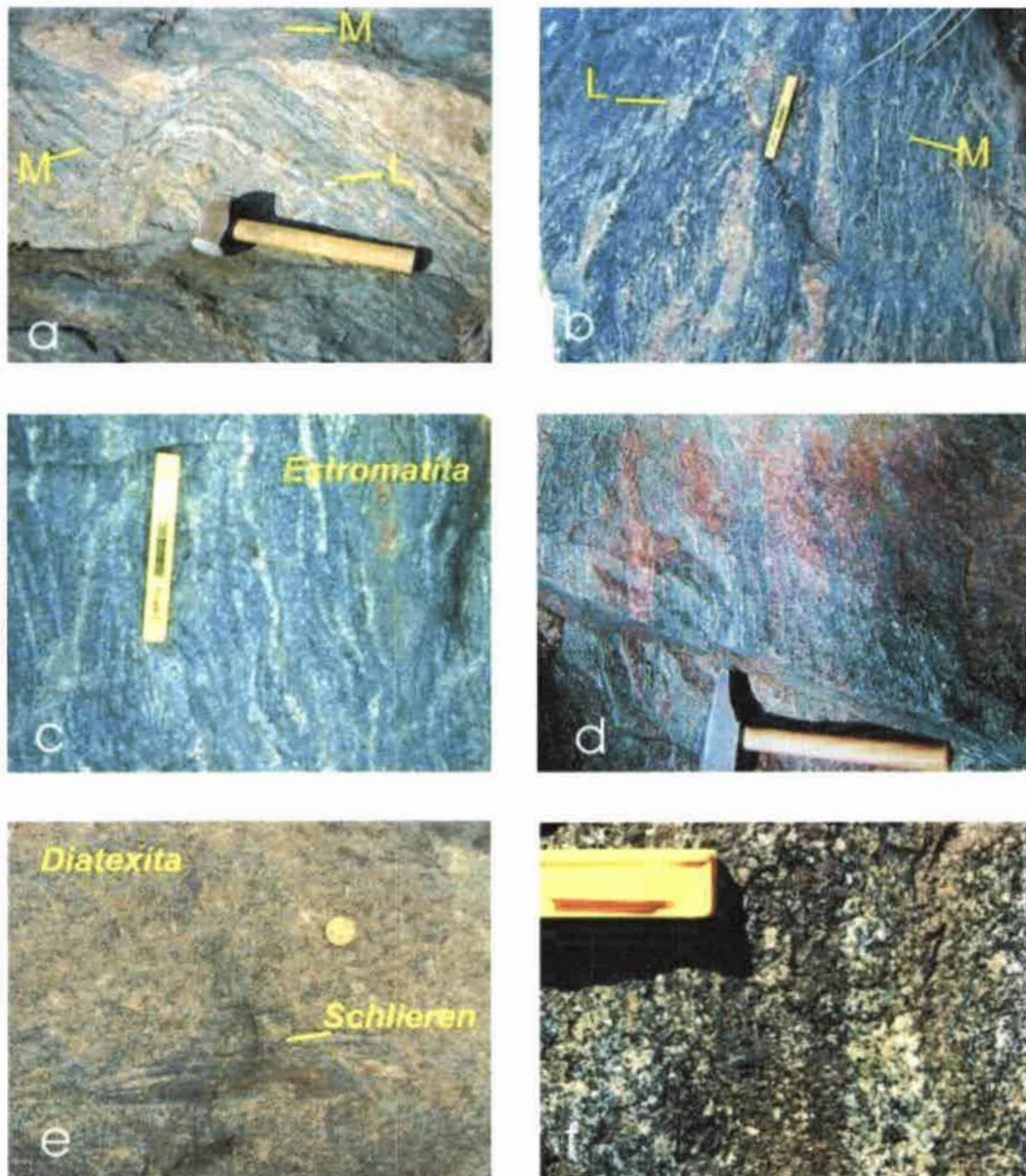


Fig. II-5.1-3.1-I: Migmatita estromatítica

Figura II-5.1-3.1-I: a-b) Fotos de detalle en afloramiento en las que se observa la estructura estromatítica que definen la foliación (S_1) y las partes constituyentes de las migmatitas. También se observan un plegamiento intrafoliar abierto distinguido por los leucosomas. c-d) Fotos de detalle de afloramiento en las que se aprecia el *boudinado* parcial de los leucosomas, indicando un retrabado parcial de la foliación S_1 . Se muestra el incremento en el fundido (L) a modo de bolsones y la desaparición parcial de la fábrica estromatítica pasando a diatexítica difusa. e-f) Fotos de detalle en las cuales se observa el desarrollo de bolsones de leucosomas (L) obliterando la foliación migmatítica y dando una fábrica homogénea de grano grueso que es típica de las diatexitas. Se indica el desarrollo de *schlieren*. Escala: masa 250 mm, nivel 150 mm, moneda 25 mm.

Los cuerpos graníticos tienen forma lenticular, se caracterizan por una fábrica granular homogénea de grano medio; no obstante, en muchos casos esta fábrica está obliterada por una estructura deformacional típicamente milonítica (Fig. II-5.1-3.1-III:

d, e, f). La fábrica milonítica es definida por el desarrollo de cintas o *ribbons* de cuarzo asociadas a finas folias micáceas (Bt), que generan una esquistosidad milonítica anastomosada. También, se encuentran grandes porfiroclastos policristalino con la asociación Pl+Kfs+Grt+Qtz, cuyas geometrías son sigmoidales y complejas. En general son transformados en típicas protomilonitas con asociaciones minerales que reflejas facies de anfibolitas. En muchos casos presentan nódulos de granate con tamaño mayores a 2 cm de diámetro (Fig. II-5.1-3.1-III: e).

Tanto las estromatitas como diatexitas están constituidos por proporciones variables de: plagioclasa, cuarzo, biotita, cordierita, feldespato potásico, granate y sillimanita (Fig. II-5.1-3.1-II: a, b, e, f). Como accesorios presentan circón, apatita y minerales opacos (Mag-Ilm). Destacando sericita y argilominerales, como alteración de los feldespatos. Por su parte los granitos anatócticos se componen primordialmente de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y granate. Se destacan nódulos de porfiroblastos de granate y plagioclasa.

En toda la región la asociación metasedimentaria contiene intrusiones de diques y/o *sills* de gabro hornbléndico, de 15 cm de potencia y longitudes > 70 cm, dispuestos concordantes y/o discordantes con la foliación migmatítica.

En general en todas las migmatitas y granitos el cuarzo se presenta como cristales anhedros de tamaño mediano, con contactos suturales de uniones de puntos triples, y con desarrollo de procesos de migración de borde. Normalmente posee lamelas de deformación, extinción en damero y localmente recristalización en subgranos pequeños de habito goticular.

La plagioclasa está como cristales medianos, subhedros y con bordes engolfados mostrando signos de migración de borde. Las plagioclasas poseen maclas polisintética y de *carlsbad*, a menudo acuñadas en el centro del cristal, y un maclado polisintético mecánico oblicuo al anterior. El feldespato alcalino aparece como blastos grandes subhedros y con bordes lobulados o corroídos. Desarrolla un maclado en enrejado esfumado, flexurado y curvo.

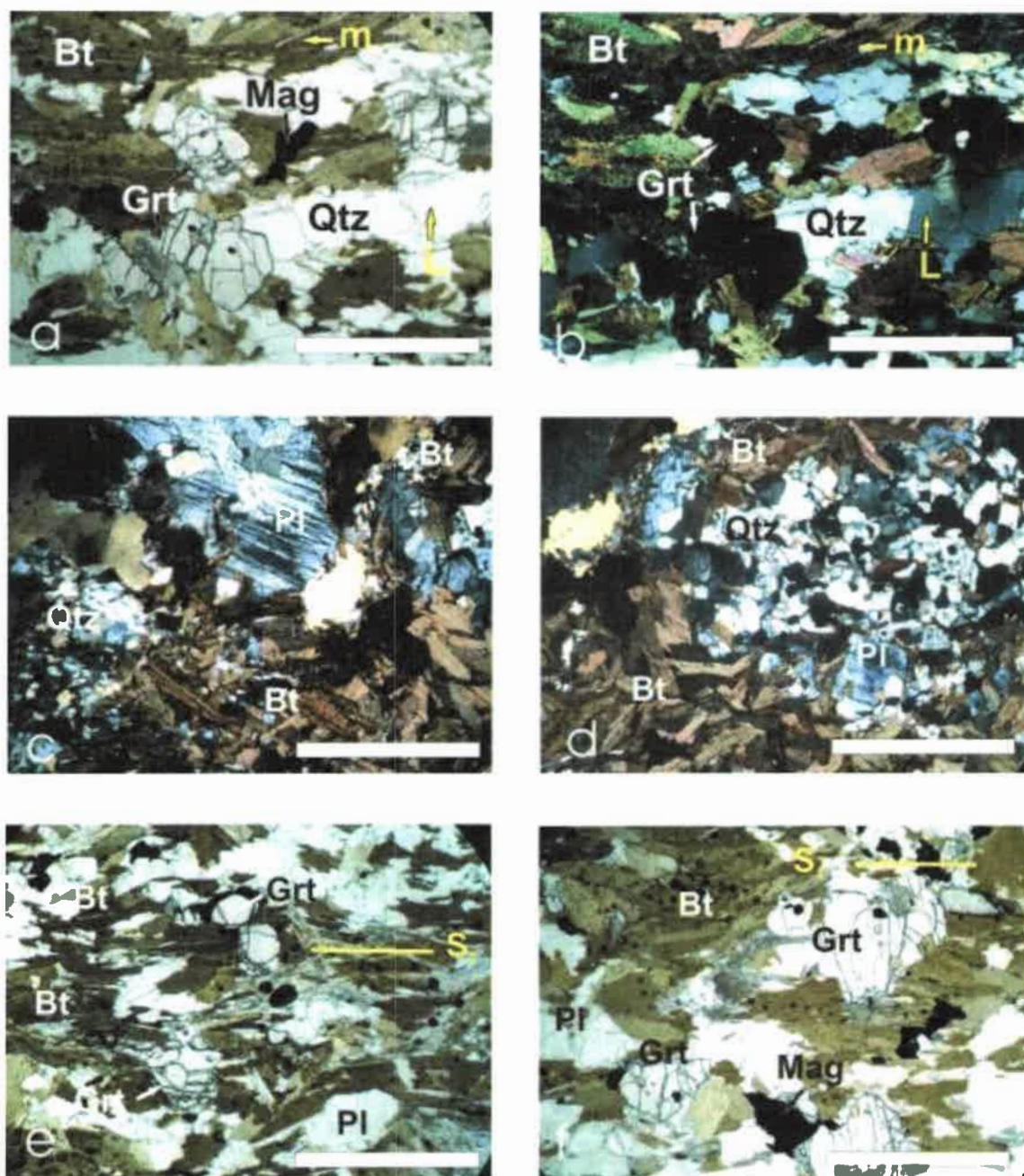


Fig. II-5.1-3.1-II: Migmatita estromatítica

Figura II-5.1-3.1-II: a-b) Fotomicrografías a nicols cruzados y paralelos, respectivamente, donde se muestran un par leucosoma-mesosoma típico de las estromatitas. Además se destaca el desarrollo de blastos medianos de granate con variadas inclusiones de óxidos y cuarzo. c-d) Fotomicrografías a nicols cruzados mostrando la textura típica de algunas diatexitas, con desarrollo de nódulos o *schlieres* de biotita en una matriz granoblástica típica. Además se aprecia la deformación sub-sólida con reducción del tamaño de grano y recristalización a subgranos. e-f) Fotomicrografías nicols paralelos, indicando el desarrollo de la foliación migmatítica S_1 típica de las estromatitas, con un leve retrabajo por el efecto de una deformación sub-sólida de media temperatura. Escala: barra blanca de 1 mm.

El granate está como blastos poiquilíticos medianos con bordes engolfados, y localmente subhedros con numerosas fracturas intracristalinas cloritizadas. Las inclusiones son numerosas y esencialmente de magnetita-ilmenita, cuarzo goticular y biotita. La cordierita aparece como cristales de tamaño mediano y como poiquiloblastos grandes. Por partes muy sericitizada en sus fracturas. La biotita desarrolla láminas medianas, subhedras y con pleocroismo de tono pardo-verdoso. Por sectores se disponen láminas grandes y de intenso pleocroismo de tonos rojizos, que desarrollan folias finas y discontinuas. La sillimanita normalmente prismática, euhedra y de tamaño medio en los mesosomas. También aparece sillimanita como pequeños cristales subhedros de hábito fibroso, asociados a biotita de tonos pardos-verdosos. El circón, apatita y magnetita-ilmenita están como cristales diminutos a medianos, euhedros y anhedral, y siempre como inclusiones en las fases esenciales (Fig. II-5.1-3.1-II: b, d, f).

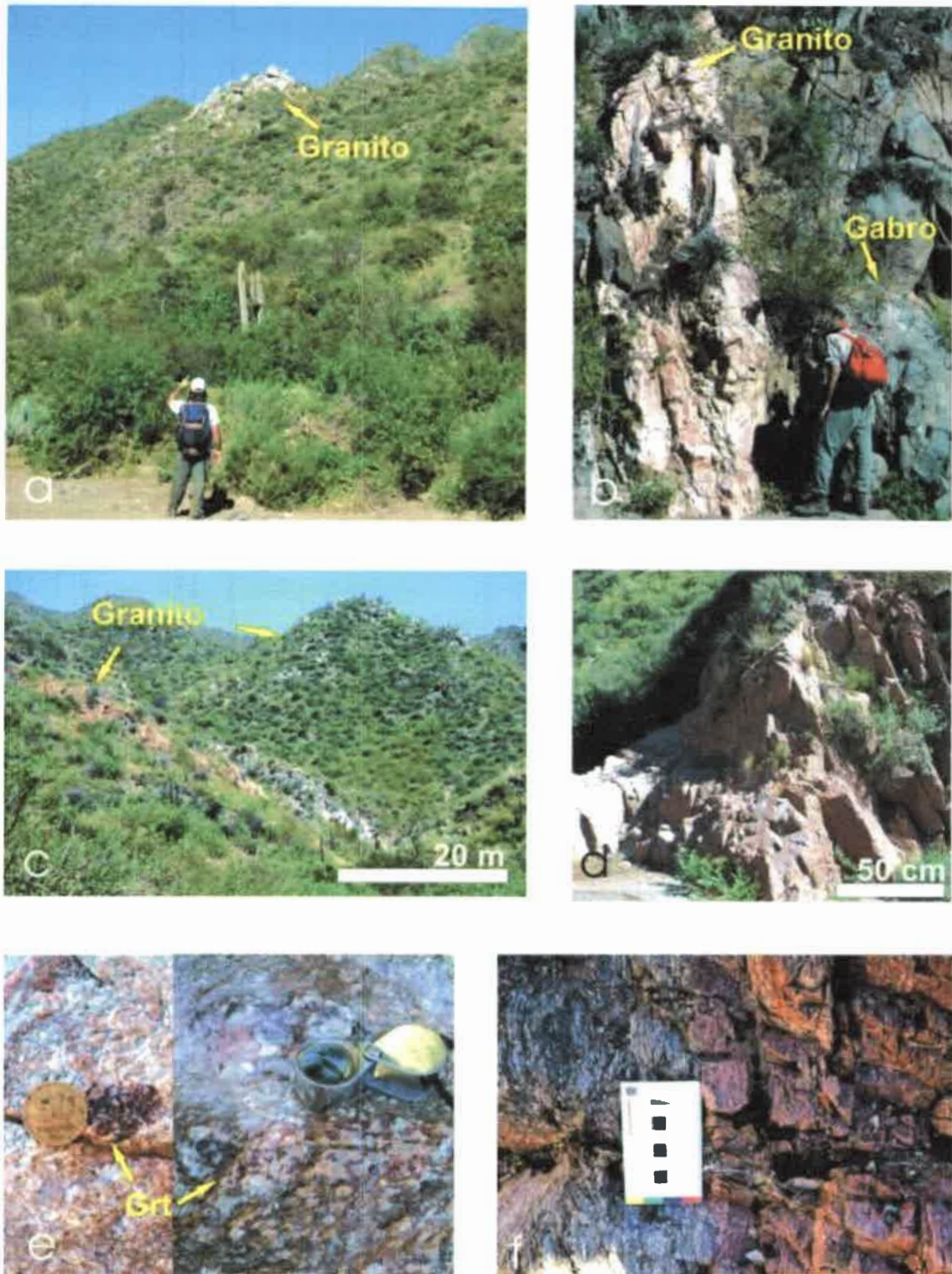


Fig. II-5.1-3.1-III: Monzogranito anatóctico

Figura II-5.1-3.1-III: a-c) Fotografías panorámicas de afloramiento donde se observa el afloramiento de un monzogranito típico, destacándose su yacencia bochiforme subredondeada típica. Vista al NO y N, respectivamente. b-d) Fotografías general de afloramiento destacando su íntima relación con el encajonante gábrico, y su disposición general como diques o cuerpos tabulares. Localmente retrabajados por una foliación milonítica dúctil, generando un patrón subanguloso a lajoso. Vistas al N y O, respectivamente. e) Fotografía de detalle en afloramiento donde se destaca la presencia de nódulos de granate de gran tamaño. f) Fotografía de detalle de afloramiento mostrando una típica foliación milonítica, sobreimpuesta a la fábrica ígnea principal. Escalas: persona 180 y 165 cm; moneda 25 mm; lupa 30 mm; escala 100 mm.

II-5.1- 4) Asociación granítica-pegmatítica

La asociación granítica-pegmatítica se halla a lo largo de las quebradas de Usno y Corral Grande, intruída de manera errática en todas las asociaciones litológicas. Su aparición, es más pronunciada en los sectores centrales y orientales de la quebrada Corral Grande, en inmediaciones al puesto homónimo y con mayor abundancia en la mina Don Antonio. En la sección de la quebrada de Usno se restringe a cuerpos aislados en el segmento occidental, en gran medida, vinculado a los alrededores de la cuesta Vieja y el puesto Lindo (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b). En esta asociación se distinguen dos tipos litológicos: pegmatitas clase muscovítica y de elementos raros (LCT).

II-5.1- 4.1) Pegmatita clase muscovítica y clase elementos raros (LCT)

Las pegmatitas en general conforman cuerpos de geometrías variables, pero en esta sección se caracterizan por su típica morfología lentiformes y vetiformes. Se disponen elongadas, localmente tabulares con potencias > 2 m y longitudes superiores a 500 m e intruídas discordantes, cortando a las foliaciones de todas las otras litologías (Fig. II-5.1-4.1-I: a, c, d).

En general, las pegmatitas muestran textura granular homogénea, con tamaño de grano grueso a muy gruesos, en ocasiones el grano varía a medio. Exhiben límites netos sin indicios de reacción, y se destaca el crecimiento de megacrystalos de micas (Bt) oblicuos a los mismos. La mayoría de las pegmatitas no presentan ningún tipo de zonación interna, aunque en algunos casos se puede diferenciar zonas de núcleos cuarzosos y bordes feldespáticos-biotíticos. Del mismo modo son frecuentes los cuerpos pegmatíticos afectados por plegamientos polifásicos a escala de centenares de metros, generando pliegues de tipo isoclinal y abiertos. Cabe destacar, que también se han reconocido ejemplos de pegmatitas espacialmente asociadas al relleno de fracturas horizontales y verticales (Fig. II-5,1-4.1-I: b, c, d).

La composición mineral de las pegmatitas siempre está definida por la asociación de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y/o muscovita. Los accesorios más abundantes son circón, apatita, monacita y magnetita. Es de destacar que

en los casos de pegmatitas complejas de tipo LCT, además de las fases esenciales también se encuentran megacristales de granate, epidoto, turmalina y localmente berilo.

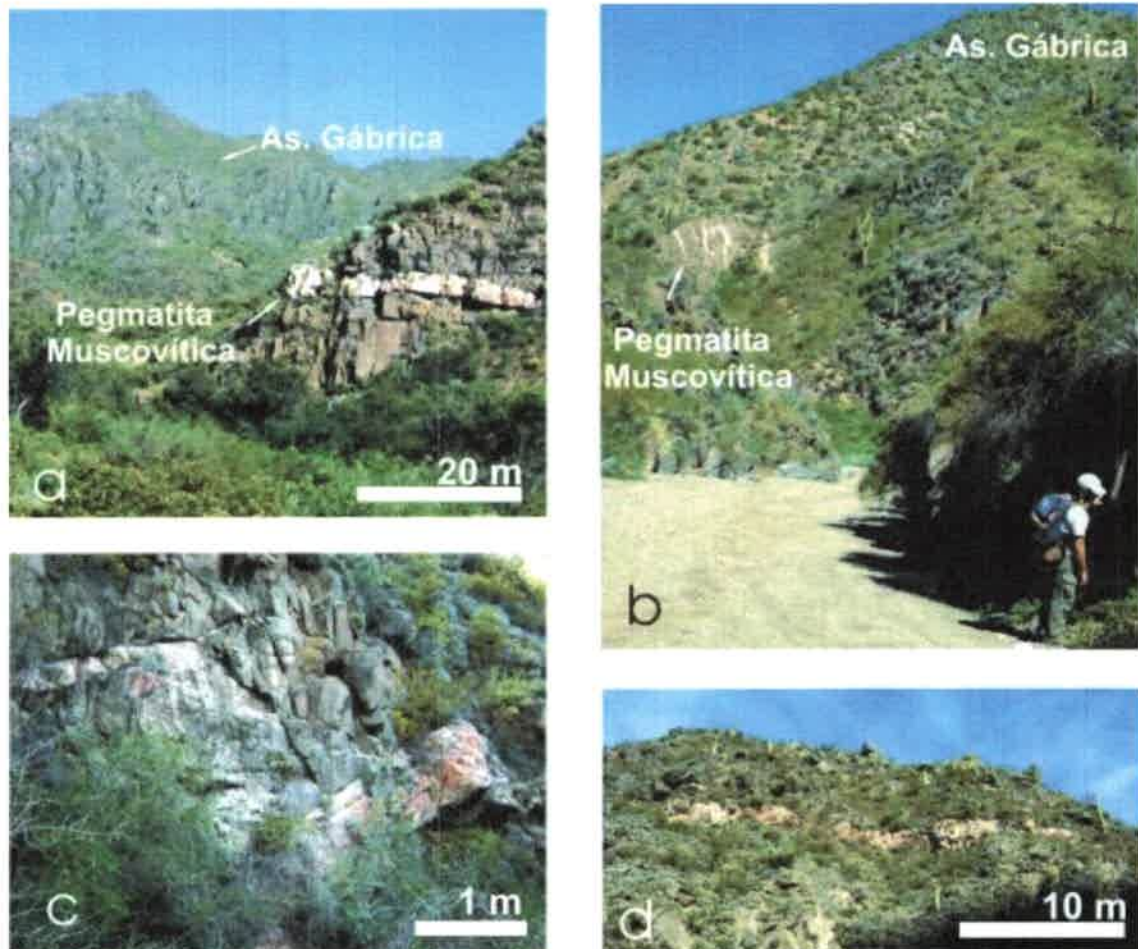


Fig. II-5.1-4.1-I: Pegmatita clase muscovítica

Figura II-5.1-4.1-I: a-d) Foto de afloramiento de pegmatita muscovítica en la cual se observa su yacencia en relación espacial con las rocas de la asociación gábrica y su patrón subangulosos característico. Además se aprecia la disposición espacial discordante a la foliación general, y la posición horizontal de los cuerpos tabulares. Vista al NO. b-c) Foto panorámica de pegmatita muscovítica, evidenciando su relación típica en el relleno de fracturas de su encajonante, con bordes netos característicos. También se muestra la relación de inyección de los fundidos graníticos en las zonas de foliación del encajonante. Vista al SE y E, respectivamente. Escala: persona 165 cm.

En la gran mayoría de las pegmatitas, el cuarzo conforma una matriz granular o cintas elongadas con recristalización de subgranos. Aparece como cristales anhedral, de tamaño grande a muy grande y con extinción ondulosa y lamelar. La plagioclasa se dispone en cristales subhedral a euhedral, de tamaño grande y maclado polisintético perfecto. El feldespato potásico desarrolla megacristales euhedral a subhedral, con maclado en enrejado y tipo *carlsbad* perfecto. La biotita se presenta como láminas

subhedras grandes y medianas, localmente con bordes desferrizados. La muscovita se presenta en láminas subhedras de tamaño mediano a grande, conforman paquetes de varios centímetros de potencia (>10 cm). El granate, la turmalina, el epidoto y el berilo ocurren solo en ocasiones aisladas, como grandes cristales euhedros. Como inclusiones se encuentran circón y apatita, en cristales muy pequeños de formas euhedras y anhedras.

II-5.1- 5) Asociación milonítica

Esta asociación litológica se encuentra fundamentalmente desarrollada en el segmento occidental de las secciones de Corral Grande y Usno, específicamente circunscripta a la cuesta Vieja y al segmento occidental de Usno (Tema VII: Anexo I: mapa 1a, b). Las últimas localidades se corresponden con la porción septentrional de una extensa faja de cizalla que se extiende por más de 50 km, iniciando en las secciones descritas aquí y culminando al sur en el segmento comprendido en Sierra de Chávez. En la misma, las fábricas deformacionales retrabajan parcial y totalmente a las fabricas ígneas y/o metamórficas de todos los tipos litológicos. La asociación milonítica también se presenta a modos de pequeños filetes de cizalla, erráticamente distribuidos en los segmentos centrales y orientales de las quebradas aquí descritas. En esta asociación quedan incluidos dos tipos litológicos principales dominantes en la comarca: protomilonitas y milonitas (Sibson 1977, Higgins 1971, Passchier y Trouw 1996, Van Der Pluijm y Marshak 2004).

II-5.1- 5.1) Protomilonita y milonita

Estas rocas, aquí presentada de manera conjunta, constituyen fajas continuas con morfología subangular y anastomosadas, cuyas dimensiones oscilan entre los 20 m a 50 m de potencias y longitudes siempre superiores a los 300 m (Fig. II-5.1-5.1-I: a, d; Fig. II-5.1-5.1-II: a, d). Esporádicamente, también constituyen bandas de cizalla discontinuas, de alrededor de 10 m de potencia y longitudes menores a 50 m.

Las milonitas y/o protomilonitas derivadas de migmatitas metasedimentarias y granito anatóctico, exhiben una matriz granolepidoblástica a granonematoblástica, con un tamaño de grano medio a localmente fino (Fig. II-5.1-5.1-I: b, d, e, f). Dicha matriz está constituida por la asociación mineral Bt+Fbr+Qtz+Pl y aparece rodeando y

envolviendo a grandes porfiroclastos tipo δ y σ de feldespato alcalino y plagioclasa, que pueden ser monominerales y policristalinos, o porfiroclastos policristalino de cordierita, granate y cuarzo (Fig. II-5.1-5.1-I: b, e, f).

El conjunto litológico presenta una fábrica planar, penetrativa y anastomosada tanto a escala de afloramiento como en secciones delgadas, evidenciada por el desarrollo de bandas o microlitones que se destacan por la reducción del tamaño de grano, y aparecen en conjunto como una típica foliación milonítica dúctil (S_{2a} ; ver Fig. II-5.1-5.1-I: b, e).

Cabe mencionar que es común el desarrollo sobre los planos de dicha foliación milonítica (S_{2a}), de una lineación mineral (L_2) marcada esencialmente por el estiramiento de cuarzo y la blástesis de biotitas.

En el análisis petrográfico es notable el desarrollo de sombras de presión asociadas a porfiroclastos sigmoidales de feldespato y granate (Fig. II-5.1-5.1-I: f), en estas sombras se encuentran finas láminas de biotitas y cuarzo de habito goticular. La estructura es una típica esquistosidad milonítica, de carácter anastomosado y espacialmente muy continua, a la que se asocian microestructuras de tipo S-C. Asimismo, también son visibles microplegamientos de tipo asimétrico ligados a *ribbons* de cuarzos policristalinos, acompañados por finas láminas de biotita de tonos pardos-verdes. En todos los casos, el cuarzo en la matriz se desarrolla como pequeños cristales anhedros, conformando finas cintas policristalinas, con extinción en damero generalizada. Del mismo modo, en ocasiones se presenta como porfiroclastos policristalinos de tamaño mediano y con morfologías sigma. La plagioclasa está en la matriz como cristales pequeños a medianos y de habito subhedral. Localmente con indicios de procesos de recristalización en subgranos por migración de bordes.

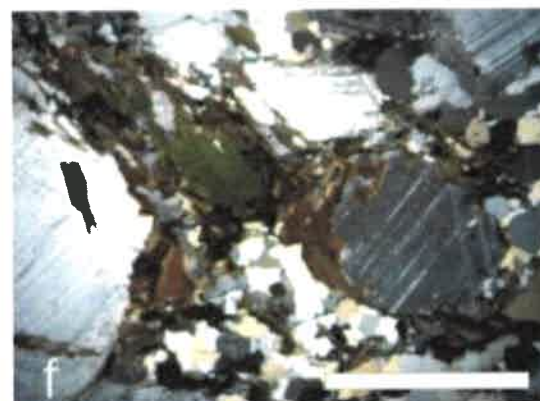
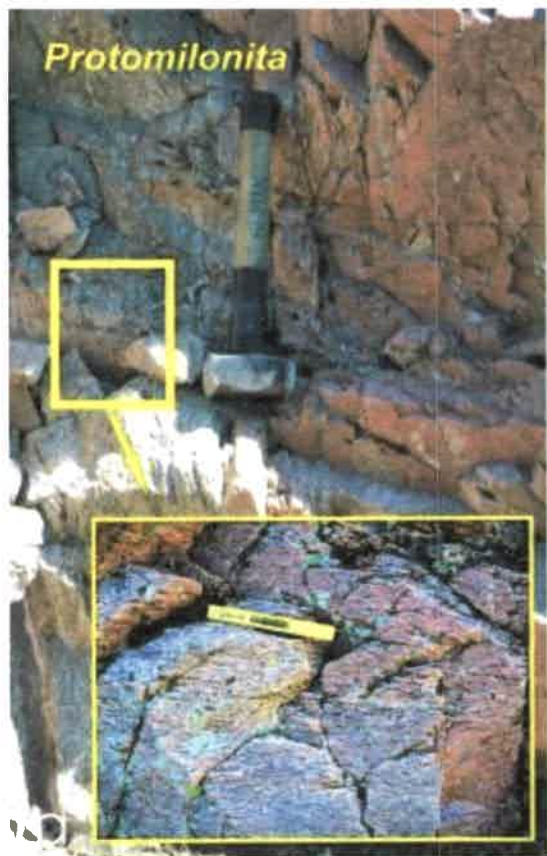


Fig. II-5.1-5.1-I: Milonita-protomilonita

Figura II-5.1-5.1-I: a) Foto panorámica de afloramiento, y de detalle insertada, en las que se destacan la morfología subangular típica en milonitas de protolito granítico, su patrón anastomosado a escala métrica y la foliación S_{2a} característica. Vista al NO. b) Fotos de detalle en afloramiento en la que se aprecia el patrón anastomosado de la matriz cuarzo-micácea y el desarrollo de porfiroclastos compuestos de feldespatos. c) Fotomicrografía a nicoles cruzados de milonita de protolito granítico mostrando el desarrollo de continuas cintas de cuarzo con recristalización a subgranos y extinción en damero localizada, y desarrollo de pequeños porfiroclastos de feldespato. d) Foto panorámica de afloramiento, y de detalle insertada, en las que se destaca la íntima relación entre típicas milonitas de protolito granítico en contacto con un encajonante gábrico también milonitizado. También se observa la alta tasa de deformación de ambas litologías. Vista al NE. e) Fotos de detalle de afloramiento en la que se aprecia una protomilonita de protolito migmático, con desarrollo de la textura y estructura típica. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados de milonita de protolito migmático, mostrando el desarrollo de grandes porfiroclastos de plagioclasa rodeados por una matriz cuarzo-micácea, la cual toma un patrón anastomosado y el desarrollo de colas asimétricas. Es evidente la reducción del tamaño de grano en la matriz. Escalas: masa 250 mm, nivel 150 mm, la barra blanca es 1 mm.

También, conforma porfiroclastos σ y complejos de tamaño mediano, en los que se evidencian el desarrollo de colas asimétricas. Son evidentes también numerosas microfábricas dúctiles intracristalina (maclado polisintético mecánico oblicuo y *carlsbad*) y el acuñaamiento hacia el centro del cristal del maclado polisintético original. La biotita ocurre como láminas medianas, subhedras y con moderado pleocroísmo en tonos pardo-amarillento a verdoso (Fig. II-5.1-5.1-I: f). Además se encuentran biotitas muy pequeñas relicticas de fuerte pleocroísmo (color rojizo), localmente flexuradas o con formas de pez. La sillimanita está como cristales prismáticos aislada y comúnmente con hábito fibroso y/o acicular (fibrolita). Se trata de cristales pequeños, subhedros y localmente se disponen a modo de nidos, aunque predominan asociadas a biotita en las folias anastomosadas. El feldespato potásico solo se aprecia constituyendo grandes porfiroclastos σ con marcadas colas asimétricas. Muestran numerosas inclusiones de cuarzo goticular y biotitas finas, y localmente exhiben maclado en enrejado parcialmente esfumado y flexurado. El granate constituye grandes porfiroclastos σ y δ subhedros y con bordes localmente engolfados. También, con hábito poiquilítico y numerosas inclusiones de biotitas pequeñas en sus núcleos. La cordierita aparece como porfiroclastos de tipo δ , normalmente pinitizada y con colas asimétricas marcadas. El circón, apartita y magnetita sólo se desarrollan como cristales muy pequeños, incluidos en las fases anteriormente descriptas.

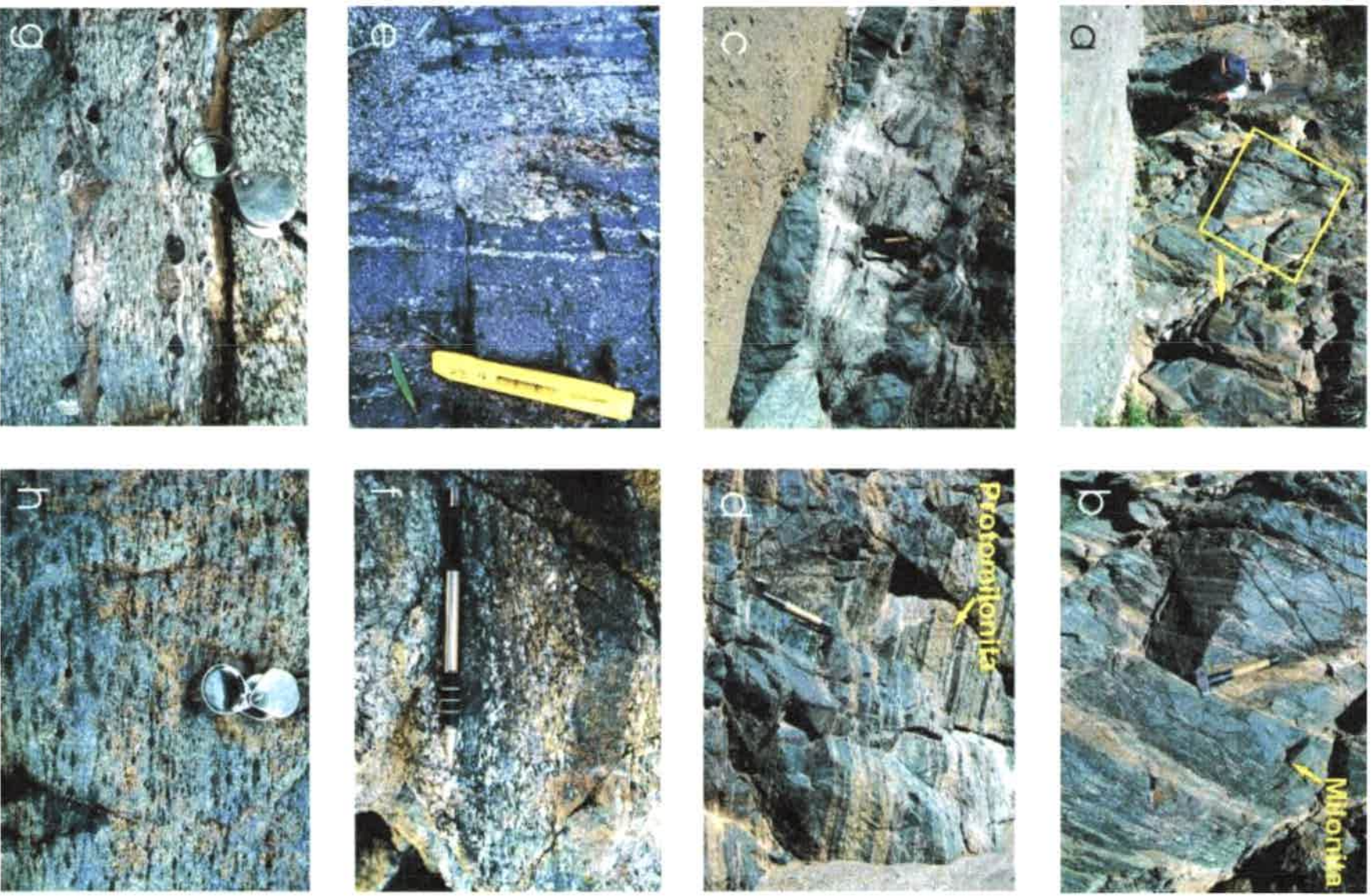


Fig. II-5.1-5.1-II: Milonita-protomilonita

Figura II-5.1-5.1-II: a-b-d) Fotos de afloramiento panorámica y de detalle en las que se destacan la morfología subangular de las rocas miloníticas derivadas de protolitos máficos, se aprecia también el patrón anastomosado de la foliación a escala métrica. Vista al N. c) Foto de afloramiento panorámica en la que se aprecia la alternancia a escala métrica de protomilonitas afectando a encapados gábricos y dioríticos, típicos de la asociación máfica regional. Vista al NE. e-f) Fotos de detalle en afloramiento mostrando el patrón anastomosado de la matriz y el desarrollo de la foliación milonítica (S_{2a}), rodeando a porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda. g-h) Fotos de detalle en afloramiento evidenciando grande porfiroclastos de hornblenda y ortopiroxeno sigmoidales, rodeados por una matriz de grano fino constituida por la asociación Qtz+Pl+Bt. Escalas: persona 165 cm, masa 250 mm, lupa 30 mm, portaminas 150 mm, nivel 150 mm.

Las milonitas y protomilonitas derivadas de protolitos intermedios y máficos (dioritas/gabros) muestran una matriz granoblástica a granolepidoblástica restringida, de tamaño medio y desarrollando finas folias anastomosadas compuestas de agregados de cuarzo, plagioclasa y biotita que rodean a porfiroclastos σ de hornblenda, piroxeno y plagioclasa mono y policristalinas (Fig. II-5.1-5.1-I: d; Fig. II-5.1-5.1-II: c, d, g, h)

Asimismo, las milonitas exhiben una foliación dúctil (S_{2a} ; ver Fig. II-5.1-5.1-II: e, f, g, h), anastomosada y muy penetrativa, sobre la cual se reconoce una lineación mineral (L_2). Comúnmente exponen sombras de presión asociadas a porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda, microestructuras S-C, cintas policristalinas de cuarzo y micropliegues.

En el análisis petrográfico el cuarzo se dispone como diminutos cristales anhédros con bordes lobulados, así como también en finas cintas policristalinas en la matriz (Fig. II-5.1-5.1-III: e, f). La plagioclasa en la matriz compone cristales subhedros medianos a pequeños, y con maclas polisintéticas esfumadas (Fig. II-5.1-5.1-III: c, d, g). También la plagioclasa forma grandes porfiroclastos σ de bordes lobulados y con numerosas maclas mecánicas polisintéticas dispuestas oblicuas a las originales. La biotita se encuentra muy restringida, solo como diminutas láminas de moderado pleocroísmo (color pardo-amarillento a verdoso) y con bordes aserrados y/o desferrizados, con generación de óxidos de hierro hidratados. El anfíbol (Hbl) se dispone aislado, como cristales diminutos y en baja proporción en la matriz. Pero su presencia esta restringida principalmente como grandes porfiroclastos, anhédros, de tipo σ y complejos, y con desarrollo de marcadas colas asimétricas (Fig. II-5.1-5.1-III: a, b, g).

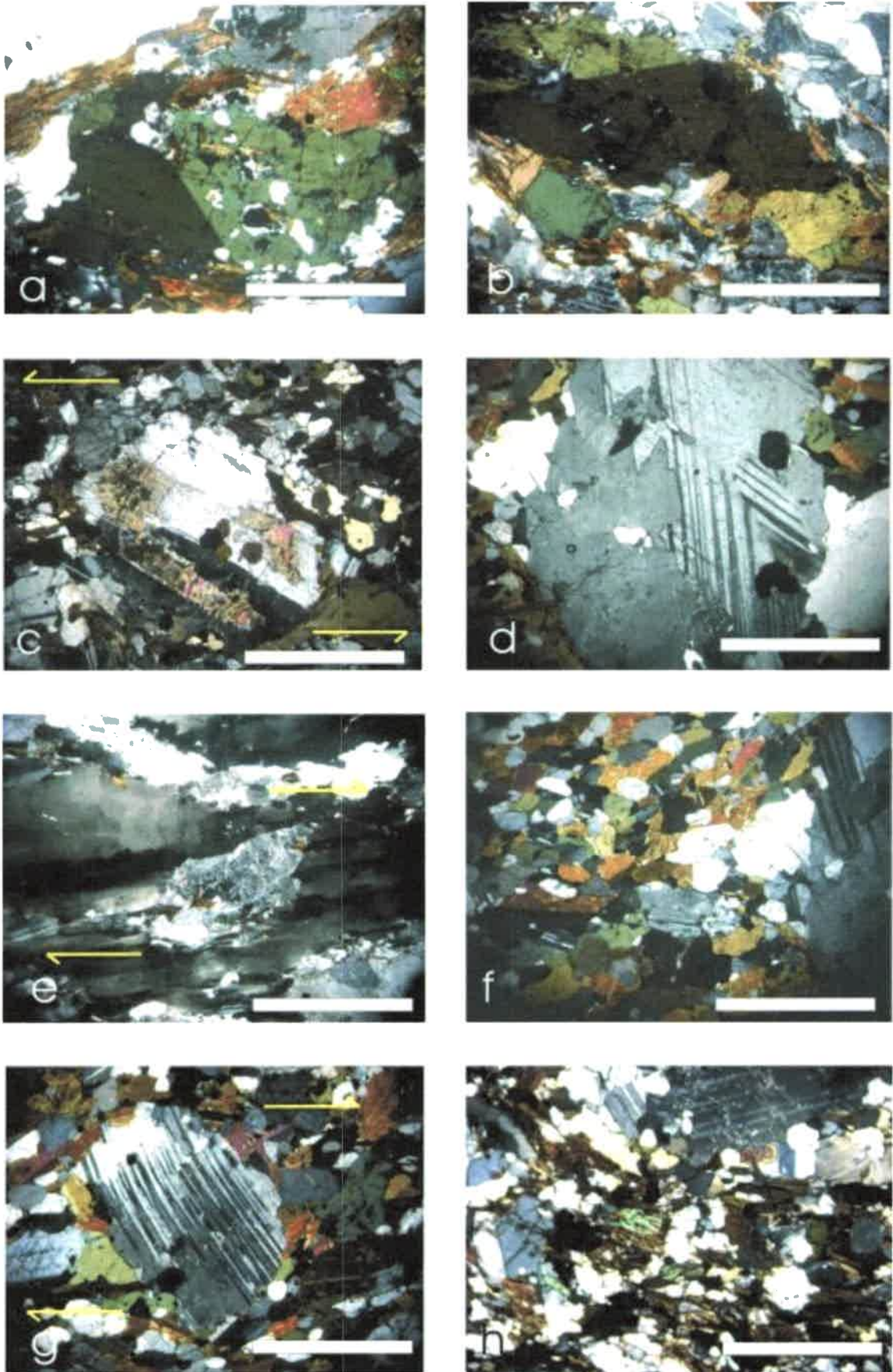


Fig. II-5.1-5.1-III: Milonita-protomilonita

Figura II-5.1-5.1-III: a-b) Fotomicrografías a nicols cruzados donde se muestran grandes porfiroclastos de hornblenda de morfologías sigmoidales o complejas, con desarrollo de colas asimétricas y un matriz anastomosada de grano fino. Se observa el maclado mecánico tipo *carlsbad* y la recristalización en subgranos localizada en los bordes del porfiroclasto, denotando un estadio deformacional previo de alta temperatura. c-d-g) Fotomicrografías a nicols cruzados de grandes porfiroclastos de plagioclasa de morfologías sigmoidal y compleja. Se muestra el desarrollo de colas asimétricas y un matriz de grano fino constituida por la asociación $Pl+Hbl+Bt+Qtz$. También se aprecia el maclado mecánico tipo *carlsbad* y polisintético ahusado en dos direcciones oblicuas, y signos de recristalización a subgranos en los bordes del porfiroclasto. Se indica un movimiento de tipo sinistral, y dextral respectivamente. e-f-h) Fotomicrografías nicols cruzados, indicando el desarrollo de la foliación milonítica S_{2a} típica, con reducción del tamaño de grano, recristalización dinámica en subgranos y desarrollo de cintas de cuarzo con extinción en damero perfecta. Se indica el movimiento dextral. Escala: barra blanca es 1 mm.

TEMA III

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

CAPÍTULO 1

DESCRIPCIÓN DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES

III: Capítulo 1

Descripción de los Rasgos Estructurales

III-1.1- Generalidades de las estructuras del basamento ígneo-metamórfico

En el área de estudio comprendida en el sector centro occidental de la sierra de Valle Fértil, específicamente dentro del segmento que corresponde a las quebradas de Usno, Corral Grande, Otarola, Salazar y el sector de Sierra de Chávez, fueron identificadas, registradas en etapas de campo y estudiadas en detalle una serie de estructuras de características planares y lineares generadas por procesos ígneos, metamórficos y de deformación. Estas estructuras se vinculan a ambientes de características reológicas dúctil a dúctil-frágil, así como también a ambientes vinculados a condiciones de muy alta temperatura afines a los estadios magmáticos y submagmáticos en transición a subsólidos de alta temperatura.

Es preciso aclarar que el relevamiento de datos estructurales durante el trabajo de campo, no se limitó solo a las quebradas mayores, sino que también fueron registrados y analizados aquellos datos recopilados en secciones secundarias como las correspondientes a las quebradas de La Higuera-La Cantarita; La Escondida; El Jaboncillo; Orcobola; La Aguadita; Los Novillos; Marambia; entre otras.

Los elementos estructurales fueron subdivididos y clasificados de acuerdo a su escala en dos grupos: macroestructuras y microestructuras.

Dentro del conjunto de macroestructuras fueron caracterizadas como: encapado modal o encapado magmático (S_{0a}); foliación magmática (S_{0b}) foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1), foliación migmática (S_1); foliación milonítica ($S_{2a,b}$) asociada a lineación mineral y/o de estiramiento (L_2); y por último foliación frágil (S_3). Además, fueron identificadas una serie de estructuras tanto a escala regional (megaescala: centenas de metros) clasificadas como fallas y lineamientos, así como también a escala de afloramiento (escala métrica a decamétrica) clasificadas como pliegues (P) y macro-cizallas.

En tanto que las microestructuras fueron definidas tanto en secciones macroscópicas como en lámina delgada (escala centimétrica a milimétrica). Se precisaron los siguientes rasgos microestructurales: estructuras S-C; indicadores

cinemáticos (δ - σ - θ); maclas secundarias o mecánicas; micropliegues *kink* en biotitas y/o plagioclasas; sombras de presión; dislocaciones en el maclado; extinción ondulante, en lamelas y/o en damero; bandas de deformación; mirmequitas asimétricas en porfiroclastos; bordes lobados; recristalización por migración de borde de grano o rotación de subgranos, deslizamiento basal y recristalización dinámica.

Los criterios de identificación, clasificación y naturaleza de todos los rasgos estructurales se tomaron de Hobbs *et al.* (1981); McClay (1987); Llano *et al.* (1988); Paterson *et al.* (1989); Nicolas (1992); Pryer (1993); Vernon (2000); Blenkinsop (2000); Stipp *et al.* (2002); Van Der Pluijm y Marshak (2004); Passchier y Trouw (1996-2005) y Llambías (2008); entre otros.

Macroestructuras

III-1.2- Encapado modal o magmático (*layering* magmático: S_{0a})

La estructura aquí descrita, se encuentra siempre asociada a los cuerpos de carácter máfico-ultramáfico (con variaciones composicionales de anortosita; gabronorita hornbléndica piroxénica; gabronorita olivínica y peridotita-dunita) ubicados tanto en el segmento central de la quebrada de Otarola, en cercanías al paraje las Juntas (Baliani 2009), en la quebrada del Jaboncillo (Quevedo 2008), en proximidades al puesto de Deciderio Chávez sobre la quebradas de arroyo San Juan, en la quebrada Los Novillos, así como también en Sierra de Chávez.

El encapado magmático se aprecia por la alternancia rítmica de capas que varían de 2 cm a 20 cm de potencia, unas dominadas por plagioclasa (anortita - bytownita) y otras ricas en olivino, piroxeno y anfíbol (Fig. III-1.2-I a, b, c, d). En la mayoría de los casos, el límite entre estas bandas define una zona neta, sin evidencias de reacciones o pasaje transicional, observándose una continuidad del sistema magmático y de las condiciones de generación del encapado.

La orientación espacial del encapado modal o *layering* magmático general tiene rumbos variables entre N 5° a N 70°, y un buzamiento principalmente al cuadrante ONO con ángulo entre 40° y 70°, aunque se describen aisladamente valores dispersos fuera de la orientación predominante (Anexo I: Mapas).

Es evidente que la orientación que presenta actualmente el encapado ígneo, que está gobernado en su génesis por la gravedad y es sub-horizontal, no se corresponde con

su posición original, y refleja una reorientación general de los cuerpos debido a la actividad tectónica que sufriera el área de estudio en los distintos estadios orogénicos regional.

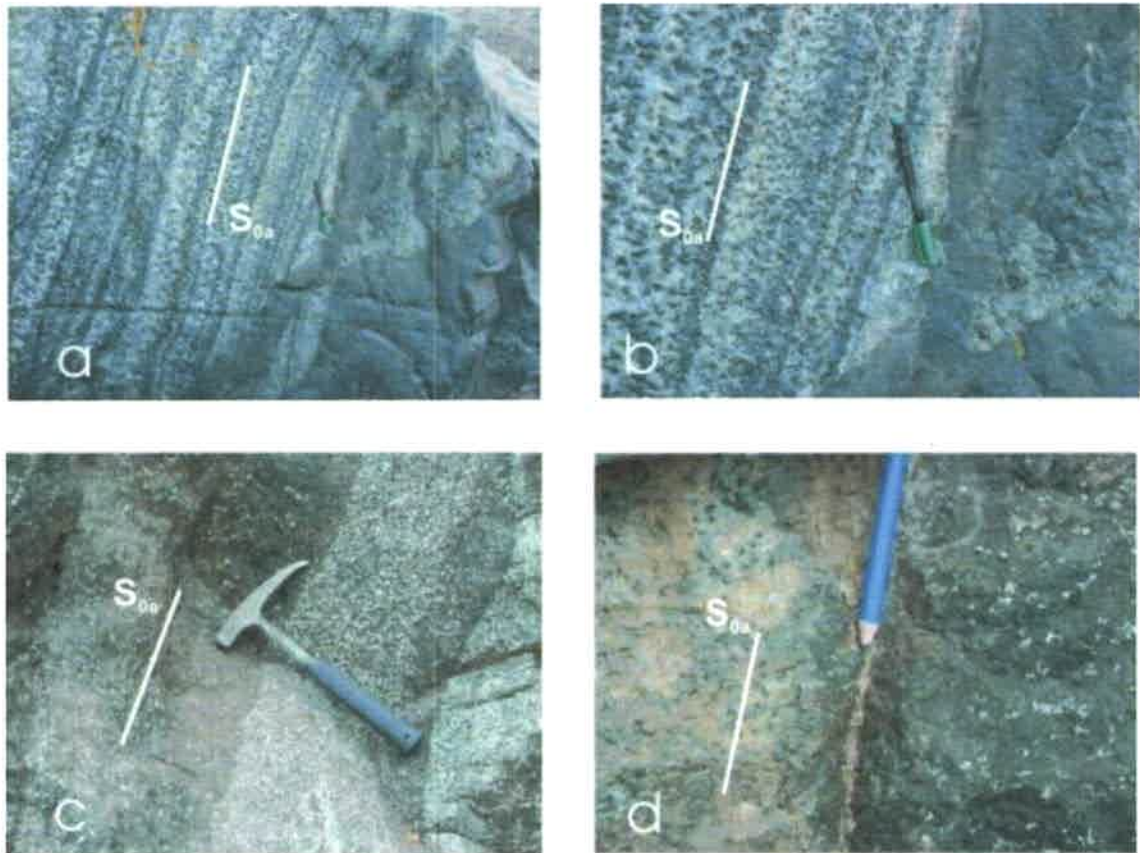


Fig. III-1.2-I: Encapado modal o layering magmático S_{0a}

Figura III-1.2-I: a-b) Fotos de campo general y de detalle donde se muestra el layering magmático. Se observa la alternancia rítmica de bandas con potencia > 2 cm. Vista en corte al NO. c-d) Fotos de campo general y de detalle donde se muestra el layering magmático, dado por la alternancia de bandas de 15 a 20 cm de potencia. Vista en corte al O. Tamaño de fibra indeleble verde y lápiz azul 110 mm, piqueta 300 mm.

III-1.3- Foliación

III-1.3- 1.1) Foliación magmática (S_{0b})

La foliación magmática (S_{0b}) está presente en los gabros y gabronoritas que afloran tanto en el sector central de la quebrada de Usno y Corral Grande, como también en el segmento central de la quebrada de Otarola. Asimismo, está claramente definida en el centro de la quebrada Salazar, en cercanías al puesto Salazar, y en la zona de Sierra de Chávez, esencialmente en el centro y en la cuesta homónima.

La foliación magmática se distingue por la alineación subparalela de minerales máficos (Hbl+Opx+Cpx) en rocas inequigranulares de grano grueso (1 a 1,5 cm), desarrollando un bandeo localmente difuso, como así también por la alineación espacial de enclaves máficos de geometría lenticular (Fig. III-1.3-1.1-I a, b, c, d).

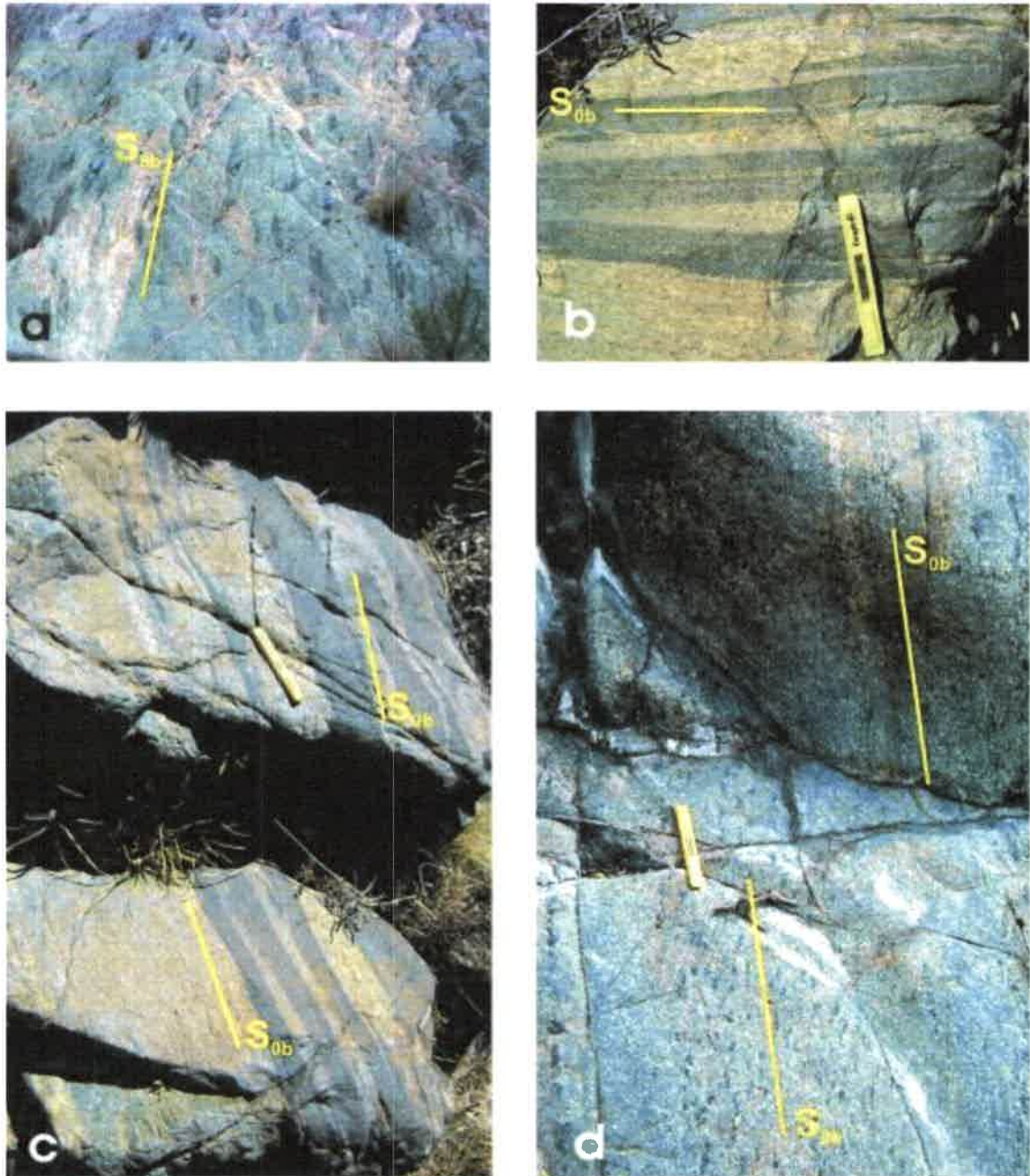


Fig. III-1.3-1.1-I: Foliación magmática S_{0b}

Figura III-1.3-1.1-I: a) Foto de afloramiento donde se muestra la foliación magmática manifestada por la orientación de enclaves microgranulares máficos. Vista al NO. b-c) Fotos de detalle y general, respectivamente, de un afloramiento donde se destaca la foliación magmática marcada por la alternancia de bandas máficas y félsicas de variada potencia y contactos localmente difusos. Vista al N. d) Foto de detalle donde la foliación magmática es delimitada por la orientación de megacristales de anfíbol y por un bandeo composicional grosero. Escala: nivel 150 mm.

En general, los cristales y enclaves se ubican paralelos y siguiendo una dirección preferencial, conformando por dominios una clara fábrica planar. Esta foliación primaria presenta una orientación promedio con rumbos entre N 350° a N 5° y buzamientos de alto ángulo (> 70°) al ENE y localmente al OSO (ver Anexo I: Mapas).

III-1.3- 1.2) Foliación submagmática - subsólida de alta temperatura (S_1)

La estructura clasificada como foliación submagmática a subsólida de alta temperatura (S_1) está representada en toda la sección de las quebradas de Otarola y Salazar, esencialmente en el segmento central y oriental de las mismas, aunque también quedan registradas de manera puntual en secciones ubicadas tanto al norte de la comarca (quebrada de Usno y Corral Grande), como al sur (sierra y cuesta de Chávez). La misma se encuentra asociada a la mayoría de las litologías que componen las asociaciones gábrica y/o diorítica (gabros hornbléndicos; gabronoritas hornbléndicas piroxénicas; dioritas y tonalitas), así como también asociada a rocas con variaciones texturales como es el caso de gabronoritas olivínicas con textura coronítica, en las que queda claramente definida dicha estructura.

La foliación (S_1) presenta un carácter localmente penetrativo y se definen, en algunos casos, por la alineación u orientación de mafitos (Amph-Opx) generando bandas elongadas y levemente anastomosadas de poca potencia (hasta 1 cm), las que se intercalan con una matriz félsica (esencialmente Pl) que posee el mismo patrón de flujo (Fig. III-1.3-1.2-I: a-b-c-d). En muchos casos dichos minerales no muestran microscópicamente un cambio notorio en su forma o hábito, pero en el análisis de secciones delgadas se comprobó que presentan una variada gama de microfábricas deformacionales plásticas intracristalinas, generadas a muy alta temperatura (foliación submagmática; ver Paterson *et al.* 1989, 1998). Dichas microfábricas se destacan principalmente en plagioclasa, por un maclado mecánico discontinuo, con flexuras y acuñamiento de las maclas polisintéticas hacia los límites cristalinos, además de extinciones en damero y procesos de migración de bordes de grano (GBMR), recristalización por rotación de subgranos (SRR) y *creep* por dislocación, recristalización y *recovery*.

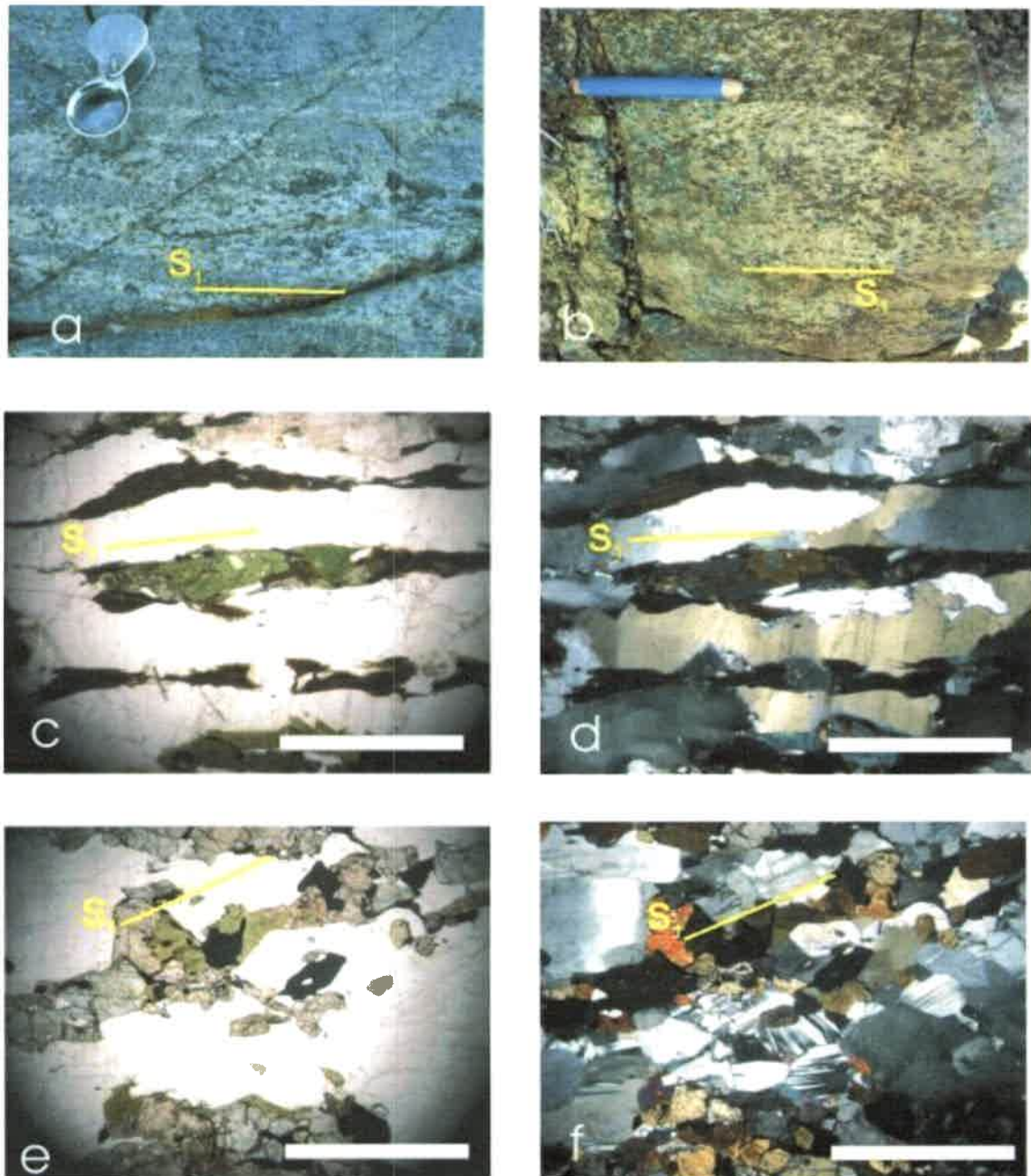


Fig. III-1.3-1.2-I: Foliación submagmática – subsólida de alta temperatura (S_1)

Figura III-1.3-1.2-I: a-b) Fotos de detalle en afloramiento donde se observa la foliación en gabronoritas y gabros dada la orientación de las fases minerales, conformando bandas discontinuas y alternantes. Se destaca el desarrollo de un estiramiento generalizado de los minerales. Vista en corte al NO. c-d) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, respectivamente, mostrando el desarrollo de la foliación indicada por el estiramiento de los minerales máficos y félsicos definiendo una estructura de tipo bandeado tectónico. Se aprecia un claro patrón de estiramiento, flujo y local recrystalización de Hbl-Px-Bt-Pl-Qtz, con rasgos de deslizamiento basal y migración de borde en las hornblendas. También se aprecian microestructuras de deformación de alta temperatura tanto en plagioclasa como cuarzo. e-f) Fotomicrografía a nicoles paralelos y cruzados, respectivamente, mostrando el desarrollo incipiente de la foliación dada por el local estiramiento y alternancia de las fases máficas (Hbl+Px) y félsicas (Pl+Qtz). También se observa una reducción del grano local y recrystalización dinámica generalizada de todos los minerales. Escala: lupa 30 mm, lápiz azul 100 mm, barra blanca es 1 mm.

En tanto que en los anfíboles y/o piroxenos aparecen dislocaciones en el maclado, *creep* por dislocación o por extinción en lamelas, así como también son frecuentes los procesos de recristalización por migración de bordes, rotación de subgranos y deslizamiento basal.

En otros casos, la estructura está constituida por una fábrica en la que se encuentra un patrón de estiramiento de las fase minerales (foliación subsólida de muy alta temperatura) asociado a un flujo de elevada temperatura (flujo submagmático o grano-soportado en transición a subsólido de alta temperatura; ver Paterson *et al.* 1989; 1998). En dicho caso las rocas tienden a presentarse estiradas, generando bandas de flujo discretas pero discontinuas, elongadas, anastomosadas y de poca potencia (Fig. III-1.3-1.2-I: e-f) caracterizadas como un típico bandeado tectónico. Esta fábrica es más evidente en las rocas ígneas cumulares con textura coronítica, aunque no se restringe a ellas, sino que aparece en casi todas las litologías (Fig. III-1.3-1.2-II: a, b, c, d). En el caso de las rocas ígneas cumulares, en el interior de las bandas de flujo, los minerales que componen los núcleos de las coronas (Ol+Opx) se comportan a modo de centros más rígidos y las zonas externas formadas por la asociación Amph+Pl que los rodean, tienden a sufrir una mayor fluxión a muy alta temperatura, dando lugar al desarrollo de una matriz anastomosada penetrativa.

En la gran mayoría de las rocas ígneas, la foliación (S_1) se refleja por el estiramiento de las fases minerales y el flujo de una matriz, que exhibe numerosas fábricas de deformación intracristalinas e intercristalinas y de recristalización dinámica en muy altas temperaturas.

La orientación espacial dominante de las foliaciones agrupadas como S_1 se encuentran con rumbos muy variables entre N 300° a N 5° y un buzamiento de alto ángulo (> 60°) principalmente al NE-SO (ver Anexo I: Mapas).

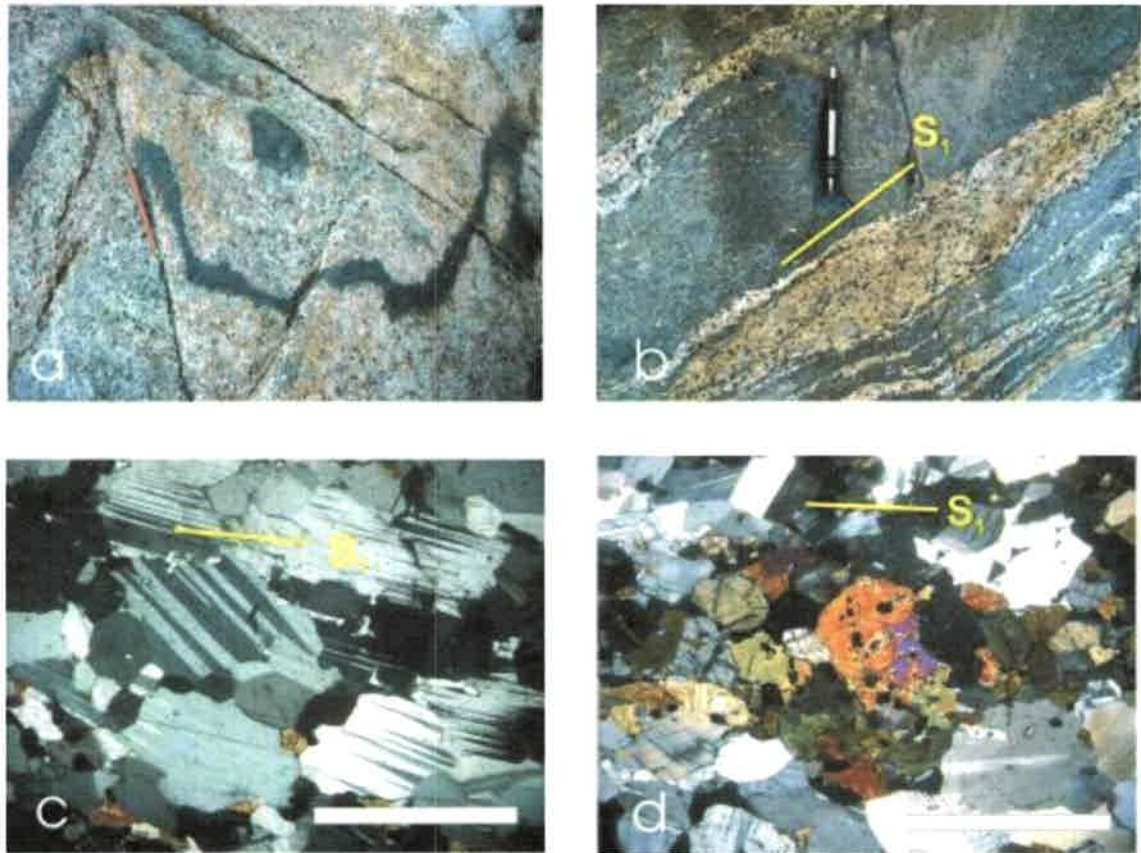


Fig. III-1.3-1.2-II: Foliación submagmática – subsólida de alta temperatura (S_1)

Figura III-1.3-1.2-II: a) Foto general de afloramiento donde se muestra el plegamiento de bandas de composición gábrica dentro de un bolsón diorítico, sin indicios de deformación de baja temperatura, evidenciando la deformación de alta temperatura asociada al flujo submagmático. b) Foto de detalle de la alternancia de bandas de composición gábrica y diorítica, las cuales presentan signos de estiramiento y flujo de las fases minerales dado en condiciones de alta temperatura. c-d) Fotomicrografías a nicoles cruzados, evidenciando la foliación de alta temperatura y el patrón de estiramiento generalizado. Se aprecian también los rasgos de recristalización por migración de borde y rotación de subgranos. Escala: portaminas 115 mm, lápiz 110 mm, barra blanca es 1 mm.

III-1.3- 1.3) Foliación migmática (S_1)

La estructura denominada foliación migmática (S_1) se encuentra representada en el segmento central y oriental de la quebrada de Otarola, en inmediaciones al puesto Otarola, aunque también es frecuente su presencia en la quebrada de Salazar en inmediaciones de los puesto El 25 y Los Novillos. También se aprecia en la quebrada del Corral Grande, en inmediaciones del puesto homónimo, así como también en la zona central y bajo de Sierra de Chávez. Cabe destacar que esta foliación está directamente asociada a las unidades de migmatitas estromatíticas; en tanto que también se exhiben en migmatitas máficas que afloran en mucha menor proporción que las de protolito metasedimentario.

La foliación migmática (bandedo migmático) es de carácter penetrativo, y queda representando a escala de afloramiento por la alternancia de bandas elongadas, de potencias que varían entre 0,5 a 2,0 cm, con casos aislados en los cuales toma valores algo superiores a 8 centímetros. Comúnmente dicha foliación se desarrolla asociada a la fábrica migmática de las estromatitas, correspondientes con la alternancia de leucosomas y mesosomas. Localmente también se observa por la alternancia de los melanosomas, aunque estos sólo se presentan de manera errática y con potencias menores a 0,5 cm, asociados espacialmente a los leucosomas (Fig. III-1.3-1.3-I: a, b, c, d).

La foliación migmática se encuentra localmente afectada por plegamientos progresivos, pudiéndose diferenciar puntualmente dos estadios. El primer estadio general en los leucosomas pliegues intrafoliares isoclinales (P_{1aI}), cuyas longitudes de onda son superiores a 10 centímetros. El segundo estadio de plegamiento da lugar a pliegues abiertos asimétricos (P_{1aII}), cuyos planos axiales son oblicuos a la mencionada foliación migmática. Con este plegamiento asimétrico, localmente tiene lugar el desarrollo de bandas de cizalla en alta temperatura a lo largo de los flancos cortos de los mismos, las cuales están rellanas por fundidos anatéticos, desarrollando típicos canales de migración de fundidos. Las mismas representarían localmente una incipiente foliación de corte, espaciada y no penetrativa (S_c), la cual no es recurrente a escala regional pero se observa en algunos afloramientos muy bien definida.

En muchos casos el bandedo migmático presenta una serie de *boudinados* y retrabajos parciales y/o totales de la fábrica, como resultado de una deformación en estado subsólido tanto de temperatura muy alta como de media y baja (facies de granulita, anfíbolita y esquistos verdes) asociada a fajas de cizalla discretas.

La orientación espacial de la foliación migmática presenta rumbos que varían entre N 5° a N 75° y un buzamiento > 60° al NO, y otra orientación con rumbo N 335° a N 355° y buzamiento > 50° al NE (ver Anexo I: Mapa 1, 2, 3, 4, 5).

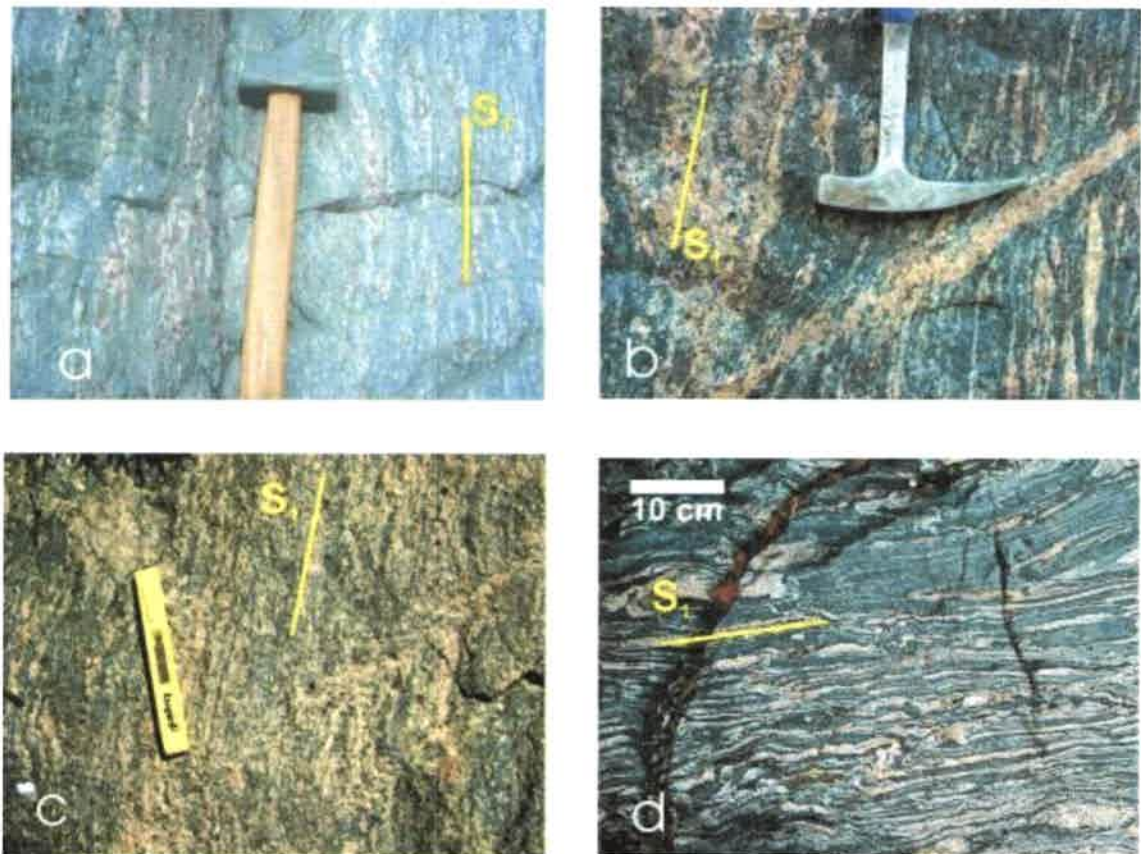


Fig. III-1.3-1.3-I: Foliación migmática S_1 en estromatitas

Figura III-1.3-1.3-I: a-b) Fotos de detalle donde se observa la foliación migmática típica, con sectores *boudinados* por deformación de alta y media temperatura. Se muestra también asociada a deformación de alta temperatura, el desarrollo de micro-cizalla que facilita la transferencia de los fundidos anatéticos. c-d) Fotos de detalle donde se observa la foliación migmática, y la generación local de pliegues intrafoliares que afectan a los leucosomas. Escala: masa 250 mm, piqueta: 150 mm, nivel 150 mm.

III-1.3- 1.4.1) Foliación milonítica (S_{2a})

Entre el conjunto de estructuras definidas en la región, fue identificada una estructura penetrativa designada como foliación milonítica (S_{2a}), generada en un ambiente estructural de carácter dúctil y en temperatura media (facies de anfibolita). La misma se observa mejor dentro de la unidad litológica correspondiente a rocas de la serie milonítica de Higgins (1977), representada por protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, vinculadas a fajas de cizalla de escala regional, local o zonas de alta tasa de deformación (ver Anexo I: Mapas). Además, cabe aclarar que se encuentran presente también tanto en las dioritas-gabros como en algunas migmatitas, que poseen una obliteración parcial de las fábricas ígneo-metamórficas previas con la superposición de una fábrica deformacional de carácter dúctil de tipo milonítico (Fig. III-1.3-1.4.1-I: a, b, c, d, e, f).

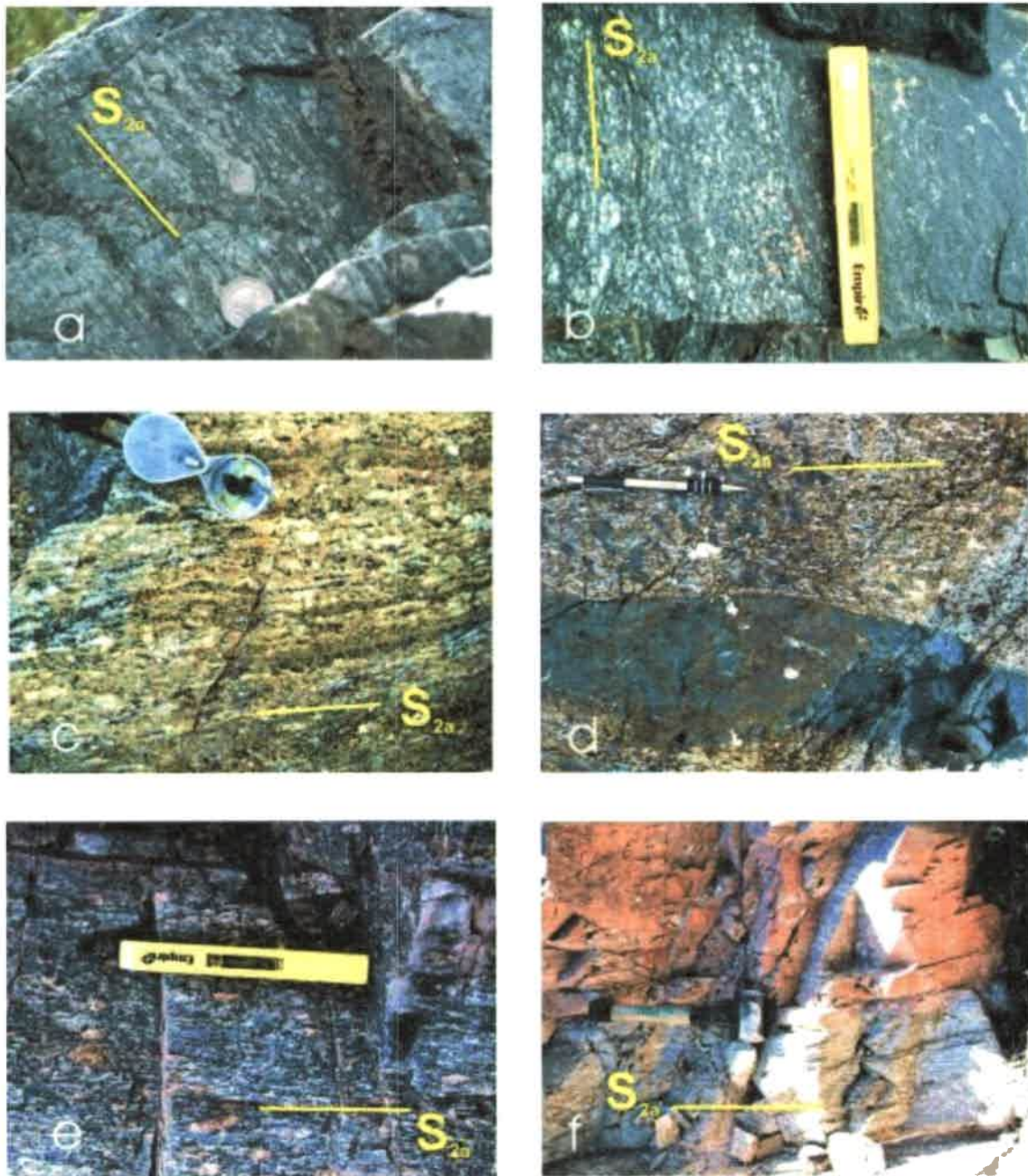


Fig. III-1.3-1.4-1-I: Foliación milonítica (S_{2a})

Figura III-1.3-1.4-1-I: a-b-c-d) Fotos de detalle en afloramiento donde se observa la foliación milonítica en milonitas y ultramilonitas derivadas de protolitos dioríticos y gábricos. Se muestra el carácter penetrativo y anastomosado de dicha foliación y el desarrollo de numerosos porfiroclasto con distintas geometrías. e-f) Fotos de detalle de milonita y protomilonita de protolito granítico donde se indican la estructura milonítica y porfiroclastos de feldespato y plagioclasa. Escala: nivel 110 mm, masa: 250 mm, lupa 30 mm, porta minas: 110 mm, moneda 25 mm.

La foliación S_{2a} es una estructura planar espaciada y disyuntiva, que posee un patrón de tipo anastomosado y concentración en microlitones, dado por la recrystalización y neomineralización sincinemática de una matriz formada por la asociación mineral Bt+Qtz+Sil; Qtz+Pl+Bt. Esta asociación rodea y se amolda a porfiroclastos de Kfs-Pl-Grt-Crd-Amph-Qtz, los cuales muestran geometrías de tipo

sigma, delta y tita. El patrón anastomosado de la foliación se genera por la intersección continua de las folias entre sí, siendo muy marcado en las milonitas y más difuso en las protomilonitas-ultramilonitas. Por otra parte, es importante mencionar que en numerosas ocasiones sobre los planos de dicha fábrica, es observada una lineación mineral y/o de estiramiento mineral (L_2) asociada principalmente a filosilicatos y cuarzo.

La foliación milonítica (S_{2a}) posee una orientación espacial que en algunos casos es coincidente con la orientación de S_1 , paralelizándose a la misma, aunque en otros casos se presenta oblicua a la misma. Cuando a escala de afloramiento la estructura S_{2a} transpone a S_1 , la segunda foliación adquiere valores que alternan entre rumbos N 330° a N 355° y con un buzamiento entre 65° y 70° hacia el cuadrantes NE, localmente se dispone buzando al cuadrante SO (ver Anexo I: Mapas).

III-1.3- 1.4.2) Foliación milonítica (S_{2b})

En la región de estudio también fue identificada una estructuras planar-penetrativa denominada foliación milonítica (S_{2b}), la cual se caracteriza por mostrar rasgos estructurales con respuesta reológica de carácter dúctil-frágil y de baja temperatura (facies de esquistos verdes). La foliación (S_{2b}) está presente de manera dominante en las filonitas. Además, al igual que para el caso de la S_{2a} , la foliación S_{2b} también aparece localmente afectando a todos los litotipos de la comarca (Fig. III-1.3-1.4.2-I: a, b, c, d).

El desarrollo de esta foliación S_{2b} está relacionado a fajas de cizalla y a regiones donde la tasa de deformación al estado subsólido ha sido muy alta (ver Anexo I: Mapas). Aunque, no están restringidas sólo a ellas y se observan en toda la comarca como bandas de deformación aisladas.

La foliación S_{2b} posee un patrón de tipo planar, disyuntivo y anastomosado difuso, siendo claramente identificable en afloramiento por presentar planos que son untuosos al tacto y tienen brillo satinado. Se define por el desarrollo de una matriz de grano fino, con tonos verdes a pardo-rojizos dominada por la asociación de bajo grado Chl+Ser+Ms+Hem±Bt, que rodea a pequeños porfiroclastos complejos de plagioclasa, anfíbol y/o cuarzo policristalino. Sobre los planos de la S_{2b} aparece muchas veces una lineación mineral (L_2) asociada a filosilicatos y cuarzo.

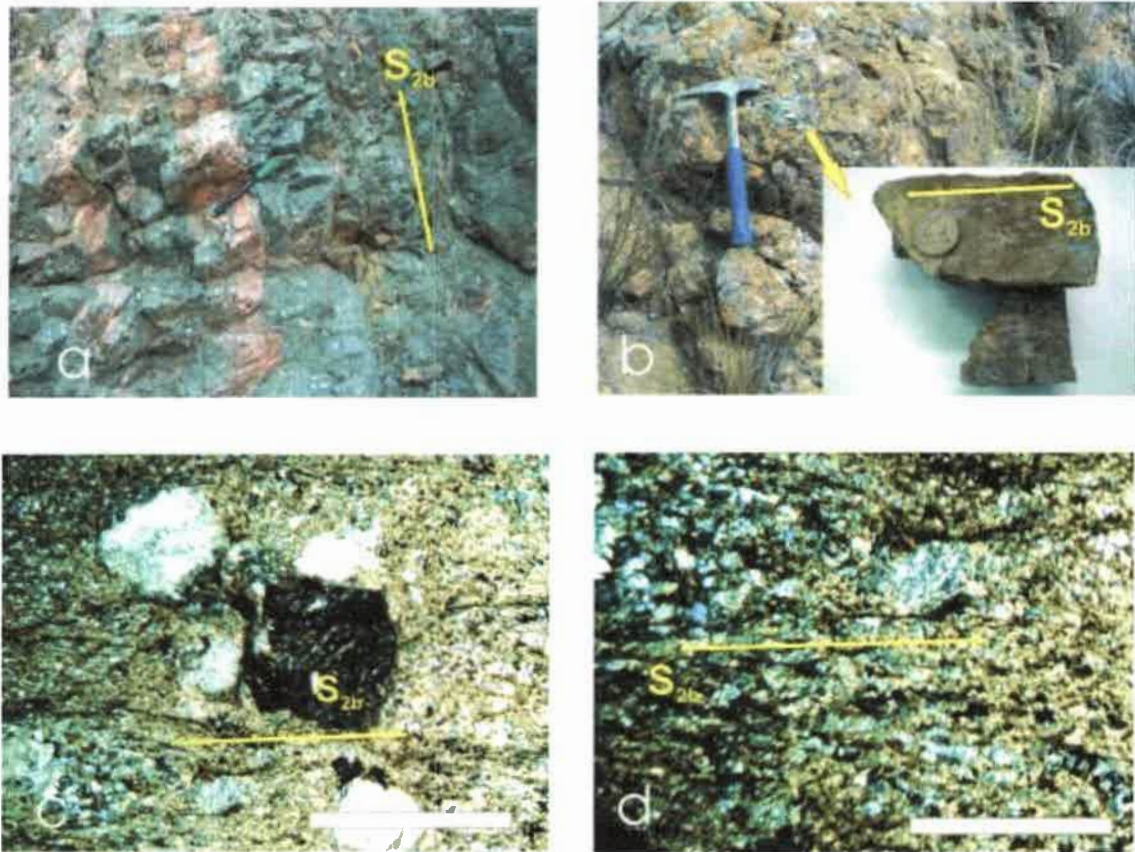


Fig. III-1.3-1.4-2-I: Foliación milonítica (S_{2b})

Figura III-1.3-1.4-2-I: a) Foto de campo general donde se observa la foliación milonítica desarrollada en filonitas derivadas de protolitos meta-sedimentarios con alta proporción de clorita. Se nota el carácter penetrativo de la estructura y su carácter anastomosado. Vista en corte al SO. b) Foto de campo y de detalle macroscópico donde se muestra la foliación milonítica en filonita con alto contenido en muscovita, sericita, clorita y óxidos. Vista en corte al SO. c) Fotomicrografías a nicoles paralelos y cruzados, exponiendo el patrón anastomosado de la foliación que rodea a porfiroclastos de plagioclasa y granate. Se observa la reducción marcada del tamaño de grano de la matriz. Escala: fibra verde 110 mm, piqueta 300 mm, barra blanca es 1 mm.

La orientación espacial de la foliación S_{2b} en muchos casos es coincidente con la orientación de la S_{2a} , tomando rumbos de entre $N 320^\circ$ a $N 350^\circ$ y con buzamiento de alto ángulo al NE (ver Anexo I: Mapas).

III-1.3- 1.5) Foliación frágil (S_3)

En todo el ámbito del área en estudio se ha identificado con gran desarrollo una estructura planar y penetrativa de naturaleza frágil, aquí definida como foliación frágil (S_3). Esta estructura es observada claramente en la mayor parte de las litologías del basamento cristalino (Fig. III-1.3-1.5-I: a, b, c, d), aunque es de destacar su amplio desarrollo en aquellas rocas que conforman las asociaciones máficas (gabros-dioritas).

En algunos casos, la foliación frágil también ocurre en los cuerpos de carácter máfico-ultramáficos.

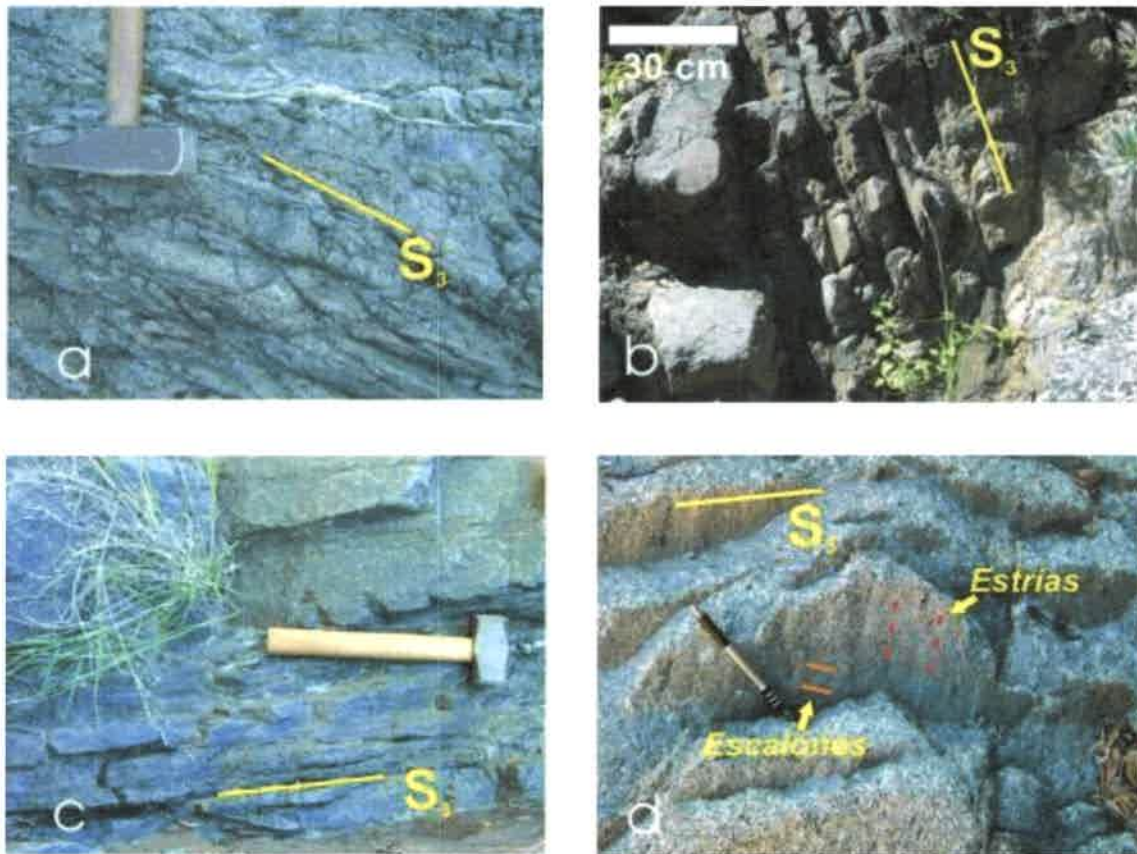


Fig. III-1.3-1.5-I: Foliación frágil (S_3)

Figura III-1.3-1.5-I: a) Foto de campo de detalle general donde se muestra la foliación frágil (S_3) en gabros, se observa el carácter frágil de la estructura y su naturaleza penetrativa a escala centimétrica. Vista en planta y en corte al N respectivamente. c-d) Foto de detalle de afloramiento donde se destaca la estructura frágil asociada a cuerpos con carácter máfico. También se muestra sobre el plano el desarrollo de estrías y escalones de falla. Vista en corte al S y O respectivamente. Escala: portaminas 150 mm, masa: 250 mm.

La foliación frágil S_3 es una estructura penetrativa, definida por el desarrollo de una fábrica planar de potencia variada, que configura en las rocas del basamento una facturación frágil marcada, definiéndose por dominios como un clivaje de fractura centimétrico (Fig. III-1.3-1.5-I: a, c). La foliación frágil afecta y retrabaja a todas las foliaciones previas, caracterizándose por presentar una dispersión mínima en su ubicación espacial, esencialmente exhibiéndose con un rumbo constante. Cabe destacar que en algunas ocasiones, sobre los planos de S_3 se observan estrías y/o escalones de falla, ligados a zonas de fallas inversas menores y locales.

La orientación espacial de la foliación S_3 presenta una marcada concentración entre los rumbos de $N 300^\circ$ a $N 355^\circ$ y con buzamientos altos ($> 75^\circ$) hacia el NE y localmente al cuadrante SO (ver Anexo I: Mapas).

III-1.4- Lineación mineral y/o de estiramiento (L_2)

Se designa como lineación mineral y/o de estiramiento (L_2) a la estructura lineal que se observa sobre los planos de la foliación milonítica (S_{2a} - S_{2b}) y en ocasiones sobre los planos de la foliación migmatítica (S_1). La misma se desarrolla paralela al eje mayor del elipsoide de deformación finita (eje x), y aparece en las rocas correspondientes a la serie milonítica (milonita, protomilonita, ultramilonita y filonita) ubicadas en toda la comarca en fajas de cizalla discretas. Además, está asociada a rocas migmatíticas con una obliteración marcada de su fábrica, ubicadas dentro de zonas con alta tasa de deformación subsólida (ver Anexo I: Mapas).

La lineación mineral queda representada por el crecimiento orientado bajo una dirección preferencial y de manera paralela, de finos cristales elongados de filosilicatos (Bt-Chl), sillimanita y cuarzo. También queda identificada por el estiramiento de algunos cristales principalmente de agregados microgranulares de cuarzo y aisladamente por cristales individuales de feldespato y granate (Fig. III-1.4-I: a, b, c, d). Aunque en muchas ocasiones la lineación se presenta poco definida, hecho que dificulta su reconocimiento en campo.

La orientación espacial de la estructura L_2 es dominante en un rango de rumbos que varían entre $N 25^\circ$ a $N 85^\circ$ y comúnmente una inmersión hacia el ENE, aunque se destacan algunas variaciones al cuadrante SE (ver Anexo I: Mapas).

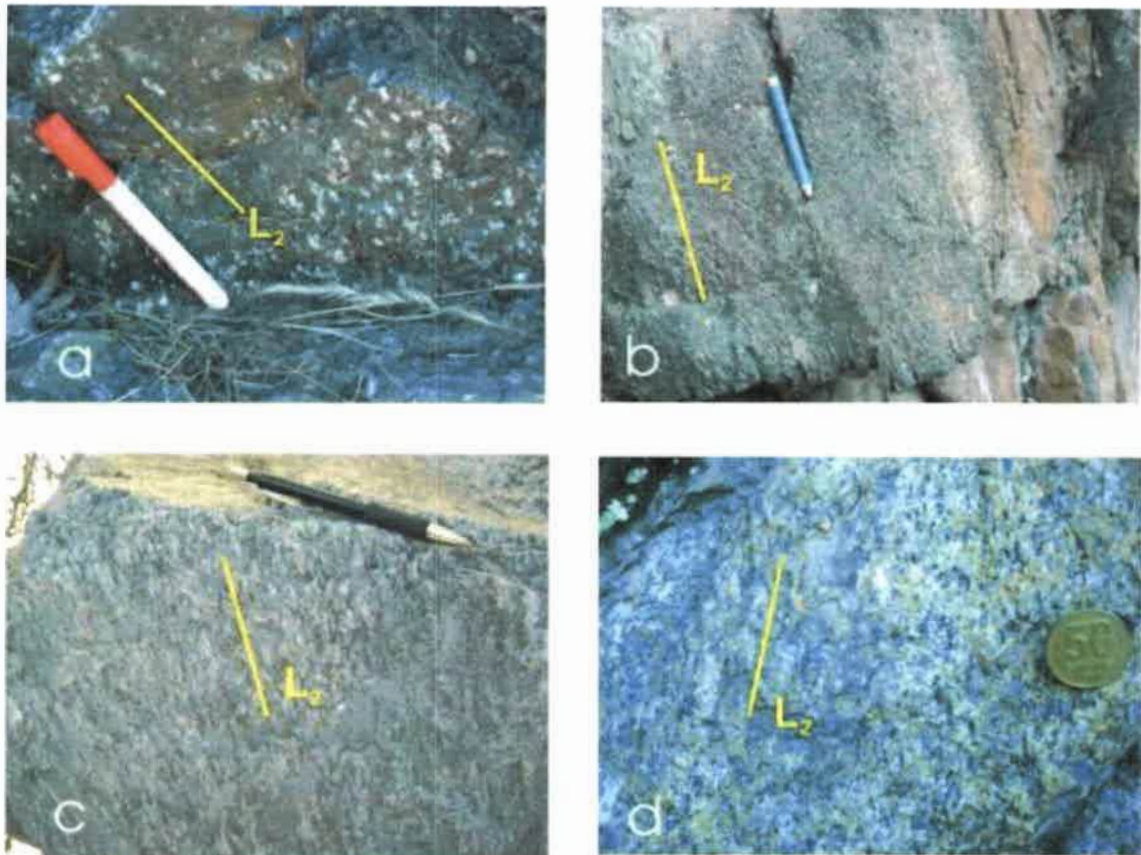


Fig. III-1.4-I: Lineación mineral y/o de estiramiento (L_2)

Figura III-1.4-I: a-b) Fotos de detalle donde se observa la lineación (L_2) en milonitas de protolitos gábricos, manifestada por la orientación paralela de cuarzos-plagioclasa y filosilicatos. Vista en corte al NO y al S respectivamente. c-d) Fotos de detalle evidenciando la lineación (L_2) asociada a cuerpos dioríticos, dada por el estiramiento de plagioclasa y cuarzo. Vista en corte al N y O, respectivamente. Escala: lápiz azul, portaminas y fibra roja 110 mm, moneda 26 mm.

III-1.5- Fallas y lineamientos

En las quebradas de Otarola, Salazar, Corral Grande, La Higuera-Cantarita, arroyo San Juan y en sierra de Chávez se identificaron una serie de estructuras de carácter frágil clasificadas como fallas, y un conjunto de lineamientos de escala regional que se continúan en toda la serranía y segmentan a la misma.

Las fallas se manifiestan desde una escala métrica hasta una escala de decenas de metros (ver Fig. III-1.5-I), se caracterizan como zonas amplias donde se observa un retrabajo frágil de las litologías constituyentes del basamento cristalino, con generación de brechas y microbrechas de falla y zonas con desarrollo de jaboncillo de falla. En muchos casos las zonas de falla presentan rellenos secundarios, esencialmente constituidos por materiales arcillosos y en muchos casos con carbonatos asociados (calcita). En general, muchas de las fallas de escala métrica no muestran claramente indicios del sentido de movimiento que las produjo, aunque en ocasiones se pueden

observar indicadores tales como escalones de falla y estrías, que en general reflejan movimientos de tipo inverso, con desplazamientos de bloques de escala centimétrica (> 5 cm) a métricas (> 1 m) hacia el oeste o noroeste.



Fig. III-1.5-I: Fallas

Figura III-1.5-I: a-b) Fotos de campo donde se destacan fallas de escala centimétrica hasta aquellas superiores a la decena de metros ligadas a rocas miloníticas, gábricas y pegmatoides graníticos. En la figura (b) se observa el claro relleno de la estructura frágil por carbonatos de calcio. Escala: masas 250 mm.

Los lineamientos se presentan en general a escala regional, claramente evidenciados en toda la sierra de Valle Fértil. Los mismos se exhiben conformando mega-estructuras frágiles, que controlan el desarrollo morfológico de la comarca (lomos y quebradas). En conjunto se asocian a tres grandes familias con orientaciones espaciales regionalmente continuas. Dichas familias poseen orientaciones con rumbos preferenciales E-O, NE-SO y NO-SE, siendo estas últimas las más frecuentes y de mayor desarrollo areal.

En base a un análisis conjunto de todas las fallas observadas localmente toda la región de estudio y haciendo una comparación con lo observado a nivel regional, se deduce para la comarca y tentativamente para toda las sierras de Valle Fértil y La Huerta, un desplazamiento de los bloque serranos con movimientos típicamente inverso, donde los segmentos orientales tienden gradualmente a ascender sobre los occidentales. Las manifestaciones de movimiento sobre el rumbo del plano de falla en algunos casos tienen un sentido de movimiento sinistral.

III-1.6- Pliegues

La zona en estudio presenta un desarrollo aislado y local de estructuras de plegamiento, estas se encuentran esencialmente asociadas a rocas migmatíticas (estromatitas plegadas) y a rocas miloníticas.

En las quebradas de Otarola, Salazar y localmente en Sierra de Chávez se diferenciaron en base a un detallado análisis de sus características distintivas, tres grupos de pliegues: el primer y segundo grupo (P_{1al} - P_{1all}) se encuentran asociados a migmatitas estromatíticas generalmente como pliegues intrafoliares de escalas centimétricas; y el tercer grupo (P_2) aparece en milonitas y se distinguen por tener longitudes métricas a decamétricas.

Los pliegues (P_{1al}) se desarrollan en las migmatitas estromatíticas, caracterizándose como un plegamiento de la foliación migmatítica S_1 a escala centimétrica, generado en las bandas leucosomáticas (Fig. III-1.6-I: c, d).

El mismo está representado por pliegues intrafoliares algunos de tipo isoclinales cerrado, apretados y en la mayor parte de los casos abiertos (Fig. III-1.6-I: c, d), cuyas longitudes de onda son frecuentemente superiores a 5 centímetros. Cabe destacar que en algunos ejemplos los pliegues presentan planos axiales ubicados paralelos a la S_1 , generando simetrías de tipo "Z".

También los pliegues (P_{1all}) se desarrollan en las migmatitas, caracterizándose como una segunda fase de plegamiento de la foliación migmatítica S_1 a escala centimétrica, generado pliegues abiertos asimétricos, de longitudes de onda mayores a los 10 centímetros (Fig. III-1.6-I: a, b). En ocasiones los planos axiales son oblicuos a la foliación S_1 . Localmente se desarrollan bandas de cizalla a lo largo de los flancos cortos de los P_{1all} , las cuales son utilizadas como canales de migración de fundidos y son rellanas por fundidos anatéticos.

El grupo de pliegues (P_2) se encuentra mayormente en rocas miloníticas (protomilonita-milonita), aunque ocasionalmente aparecen en migmatitas que muestran una milonitización incipiente sobre su fábrica original o asociados a pegmatoides (Fig. III-1.6-II: a, b, c, d).

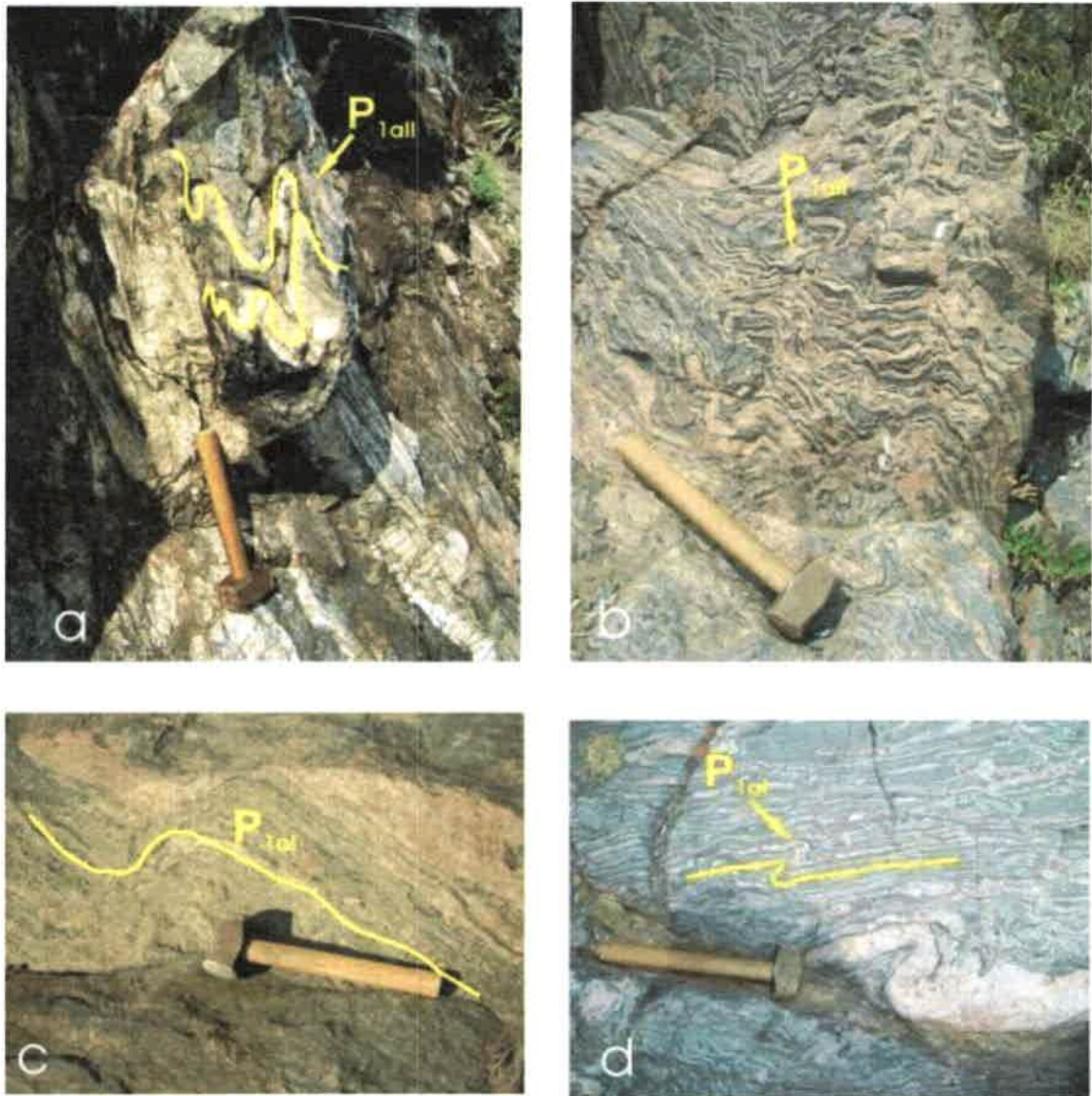


Fig. III-1.6-I: Pliegues

Figura III-1.6-I: a-b) Fotos de campo de detalle de estromatítica donde se observan pliegues intrafoliares correspondientes al grupo P_{1al} . En b se distinguen localmente figuras de interferencia tipo 2 de Ramsay (1977). Vista en corte al NO y en planta respectivamente. c-d) Fotos de detalle de migmatitas estromatítica con desarrollo de pliegues asimétricos abiertos cuyos planos axiales son paralelos a la foliación migmatítica. Corresponden a la primera fase de plegamiento (P_{1al}) a escala centimétrica. Vista en corte al SE y en planta respectivamente. Escala: masas 250 mm.

Este grupo presenta características de un plegamiento a escala métrica y decamétrica, clasificados como: sinformas y antiformas apretados y en numerosos casos abiertos. Normalmente son asimétricos (sección XZ) con vergencia al oeste, con un limbo extendido y de bajo buzamiento hacia el este, y otro limbo corto y de alto buzamiento. Comúnmente presentan longitudes de ondas superiores a 5 metros y sus ejes interceptan al cuadrante sureste (Fig. III-1.6-I: a, b, c, d), aunque hay variaciones recurrentes.

Esporádicamente se han encontrado pliegues de tipo antiformes cerrados, con charnelas agudas y longitud de onda superior a 5 m, los cuales presentan en sus núcleos replegamientos centimétricos, con ejes axiales paralelos a la foliación milonítica S_{2a} y con desarrollo difuso de un clivaje de crenulación de plano axial.

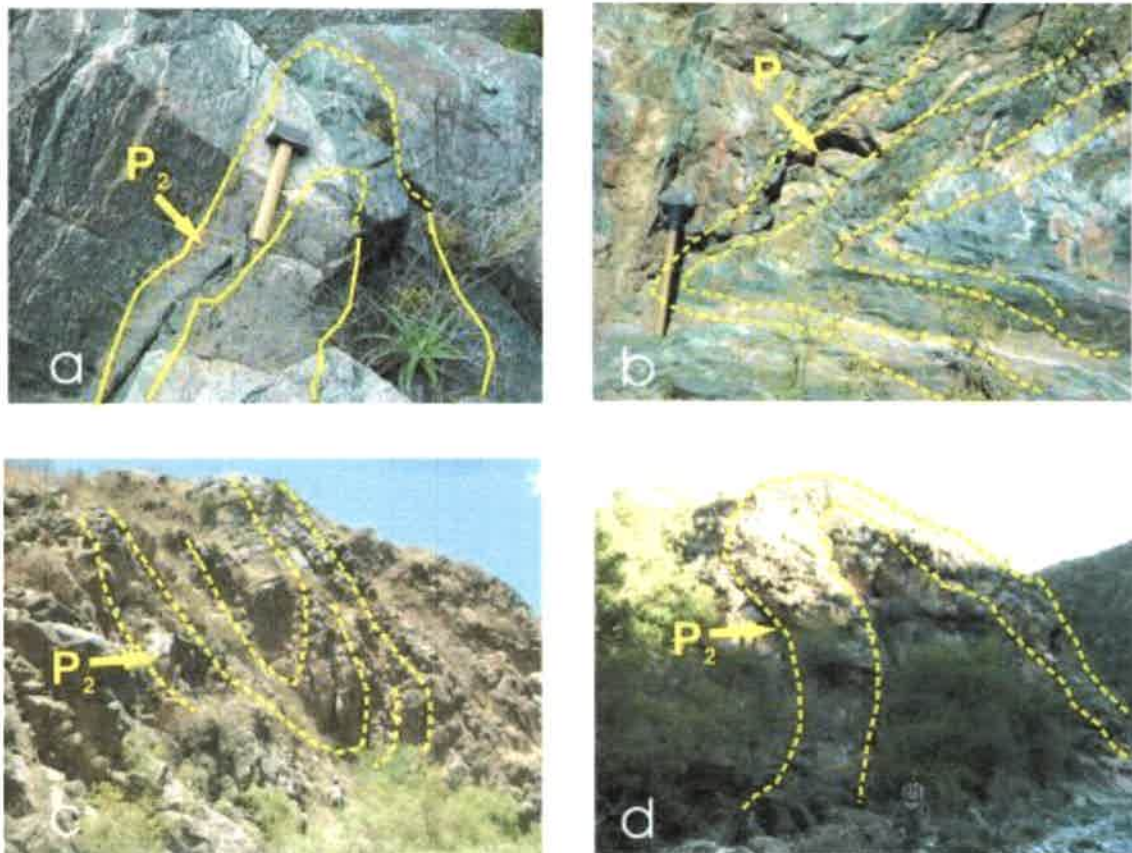


Fig. III-1.6-II: Pliegues

Figura III-1.6-II: a-b-c) Fotos generales de afloramiento de milonitas donde se observan un ejemplo del conjunto de pliegues correspondientes al grupo P_2 . Se destaca la escala métrica y decamétrica de dicho plegamiento y el desarrollo local de núcleos con concentración de fundidos de tipo granítico. Vista en corte al NE, SO y NO respectivamente. d) Fotos generales de afloramiento de pegantita muscovítica asociada a milonitas donde se observa un ejemplo de pliegue correspondiente al grupo P_2 cuya escala y longitud de onda supera la decena de metros. Vista en corte al NO. Escala: masas 250 mm y 750 mm.

III-1.7- Cizallas a escala centimétrica y métrica

Las zonas de cizalla de escala centimétrica y métrica aparecen en toda la comarca, en muchos casos restringidas a pequeños fajas donde se ha concentrado la deformación de carácter dúctil. Aunque, se destaca su marcado desarrollo en la porción

occidental de la Sierra de Valle Fértil, donde son parte de una zona de cizalla de escala regional.

Las zonas cizallas aparecen tanto en fajas con potencias superiores a 2 cm en migmáticas parcialmente deformadas (Fig. III-1.7-I: d), como así también de 20 a 50 m de potencia de rocas miloníticas típicas (Fig. III-1.7-I: a, b, c). Todas las fajas de cizalla se caracterizan por presentar una morfología anastomosada, con folias que se alabean asiduamente, ocasionado variaciones en los rumbos y buzamientos de las mismas, y transposiciones que muestran la segmentación y desplazamiento de las estructuras previas.

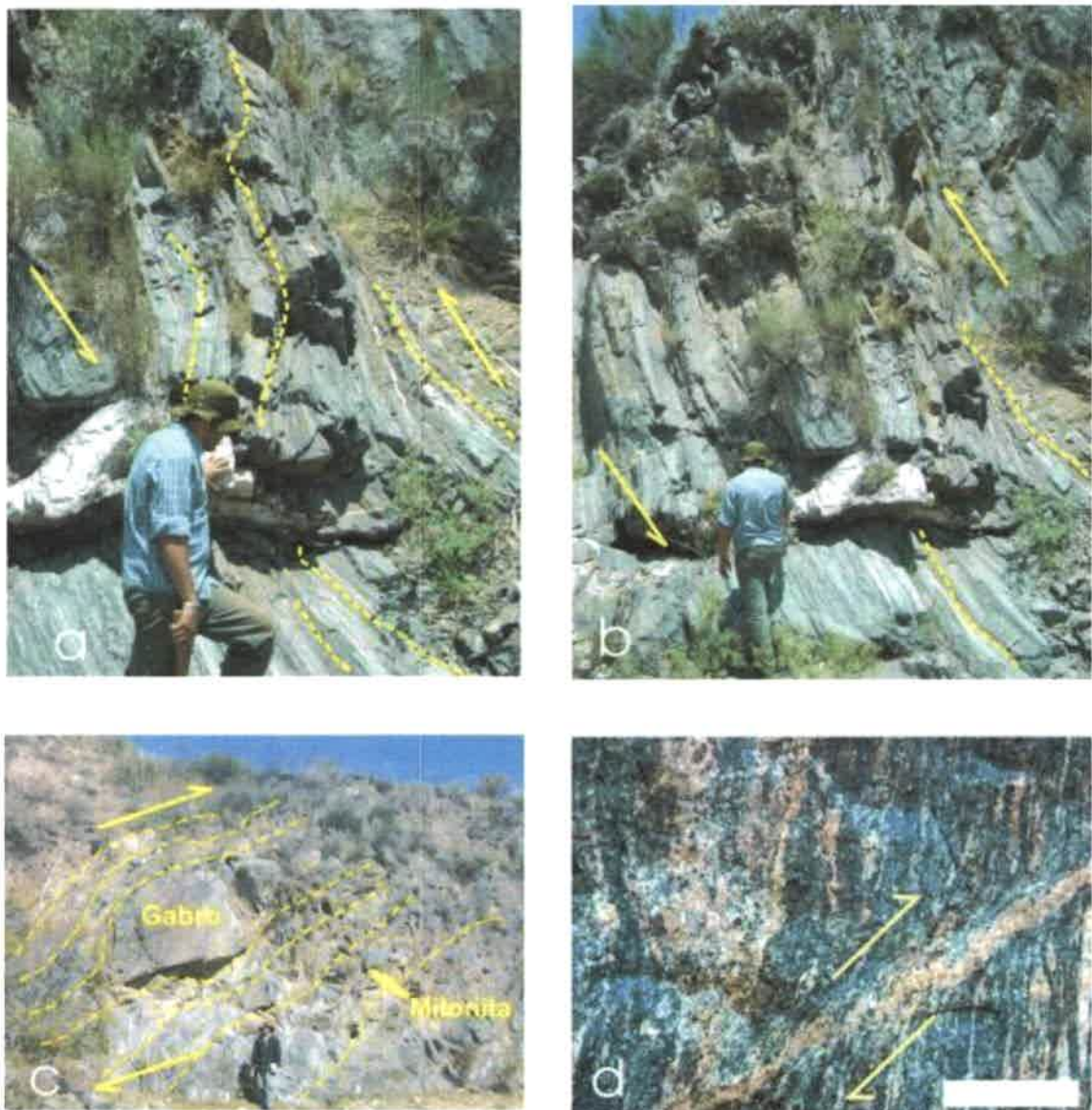


Fig. III-1.7-I: Cizallas a escala centimétrica y métrica

Figura III-1.7-I: a-b) Foto de campo de una faja milonítica desarrollada en dioritas donde se observa el alaveo y anastomosado de la foliación milonítica, que se repite tanto a escala de afloramiento como a escala de muestra de mano. Se indica el movimiento inverso de la estructura. Vista en corte al SO. c) Foto de afloramiento, donde se observa una zona de cizalla de escala decamétrica destacándose un bloque (clasto) de gabro inmerso en una matriz de rocas miloníticas. Se indica el anastomosado de la foliación milonítica y el sentido del movimiento de la cizalla. d) Foto de detalle de migmatita con desarrollo de una cizalla a escala de centímetros destacándose el movimiento indicado por flechas. Escala: personas 175 y 180 cm, barra 50 mm.

Cabe destacar que en ocasiones, dichas estructuras se asocian a plegamientos de escala métrica y a microestructuras deformacionales (lineaciones, indicadores cinemáticos y micropliegues), que indican una cinemática general de las cizallas regionales de carácter inverso con vergencia al oeste y componentes de rumbos dextrales localizados.

Microestructuras

III-1.8- Indicadores cinemáticos (Porfiroclastos y Estructuras S-C)

En general estas microestructuras están relacionadas a elementos estructurales mesoscópicos generados durante evento de deformación dinámico (D_2). En lo que respecta a los porfiroclastos (ver Fig. III-1.8-I), están caracterizados como fragmentos precinemáticos de bandas leucocráticas de las migmatitas estromatíticas, las cuales han sufrido una fragmentación, estiramiento y aplastamiento.

Están representados por cristales mono y policristalinos de Qtz-Pl-Kfs-Crd-Grt, visibles en las rocas miloníticas derivadas de protolitos migmáticos (Fig. III-1.8-I: a, b, e). Por otra parte, también se asocian a minerales como plagioclasas, anfíbol, piroxeno y en menor medida cuarzo policristalino, quienes han actuado como elementos con un comportamiento reológico de carácter rígido durante la milonitización, y generan también porfiroclasto derivados de la transformación de rocas tanto dioríticas como gábricas (Fig. III-1.8-I: c, d, f).

Los porfiroclastos son estructuras muy importantes por su utilización como indicadores cinemáticos asociados a las lineaciones minerales y/o de estiramiento mineral. Se observan tanto a escala de afloramiento como en secciones delgadas, asociados a las litologías presentes en las fajas de cizallas (protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas). Dichos elementos, presentan tamaños que varían entre 0,5 a 4 cm de longitud, y características geométricas de tipo sigma (σ), deltas (δ) y subordinadamente tita (θ). A su vez, están asociados a microfábricas intercrystalina de deformación dúctil, tales como sombras de presión. Estas microfábricas se presentan en

los extremos de los porfiroclastos quedando como zonas protegidas de la deformación durante el flujo milonítico, o en algunos casos siendo zonas de intercrecimiento de microcristales de cuarzo rodeados por finas láminas de filosilicatos y fibras de sillimanitas.

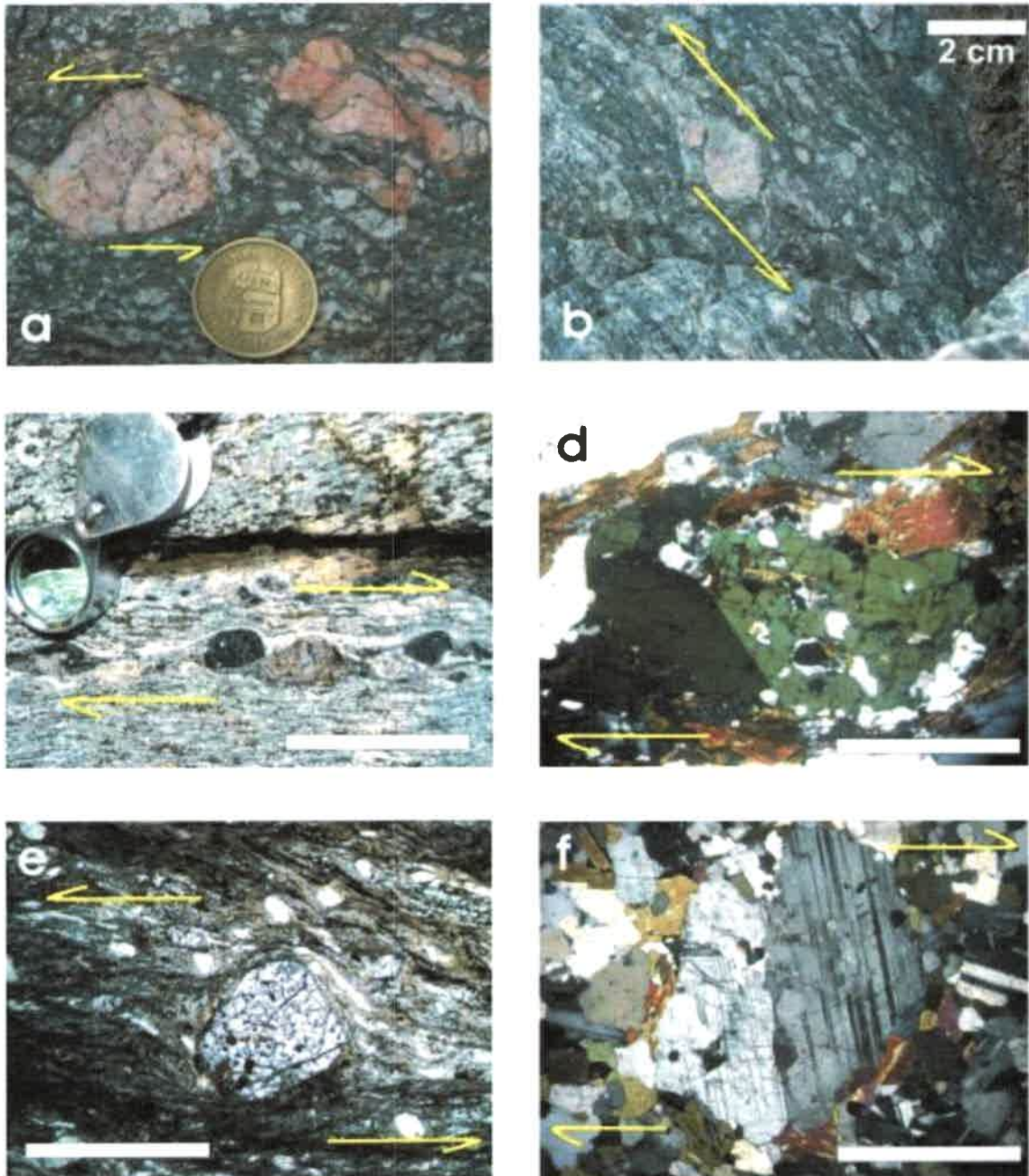


Fig. III-1.8-I: Porfiroclastos

Figura III-1.8-I: a-b) Foto de detalle en afloramiento donde se observan indicadores cinemáticos de morfología delta y algunos menores tipo sigma de feldespato rodeados por una matriz milonítica de grano fino a medio. c) Foto de detalle en afloramiento mostrando indicadores cinemáticos de morfología sigma compuesto de anfíbol y opacos rodeados por una matriz de grano fino a medio desarrollada en milonita de diorita. d-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados de porfiroclastos de anfíbol y plagioclasa desarrollado en una protomilonita de protolito máfico. e) Fotomicrografía a nicoles paralelos de un porfiroclasto de granate con forma delta rodeado por una matriz de grano fino conformada por la asociación Bt+Pl+Qtz. Las flechas asimétricas indican el sentido del movimiento inferido. Escala: lupa 30 mm, moneda 26 mm, barra blanca es 1 mm.

Por su parte, las estructuras S-C se encuentran presentes tanto a escala de afloramiento como en láminas delgadas. En el primero de los casos asociada allí a rocas miloníticas y a migmatitas estromatíticas fuertemente deformadas o con un retrabajo parcial de la fábrica original, en las cuales son visibles el desarrollo de folias de retrabajo por cizalla (C) sobreimpuesta y seccionando a las folias de la fábrica original (S). En el segundo de los casos, en secciones delgadas a escala microscópica, queda representada por láminas finas de biotita y algunos cristales de sillimanita que conforman la estructura de cizalla (C) y por folias finas de biotita ligadas a la fábrica original (S; ver Fig. III-1.8-1.1-II: a, c).

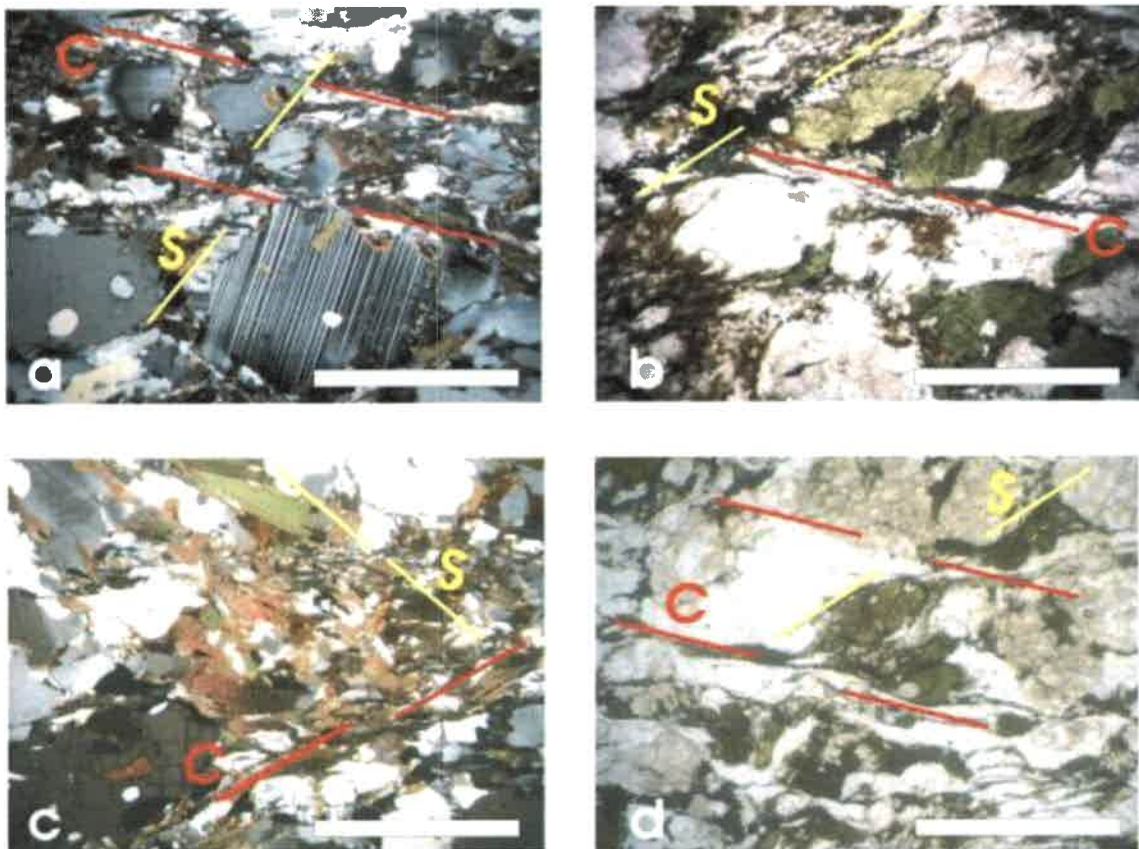


Fig. III-1.8-II: Estructuras S-C

Figura III-1.8-II: a-c) Fotomicrografía a nicoles cruzados de milonita de protolito metasedimentario donde se muestran estructuras de tipo S-C. b-d) Fotomicrografía a paralelos de milonita derivadas de gabros donde se aprecian estructuras S-C en protolitos ígneos. Escala: barra 1mm.

Esto último es descripto en rocas miloníticas derivadas netamente del retrabajo por cizalla simple de las migmatitas presentes en la comarca. Por último, queda también representada por finas folias de cuarzo, plagioclasa y biotita (C) y por folias de anfíbol-biotita (S) en miloníticas derivadas exclusivamente de rocas máficas (Fig. III-1.8-II: b, d).

III-1.9- Maclado mecánico y microplegamientos *kink*

En muchas de las rocas gábricas y dioríticas, y en algunos casos en las metamorfitas interdigitadas con las anteriores, se han reconocido microestructuras de tipo intracristalinas e intercristalinas, las cuales fueron discriminadas como maclados mecánicos o secundarios y microplegamientos *kink* (Fig. III-1.9-I: a, b, c, d).

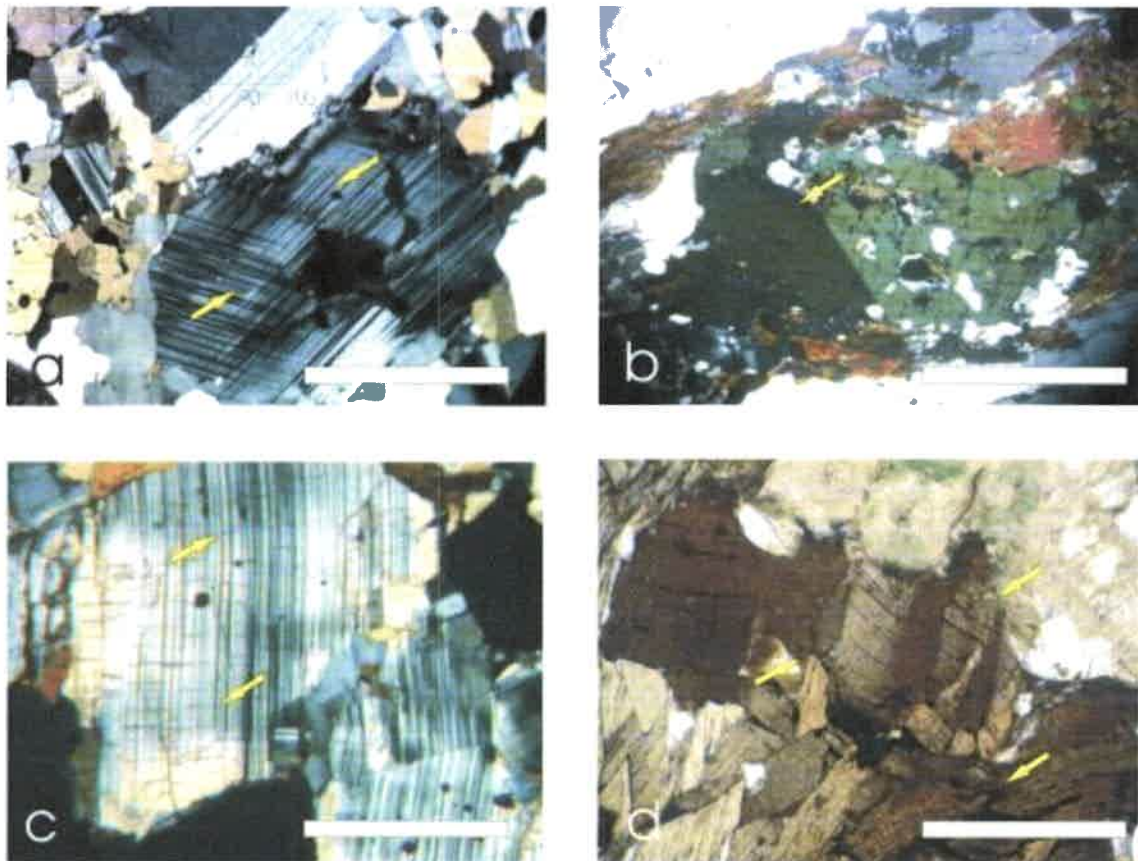


Fig. III-1.9-I: Maclado mecánico y microplegamiento *kink*

Figura III-1.9-I: a-c) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de plagioclasa, mostrando un maclado polisintético secundario oblicuo al original y el flexurado del mismo. b) Fotomicrografía a nicoles cruzados de cristales de anfíbol, mostrando un maclado *carlsbad* secundario y el estiramiento del cristal. d) Fotomicrografía a nicoles paralelos biotita, mostrando un plegamiento de tipo *kink*. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra blanca es 1 mm.

Las primeras mencionadas corresponden a maclas polisintéticas secundarias observadas esencialmente en las plagioclasas, las cuales se disponen de dos maneras dominantes. Por un lado como maclas primarias que sufren acuñaientos en sus extremos tanto al centro como al borde de los cristales, o con flexurado longitudinal concibiendo una disposición con curvaturas y acodamientos de las mismas (Fig. III-1.9-II: a-d-f).

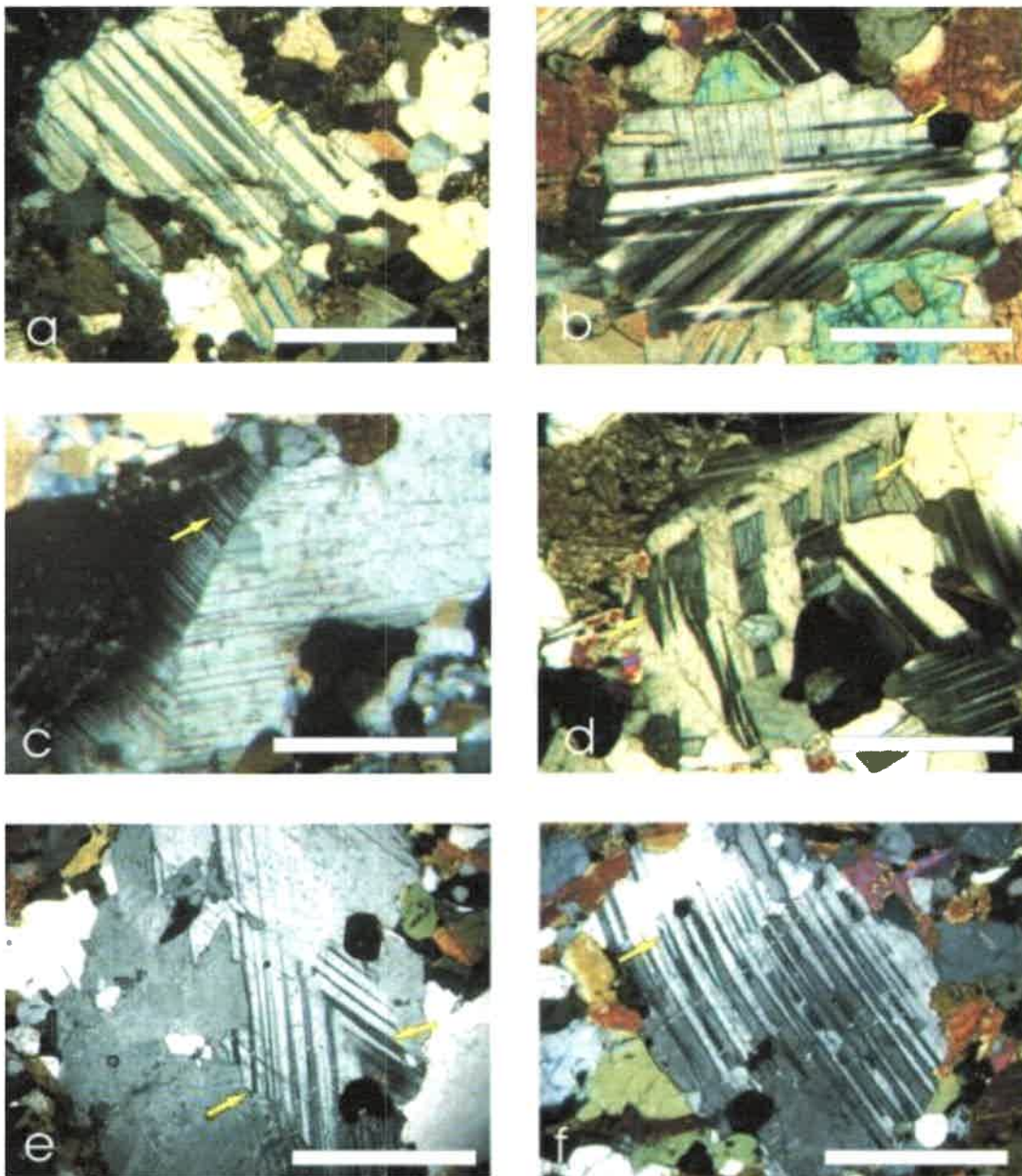


Fig. III-1.9-II: Maclado mecánico y microplegamiento *kink*

Figura III-1.9-II: a-d-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de plagioclasa, mostrando un maclado polisintético flexurado y acufado tanto al centro como al borde del cristal. b-c-e) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de plagioclasa, mostrando un maclado polisintético secundario oblicuo al original con flexurado del mismo. Además se destaca un maclado *carlsbad* secundario. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra blanca es 1 mm.

En lo que respecta a los microplegamientos *kink*, estos no son comunes en gabros y dioritas deformadas, pero fueron identificados con claridad en las rocas metasedimentarias, donde es muy frecuente encontrar deformación intracristalina de la fase biotítica, ligadas al desarrollo de plegamientos milimétrico (ver Fig. III-1.9-I: d).

III-1.10- Sombras de presión

Este tipo de microestructura aparece en general en rocas gábricas, dioríticas y migmáticas, con desarrollo total o parcial de procesos de milonitización en facies de anfibolita alta. Las denominadas sombras de presión están asociadas al desarrollo local de colas con geometría asimétricas en porfiroclastos de hornblenda, ortopiroxeno, plagioclasa, feldespato alcalino, granate, cordierita y cuarzo policristalino (Fig. III-1.10-I: a, b, c).

En éstas se evidencian procesos de disolución por presión, con migración de las fases minerales que se disuelven en los puntos de mayor presión (σ_1) y posterior precipitación en dichas zonas protegidas. En los ejemplos analizados comúnmente, dichas sombras se componen de microcristales anhedros y goticulares de cuarzo y pequeños cristales de plagioclasa, destacando localmente la presencia de finas cintas de biotita asociadas a los minerales anteriormente mencionados.



Fig. III-1.10-I: Sombras de presión

Figura III-1.10-I: a) Fotomicrografía a nicoles cruzados de porfiroclasto δ de granate, con desarrollo de colas asimétricas perfectas, y en las sombras de presión aparecen microcristales de cuarzo gótico. b-c-d-e) Fotomicrografías a nicoles cruzados de porfiroclastos de plagioclasa donde sus sombras de presión están rellenas de microcristales de cuarzo gótico, plagioclasa y finas biotitas. Se destaca el maclado mecánico acunado y oblicuo de los cristales. f) Fotomicrografía a nicoles cruzados de porfiroclasto de anfíbol con desarrollo de sombras de presión asimétricas rellenas de cuarzo y finas biotitas. Las flechas indican la microestructura descrita. Escala: barra blanca es 1 mm.

III-1.11- Extinción ondulante y dislocaciones del maclado

Asociadas a gabros, dioritas y en mayor medida a migmatitas y granitos anatócticos, todos localmente afectados por procesos de deformación ligados bajo condiciones de facies de anfíbolita alta, se diferenciaron dos tipos de microestructuras: extinción ondulante y dislocación del maclado (Fig. III-1.11-I: a, c, e, f).

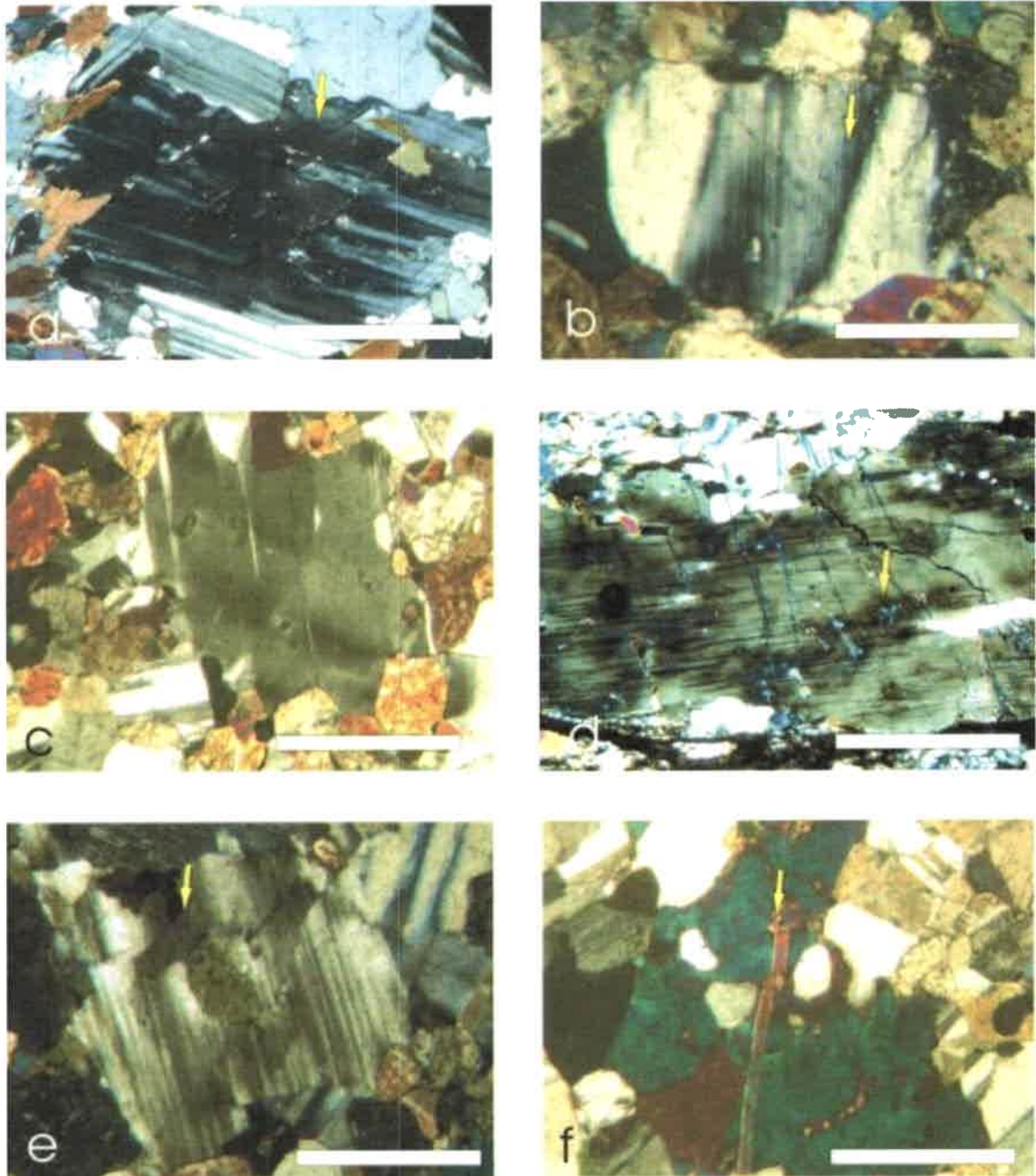


Fig. III-1.11-I: Extinción ondulante y dislocaciones del maclado

Figura III-1.11-I: a-b-c-d-e) Fotomicrografía a nicols cruzados de plagioclasa donde se muestra el desarrollo localizado de los parches de extinción ondular. f) Fotomicrografía a nicols cruzados de cristal de anfíbol, con desarrollo de un maclado que se presenta truncado o dislocado. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra blanca es 1 mm.

En el primer caso, se hace referencia a la variación espacial en la extinción que presentan las superficies de los cristales de plagioclasa, cuarzo y localmente hornblenda, la cual es recurrente en muchos ejemplos de la comarca (Fig. III-1.11-I: b, d). En muchos casos las caras cristalinas desarrollan una extinción en parches, que recurrentemente van variando de iluminados a oscuros, todos al modificar con el giro de la platina la posición de los cristales. Esto muestra una variación en la posición de máxima iluminación de la superficie de cada espécimen analizado. El segundo caso, comprende la variación en la disposición espacial y el truncado del maclado que desarrollan algunos especímenes de hornblenda en rocas gábricas (Fig. III-1.11-I: f). Esta fábrica no es recurrente, sino que por el contrario solo es reconocida muy localmente en la zona.

III-1.12- Mirmequitas en porfiroclastos

En las rocas migmáticas de la comarca afectadas por procesos de deformación en facies de anfibolita alta, se reconocieron una serie de microestructuras agrupadas como intercrecimientos mirmequíticos asimétricos (Fig. III-1.12-I: a-b-c).

Estas microestructuras se desarrollan esencialmente en los bordes de algunos porfiroclastos de feldespato alcalino, dada la interacción con la fase plagioclasa durante la deformación. En esta mutua interacción se genera la presencia de una nueva fase mineral, en este caso representada por cuarzo, que se disponen a modo de gotículas asimétricas con bordes netos (Fig. III-1.12-I: a-b-c). Dichas gotículas generalmente se disponen elongadas en una dirección preferencial, la cual es paralela a la dirección del máximo esfuerzo actuante durante el proceso de deformación, estando en muchos de los casos analizados dispuestas oblicuas al borde del cristal que la contiene. Cabe destacar, que su presencia es puntual, pero siempre ligada a las migmatitas con alta tasa de deformación.

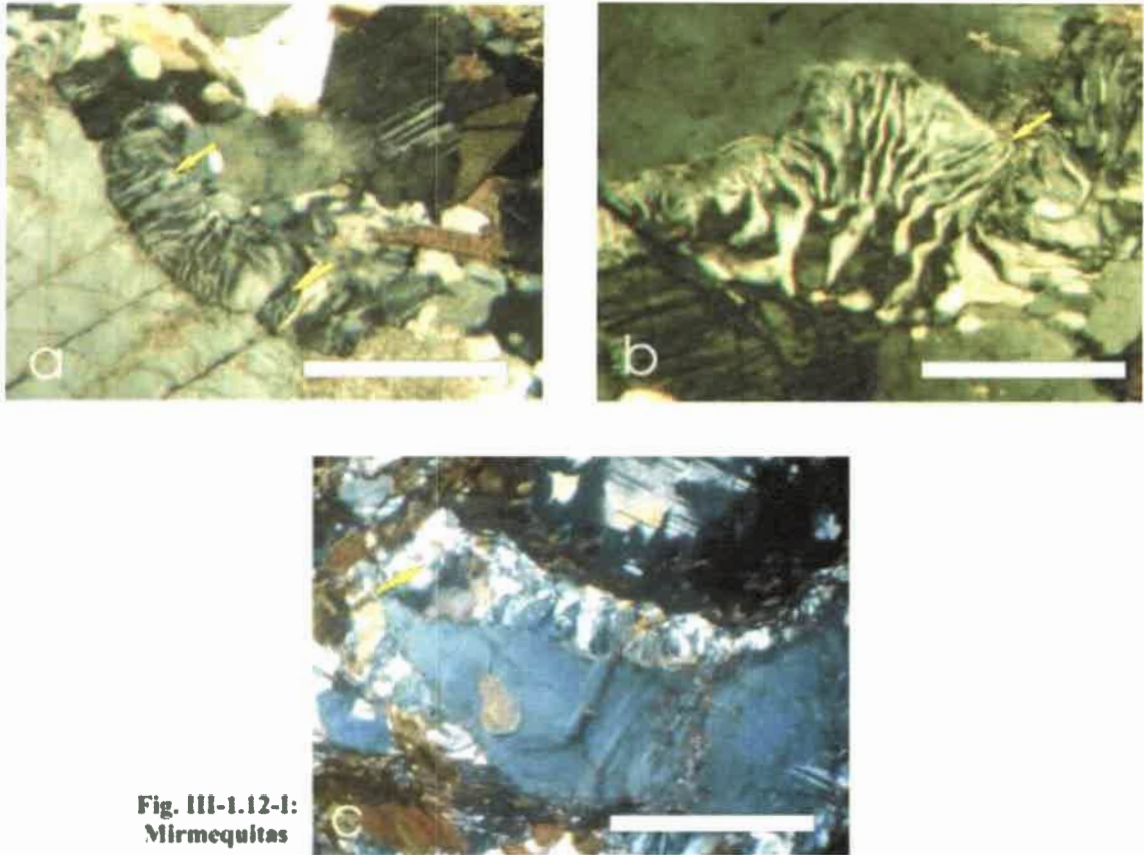


Figura III-1.12-I: a-b-c) Fotomicrografías a nicoles cruzados de la zona de interacción entre porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa, donde se muestra el desarrollo de mirmequitas asimétricas y geometría lenticular, creciendo en dirección al centro de una de las fases minerales mencionadas. La dirección de la máxima elongación de estas microestructuras indica la orientación del máximo esfuerzo actuante. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra 1 mm.

III-1.13- Bordes lobulados y curvos

En las rocas máficas que dominan el ámbito occidental y central de la comarca, se han identificado y discriminado microestructuras intercristalinas íntimamente ligada a procesos de deformación vinculados a condiciones de facies de granulita, caracterizadas como bordes lobulados y/o curvos (Fig. III-1.13-I: a, b, c, d).

Estas microestructuras se evidencian por la variación generalizada en la morfología de los bordes, que proceden de contacto con una o más fase minerales. Dichos bordes toman geometrías curvas en el contacto entre fases, dando lugar a límites netos pero de tipo engolfados (Fig. III-1.13-I: a, b, c, d). Es de destacar, que en la mayor parte de los casos se han reconocido estas estructuras ligadas al contacto entre las fases de plagioclasa-anfíbol, anfíbol-magnetita, anfíbol-cuarzo y en ocasiones anfíbol-anfíbol, siendo la primera relación mencionada la más recurrente a nivel regional.

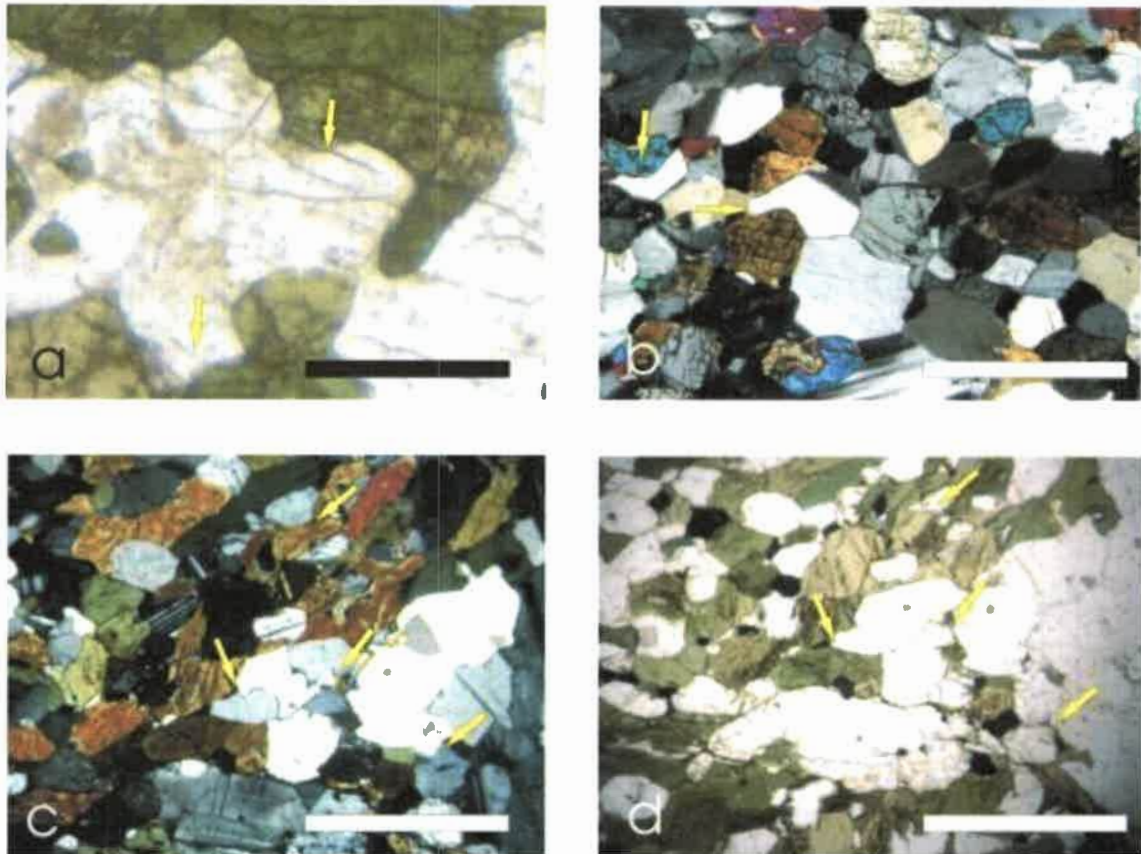


Fig. III-1.13-I: Bordes lobulados y curvos

Figura III-1.13-I: a-b-c-d) Fotomicrografías de detalle y generales de los límites entre las fases anfíbol-plagioclasa, anfíbol-anfíbol, plagioclasa-plagioclasa y cuarzo-plagioclasa. Los mismos se desarrollan con geometrías curvas, engolfadas y netas hacia el centro de una de las fases. a-d) Nicoles paralelos. b-c) Nicoles cruzados. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra 1 mm.

III-1.14- Bandas de deformación y extinción en damero

En las secciones delgadas realizadas en especímenes de dioritas cuarzosas y en especial en migmatitas, todas deformadas en facies de granulita, se observa la aparición de dos variedades de microestructuras intracristalinas definidas como: bandas o lamelas de deformación y patrón de extinción en damero o tablero de ajedrez (Fig. III-1.14-I: a, b, c, d, e). En lo que respecta a las bandas de deformación o lamelas de deformación, estas se presentan especialmente asociadas a cristales de plagioclasa y cuarzo, en los cuales son discriminadas zonas con extinción homogénea o normal, que gradan rápidamente y de manera adyacente a zonas con una orientación y extinción ligeramente disímil. Dichas zonas poseen una morfología elongada paralela al eje c del cristal, y normalmente desarrollan bordes netos que tienden a curvarse a lo largo de la banda o lamela (Fig. III-1.14-I: f, g, h).

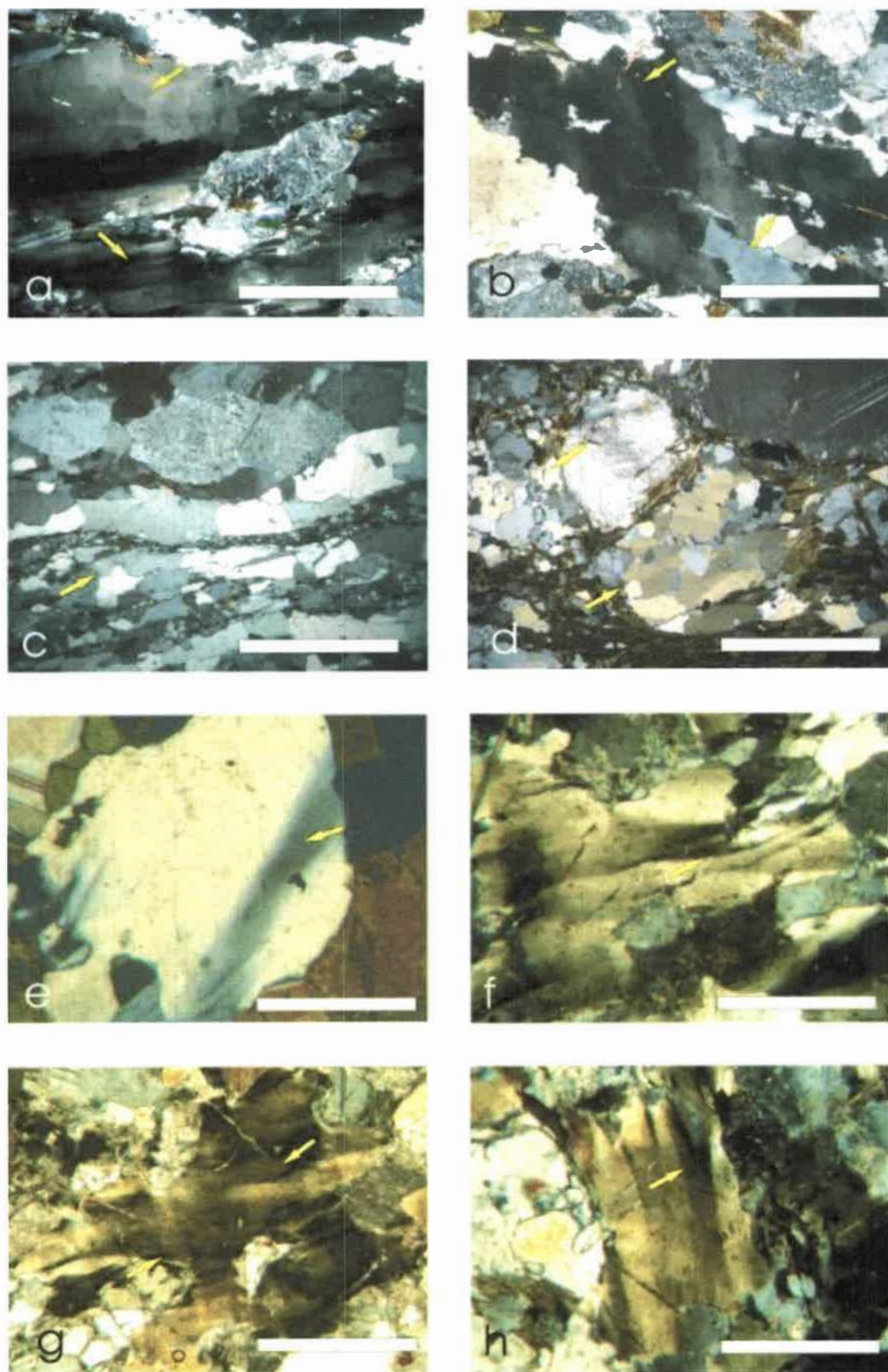


Fig. III-1.14-I: Bandas de deformación y extinción en damero

Figura III-1.14-I: a-b-c-d) Fotomicrografías de detalle y generales a nicoles cruzados de cristales de cuarzo, donde se muestran una variada gama de bandas con desarrollo dominante de un patrón de extinción en damero perfecta. También se muestra en (d) un porfiroclasto de cuarzo con un patrón en damero que localmente pasa a generación de subgranos (cuarzo policristalino). de los límites entre las fases anfíbol-plagioclasa, anfíbol-anfíbol, plagioclasa-plagioclasa y cuarzo-plagioclasa. e-f-g-h) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de plagioclasa y cuarzo, desarrollando bandas o lamelas de deformación perfectas. En muchos de los casos se destaca su patrón curvo y geometría elongada. Se señala las microestructuras con flechas. Escala: barra 1 mm.

Esta microestructura es muy visible, en especial en los cuarzos, donde se discrimina normalmente en cada banda de deformación, una culminación en los extremos cristalinos a modo cuña o borde dentado.

Por otra parte, la segunda microestructura mencionada, se presenta esencialmente en cristales de cuarzo ligados a migmatitas y localmente a dioritas cuarzosas. La misma se desarrolla mediante la generación de núcleos aleatorios de extinción, con bordes netos y morfologías subangulares, que describen un patrón similar a un tablero de ajedrez, con zonas de extinción oscuras y claras, consideradas como producto en un estadio inicial de la formación de subgranos a altas temperaturas (Fig. III-1.14-I: d). Cabe destacar, que ocasionalmente son reconocidas las transiciones y desarrollos de bordes de subgranos, dado el carácter abruptos de sus límites con un bajo relieve óptico.

III-1.15- Recristalización dinámica

En muchos gabros, gabronoritas, dioritas y en menor medida migmatitas, fueron reconocidas y clasificadas algunas microestructuras intercristalinas relacionadas a proceso de recristalización dinámica en facies de granulita. Estas microestructuras se desarrollan esencialmente en plagioclasa, anfíbol, cuarzo, feldespato alcalino y localmente cordierita (Fig. III-1.15-I: a, d, f). Las mismas se distinguen por el desarrollo de nuevas fases minerales nucleadas en los límites de los cristales primarios, y representadas por cristales incompletos de tamaños muy pequeños, de bordes irregulares y extinción normal generalizada.

Este proceso ha sido reconocido entre las interfases plagioclasa-plagioclasa, cuarzo-cuarzo, cuarzo-plagioclasa, feldespato alcalino-cuarzo, anfíbol-anfíbol y cordierita-cordierita (Fig. III-1.15-I: b, c, e, f). Por otra parte, se destacan puntualmente ejemplos ligado a cuarzo, anfíbol y cordierita, en donde en los límites del mineral primario con una alta tasa de deformación, se nuclean y crecen en su totalidad nuevos

cristales independientes, de formas subhedrales, tamaño medio y extinción normal (Fig. III-1.15-II: d, e, f).

Del mismo modo, vinculado a la interfase de plagioclasa-plagioclasa es común distinguir algunos ejemplos de cristales pequeños, subhedros a anhedros, que indican procesos de deformación por cizalla simple (ver Fig. III-1.15-II: a, b, c).

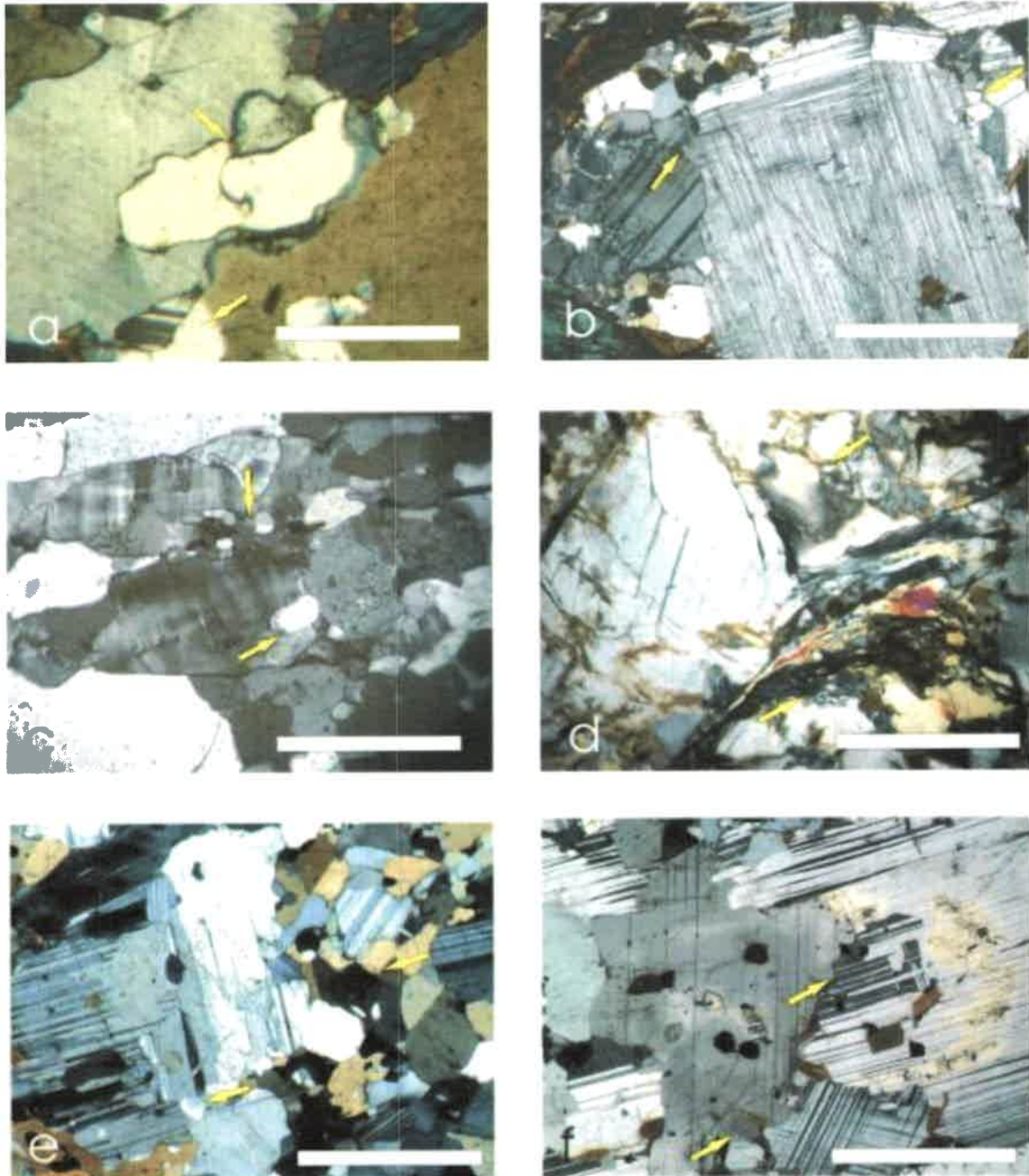


Fig. III-1.15-I: Recristalización dinámica

Figura III-1.15-I: a-b-e-f) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de plagioclasa, donde se muestra el desarrollo de pequeños cristales en los límites de los grandes cristales primarios, asociado a recristalización por GBMR. Se denota la geometría anhedral y el crecimiento de la fase nueva hacia el cristal de mayor deformación con local desarrollo de la misma ligada a *bulging*. Se señalan las microestructuras con flechas. c-d) Fotomicrografías a nicoles cruzados de cristales de feldespato alcalino y cordierita en donde se destaca el desarrollo de nuevas fase por recristalización dinámica asociada a la conjunción de procesos de GBMR y SRR. Se evidencia el crecimiento de los nuevos cristales en los límites donde la tasa de deformación es alta. Se señalan las microestructuras con flechas. Escala: barra 1 mm.

Del mismo modo, vinculado a la interfase de plagioclasa-plagioclasa es común distinguir algunos ejemplos de cristales pequeños, subhedros a anhedral, que indican procesos de deformación por cizalla simple (ver Fig. III-1.15-II: a, b, c).



Fig. III-1.15-II: Recristalización dinámica

Figura III-1.15-II: a-b-d) Fotomicrografías de cristales de anfíbol donde se muestra el desarrollo de pequeños cristales en los límites de los cristales primarios generados por recristalización. c-e-f) Fotomicrografías a nicols cruzados de grandes cristales de anfíbol en donde se destaca el desarrollo de nuevas fase en los extremos de estos por recristalización dinámica. Las flechas señalan las microestructuras descritas. Escala: barra blanca es 1 mm.

Por último, cabe mencionar que en ocasiones algunas secciones delgadas estudiadas muestran el desarrollo local de fábricas pseudopoligonales, relacionadas al avance de la recristalización dinámica.

En dichas muestras se puede reconocer claramente un patrón textural homogéneo, en donde las fases minerales presentan una reducción del área de los bordes de límites de granos. Esto último genera bordes rectos, contactos triples con ángulos interfaciales próximos a los 120° y el crecimiento de las fases minerales a un tamaño de grano que en algunos casos es similar o algo menor al original. Esta microestructura es observable particularmente en minerales como anfíbol, cuarzo y plagioclasa esencialmente (Fig. III-1.15-III: a, b, c, d, e, f, g, h).

Figura III-1.15-III: a-b-e-g-h) Fotomicrografías de detalle y generales a nicols cruzados de cristales de plagioclasa y cuarzo donde se destaca el desarrollo de una fábrica pseudopoligonal marcada. También se muestra contacto neto de las fases minerales con geometrías de uniones en puntos triples generados por recristalización. c-d-f) Fotomicrografías de detalle a nicols cruzados de cristales de anfíbol y piroxeno, desarrollando claros patrones de recristalización dinámica con uniones suturales de puntos triple mostrando una fábrica de recristalización pseudopoligonal. Escala: barra blanca es 1 mm.

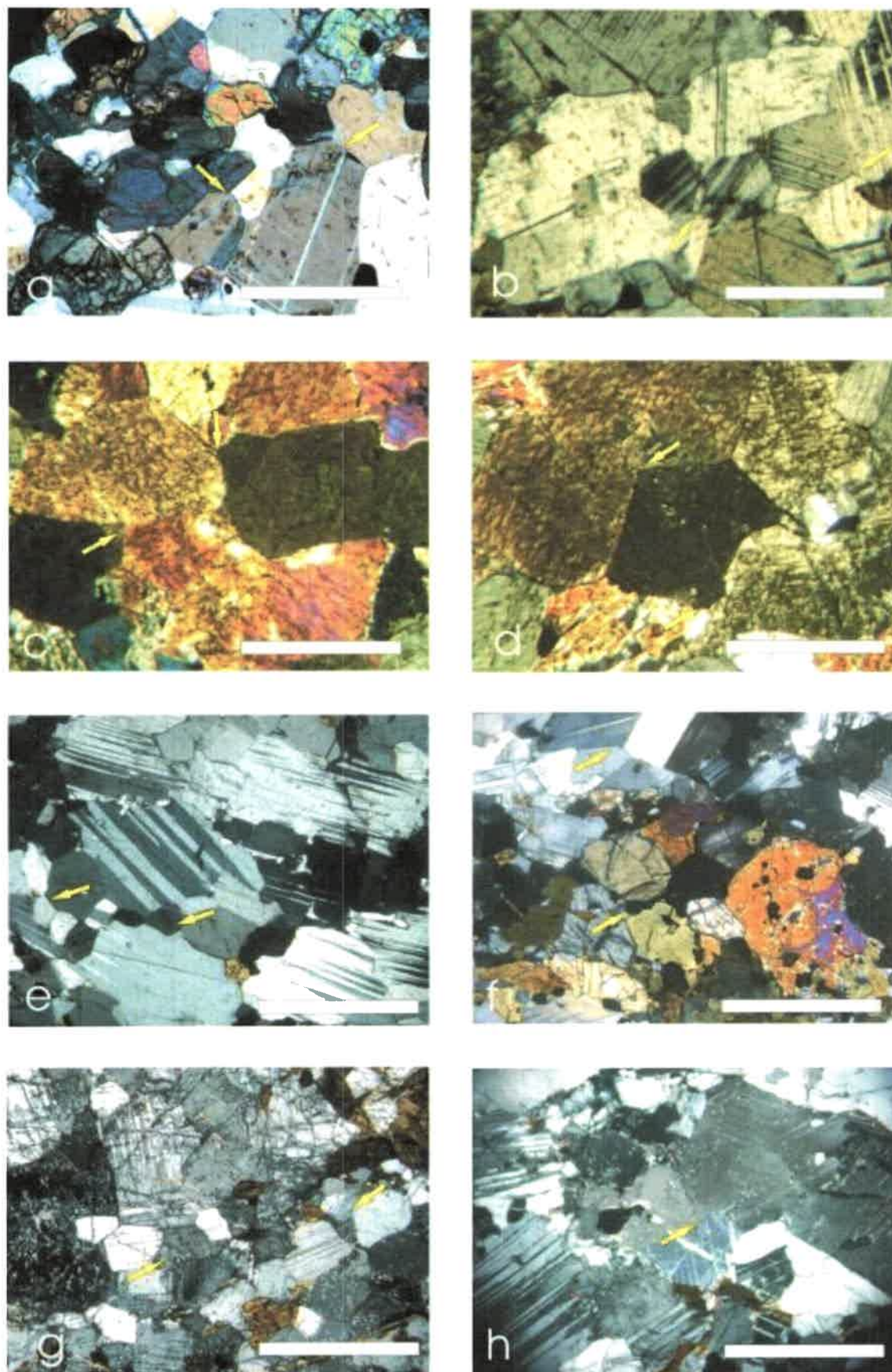


Fig. III-1.15-III: Recristalización dinámica

CAPÍTULO 2

INTERPRETACIÓN DE LOS RASGOS ESTRUCTURALES

III: Capítulo 2

Interpretación de los Rasgos Estructurales

III-2.1.1- Estructuras del basamento ígneo-metamórfico

En este capítulo se analizará el origen de los rasgos estructurales descritos en el capítulo anterior, y se vinculará su desarrollo a los diferentes eventos magmáticos (I), metamórficos (M) y de deformación (D) que están registrados en el área de estudio. Asimismo, mediante un análisis conjunto de las estructuras y las relaciones petrológicas de campo, se establece para la zona tres estadios o fases de deformación, acaecidas todas bajo un campo de esfuerzo compresivo y denominadas en relación de temporalidad con el magmatismo y la migmatización como: D₁ (fase de deformación sin-magmática/migmática) y D₂-D₃ (fases de deformación post-magmática/migmática).

III-2.1.2- Estructuras magmáticas

III-2.1.2- 1) Encapado magmático (S_{0a}) y foliación magmática (S_{0b})

La primera estructura definida claramente e íntimamente vinculada al magmatismo (I₁) desarrollado en la zona, es el denominado encapado (*layering*) magmático (S_{0a}). La misma fue originada como resultado de un mecanismo de separación de cristales por acción gravitatoria (*crystal setting*) en un sistema ígneo puro, normalmente ligado a los sectores basales de cámaras magmáticas (Cox *et al.* 1979, Winter 2001), por lo cual se la considera una estructura primaria de naturaleza ígnea. Los escapados en bancos o escapados modales rítmicos, discriminados esencialmente en los cuerpos máficos-ultramáficos descritos en la zona central y sur de la comarca (ver Anexo I: Mapas), y evidenciados por la intercalaciones de capas ricas en plagioclasa (anortita - bytownita) y otras con predominancia de minerales máficos (olivino-piroxeno-anfíbol), reflejan la presencia de cámaras magmáticas de variadas dimensiones, actualmente expuestas y emplazadas tectónicamente por las fases D₂-D₃, como parte del complejo máfico Valle Fértil. En conjunción con lo anterior, los rasgos texturales de tipo cumular-ortocumular descritos para dichos cuerpos (cúmulos con primocristales de olivino e intercúmulos de clinopiroxeno y espinelo; cúmulos con primocristales de plagioclasa e intercúmulos de clinopiroxeno y anfíbol) permiten inferir la secuencia de cristalización para dichas rocas y el desarrollo conjunto de la

estructura (S_{0a}). En base a esto, se deduce que las primeras fases en cristalizar son el olivino y la plagioclasa. El olivino ($\sim 3,58 \text{ grs/cm}^3$) presenta una clara diferencia de densidad con plagioclasa ($\sim 2,68 \text{ grs/cm}^3$), lo cual induce a que el primero descienda hacia la base de la cámara magmática mientras que la plagioclasa queda flotando en el líquido máfico que posee una densidad mayor que plagioclasa (Cox *et al.* 1979). Esto se desarrolla sincrónicamente con la cristalización de estas fases, desplegando un arreglo de las mismas en una típica textura cumular, con olivino o plagioclasa como cúmulos y un líquido intercumular (Cpx-Hbl). Las fases cumulares (olivino y plagioclasa) se encuentran en estado sólido dentro de un fundido con el que reaccionan para formar ortopiroxenos, anfíboles y pleonasto. Como resultado de estos procesos se genera la textura cumular, la cual es un producto magmático y acompañan a la formación del encapado modal (ver Baliani *et al.* 2012; Fig. III-2.1.2-1: I). En donde coexisten olivino y plagioclasa se produce una reacción entre estos minerales y el líquido, generándose ortopiroxeno coronando al olivino y el agua se acumula por disolución en el líquido residual, esto ocasiona la cristalización tardía de anfíboles y pleonasto (ver Baliani *et al.* 2012, Gallien *et al.* 2012). Anfíbol y espinelo aluminico generan una corona con textura simplectítica rodeando al ortopiroxeno y configura la textura coronítica, común en estas rocas, como parte del proceso de generación de la estructura cumular (ver Baliani *et al.* 2012, Gallien *et al.* 2012).

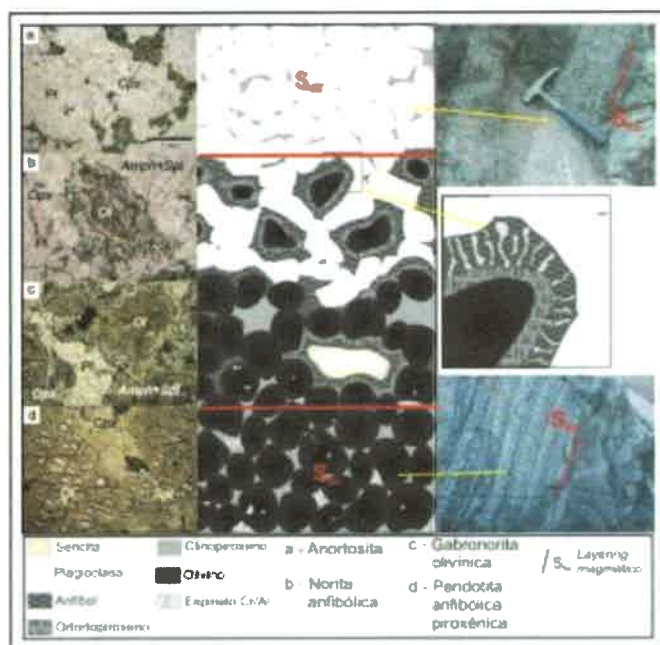


Fig. III-2.1.2-1-I: Esquema general de la generación del encapado magmático S_{0a} .

Figura III-2.1.2-1-I: Diagrama simplificado mostrando las etapas de generación del encapado magmático S_{0a} y la correspondiente textura cumular asociada. Tomado y modificado de Baliani (2009) y Baliani *et al.* (2012).

En función de todo lo desarrollando, queda evidenciada la génesis y la relación directa entre la estructura magmática S_{0a} , sus texturas afines y el evento I_1 . Cabe destacar, que este evento magmático I_1 se vincula al ascenso de magmas de arco primitivos (picotita y pleonasto $Cr_2O_3 > 18\%$), que generan típicos gabros cumulares de arco, aunque la composición de olivino con $Mg\# 0,60$ indica que no provienen de magmas equilibrados con el manto astenosférico (Baliani *et al.* 2012). Sin embargo, son magma máficos e hidratados tal como los refleja la composición de clinopiroxeno y la presencia de anfíbol magmático. Estos magmas ascendieron a través de la corteza inferior y se emplazaron en niveles medios de corteza (20 – 25 km; ver Otamendi *et al.* 2010, Baliani *et al.* 2012), generando la fábrica descripta.

En lo que respecta a la segunda estructura (S_{0b}) vinculada al proceso magmático regional (I_1) y expresada en las rocas gábricas y doríticas, tanto por un bandeado ligado a la orientación paralela de Hbl-Opx-Cpx y Pl-Hbl como por la alineación regular de enclaves máficos de geometría lenticular, la misma se suscita claramente ligada al desplazamiento del magma mediante procesos de flujo magmático (flujo suspendido; Paterson *et al.* 1998). Durante el proceso de desplazamiento de los magmas, estos cambian de forma constantemente y los cristales primeramente desarrollados se desplazan a manera de cuerpos rígidos, rotando libremente sin tocarse y sin deformarse internamente, lubricados por la fase fundida (ver Paterson *et al.* 1998, Llambías *et al.* 2008). Debido a esto, se generan bandas de flujo que describen microlitones, donde los minerales se alinean y disponen de forma subparalela, siendo rodeados y desplazados por láminas de magma que impiden la interacción entre los mismos. La generación de dichas estructuras aquí denominada S_{0b} , está limitada netamente a las etapas donde la proporción de fundido en relación a la de cristales que presenta el magma, no supera lo que se conoce como el límite de Arzi (fundido de Arzi; ver Paterson *et al.* 1998, Llambías *et al.* 2008), a partir del cual los cristales ya interactúan entre sí y desarrollan fábricas deformacionales, comportándose el magma como receptor de los esfuerzos, siendo éstos transmitidos por el mismo. Cabe destacar, que en numerosos casos también se describen lentes elongados y alineados bajo una dirección preferencial, inmersos en cuerpos de composición diferencial. Estos también representan estructuras magmáticas

(S_{0b}), que evidencian el desplazamiento de los fundidos mediante flujo. En dicho proceso, se origina la interacción entre láminas de magmas de diferentes composiciones, las cuales son orientadas indicando la dirección preferencial de desplazamiento del fundido y que en algunos casos, dada las geometrías de sus bordes, denotan la relación de viscosidad y temperatura en la interacción magmática.

Del análisis estadístico de las orientaciones tomadas para las mencionadas estructuras magmáticas (S_{0a} - S_{0b}) se puede interpretar, en primera instancia, que la disposición de S_{0a} aunque recurrente con rumbos al NE y buzamientos de mediano ángulo al NO, la misma se asume como inducida por el emplazamiento tectónico al que fueron sometidos los cuerpos máficos-ultramáficos que la desarrollan, y no representaría a ciencia cierta la disposición real primogénita de dicha estructura primaria. En segundo instancia, en lo que respecta a la S_{0b} , como una generalidad la misma se orienta con rumbos regulares pero variantes entre los cuadrantes NO-NE y buzamientos recurrentes de alto ángulo en predominancia al E, con transiciones locales al O. Por su parte, el análisis de las líneas de trayectoria espacial de dicha foliación, muestra un patrón en planta localmente anastomosado con variaciones en el rumbo general. No obstante se restringe al segmento oriental de la comarca, donde las estructuras tectónicas no han generado un retrabajo de las mismas, y delimita un dominio estructural claro de las fábricas magmáticas (Fig. III-2.1.2-1-II).

(Rapela *et al.* 2001, Ducea *et al.* 2010). El magmatismo aporta el calor que genera el pico metamórfico cuyo producto son las metatexitas y diatexitas, donde la paragénesis mineral indican condiciones de estabilidad bajo facies de granulita (800-900 °C y 7-8 Kbar; ver Tibaldi *et al.* 2009, Tibaldi *et al.* 2010). Dado esto, la génesis de la S_1 se vincula con el desplazamiento de los fundidos a través de flujos migmáticos (Ashworth 1995, Brown y Solar 1999, Brown 2001). Estos condicionan el desarrollo y morfología de la fábrica, y la formación de la S_1 depende de los factores que gobiernan el desplazamiento de los fundidos y su íntima relación con los esfuerzos regionales actuantes, que condicionan las tasas de extracción y migración de los mismos.

La foliación S_1 involucra bandas de migración de fundidos con desarrollo de una fábrica estromatítica típica, espaciada continua y penetrativa a nivel regional. La misma se encuentra asiladamente afectada por dos fases progresivas de plegamiento. La primera fase desarrolla pliegues intrafoliares (P_{1al}) frecuentes en los leucosomas, de tipo isoclinal y de longitudes de onda < 10 cm y la segunda fase da lugar a pliegues (P_{1all}), abiertos ocasionalmente asimétricos, con planos axiales oblicuos a S_1 . Esporádicamente se desarrollan bandas de cizalla en alta temperatura a lo largo de los flancos cortos de los P_{1all} , las cuales representarían localmente una foliación de corte incipiente, espaciada no penetrativa (S_c). Las fábricas migmáticas y el plegamiento asociado se vinculan al desplazamiento de los fundidos anatéticos por proceso de flujo, íntimamente condicionados en la zona por los efectos de la primera fase deformacional (D_1). Esta fase fue sincrónica con los estadios medios y finales del magmatismo y con la migmatización generalizada (Fig. III-2.1.3-1-I: A). En función del análisis estadístico de las orientaciones tomadas para la S_1 , se deduce que la misma se orienta a nivel local con dos dominios de rumbos.

Figura III-2.1.3-1-I: A) Esquema general donde se muestra la relación íntima entre el desarrollo de la foliación migmática S_1 y las fase de plegamiento asociadas para el sector central de Valle Fértil. B) Esquema general donde se muestra la recurrencia de la foliación S_1 y las fases de plegamiento a nivel regional, comparativamente con el sector norte de la serranía de Valle Fértil. Además se exponen las estructuras previas que no son observadas en el sector central (modificado de Tibaldi *et al.* 2012).

En el sector norte del área estudiada la foliación S_1 se dispone regularmente en dirección al cuadrante NNE variando en la sección más austral a rumbos ajustados al cuadrante NNO. En ambos, casos el buzamiento recurrente es de alto ángulo en predominancia al NE con transiciones al NO (Fig. III-2.1.3-1-II).

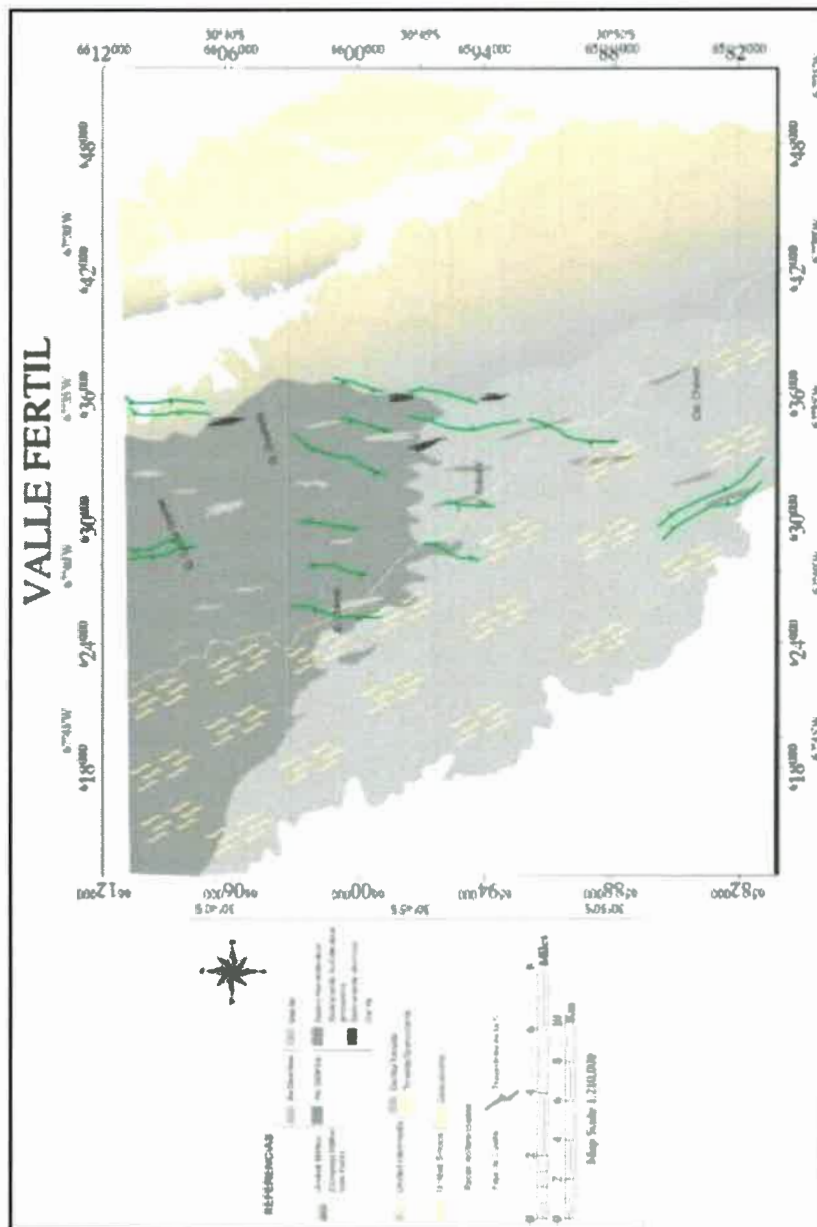


Fig. III-2.1.3-1-II: Mapa litoestratigráfico general con las trayectorias de la S_1 .

Figura III-2.1.3-1-II: Mapa litoestratigráfico general de la sección central de la sierra de Valle Fértil, en el que se destaca la trayectoria estructural de la foliación migmática S_1 .

Es de destacar que comparativamente a nivel regional y tomado los datos obtenidos en el segmento norte de la serranía (ver Tibaldi *et al.* 2012), la disposición espacial de la foliación migmática penetrativa S_1 aparece casi constantemente con rumbos NNO y buzamientos al NE (Fig. III-2.1.3-1-II).

Algunas variaciones a escala local son interpretadas como consecuencia de las dimensiones relativamente pequeñas de los afloramientos, dispuestos a modo de septos de reducida escala inmersos en la unidad máfica dominante en la comarca. En contrapartida en la sección norte, ocurren a modo de grandes cuerpos kilométricos regionales, y por ende lo definido con antelación son las conclusiones que se ajustan más a la realidad estructural del bloque serrano. El análisis de las líneas de trayectoria espacial de dicha foliación, muestra un patrón en planta que revela las mencionadas variaciones en el rumbo y los dos dominios destacados (Fig. III-2.1.3-II).

Por último, cabe mencionar en base a estudios estructurales detallados de la sección norte de la Sierra de Valle Fértil, que se han reconocido estructuras migmáticas previas a la foliación S_1 observada en los cuerpos metatexíticos, y caracterizada como una foliación migmática (S_{1a}), ver Tibaldi *et al.* 2012). La foliación S_{1a} definida por Tibaldi *et al.* (2012) no está presente a escala regional y generalmente se encuentra plegada, generando pliegues apretados asimétricos, cuyos planos axiales son paralelos al bandeo migmático penetrativo regionalmente (S_1 de este trabajo; ver Fig. III-2.1.3-1-I: B). Además, también se ha reconocido una variación del protolito con intercalaciones de metatexitas y cuarcitas, que caracterizaría al encapado sedimentario original (S_0), y localmente la presencia de *resisters* con una foliación (S_R), poco espaciada caracterizando a una recristalización metamórfica estática, la cual se dispone paralela a la S_1 , regionalmente penetrativa. Debido a esto, se deduce que a pesar de que en la sección central de Valle Fértil, objeto de este estudio, no se observan las estructuras migmáticas previas porque han sido completamente obliteradas por el desarrollo de la foliación S_1 , se ratifica que con antelación al desarrollo de esta última tuvieron lugar procesos migmáticos-deformacionales, ligados también a la fase de deformación D_1 , que generaron dichas fábricas ausentes en la sección que comprende la presente tesis.

III-2.1.3- 2) Foliación submagmática-subsólida de alta temperatura (S_1)

La segunda estructura que se desarrolla vinculada temporalmente a la etapa final del I_1 y que es coetánea con la fase deformacional D_1 , aparece como una foliación submagmática que es transicional a una fábrica subsólida de alta temperatura. Cabe destacar, que el origen de esta fábrica estaría asociado a procesos actuantes en condiciones de altas temperaturas, esto evidenciado por la asociación mineral que presentan y por las características de las microfábricas (dislocación del maclado, bordes lobulados, extinción ondulante, bandas deformación, extinción en damero, recristalización por migración de borde, rotación de subgranos y *bulgin*), las que indican valores térmicos muy elevados (600-750 °C; ver Stipp *et al.* 2002, Paschier y Trouw 2005, Tribe y D'Lemos 1996, Pryer 1993, Kruse y Stnitz 1999; 2006, Kruhl 1993; 1997). Estas microestructuras reflejan temperaturas muy cercanas a las del estadio magmático. En este caso, el proceso está asociado a flujos de carácter submagmático o flujo grano-soportado (Paterson *et al.* 1989, 1998), que habrían tenido lugar en los cuerpos ígneos emplazados sincrónicamente con la fase de deformación regional D_1 , actuante durante el final de la actividad magmática. La estructura generada se manifiesta en la orientación espacial de los minerales y en la disminución del tamaño de granos, conjugados en un bandeo delgado. Esto se corresponde con los procesos que ocurren en el desplazamiento de los magmas, mediante bandas de flujo que alinean de forma subparalela las fases minerales, cuando se ha llegado a superar el límite de la proporción de fundido en relación a la de cristales que presenta el magma (fundido de Arzi; Paterson *et al.* 1998), este comienza a mostrar resistencia a la deformación, a receptor los esfuerzos y estos son transmitidos por la íntima interacción de los cristales entre si, dando lugar a las mencionadas microfábricas (Paterson *et al.* 1998, Llambías *et al.* 2008).

En algunas ocasiones la estructura submagmática aparece en transición a una fábrica en la que se denota un patrón de estiramiento generalizado de los minerales, con desarrollo de bandas de flujo elongadas y levemente anastomosadas, caracterizando a una estructura similar a las bandas *striped* propuestas por Paschier y Trouw (1996) para las rocas con fases dominantes cuarzo-feldespáticas, propias de milonitas de alto grado metamórfico. Debido a que las rocas del área que presentan esta estructura son

dominadas por anfíbol, piroxeno y plagioclasa, y que su comportamiento reológico difiere en gran medida de las fases con las que se define la típica estructura *striped*, aquí se toma como criterio denominar a esta estructura como un bandeo tectónico que constituye a esta foliación subsólida de alta temperatura (Fig. III-2.1.3-2-I). La misma tiene lugar cuando la tasa de deformación es alta pero debido a las elevadas temperaturas, se genera una recristalización dinámica de las mismas fases minerales, con un comportamiento plástico de la mayoría de estas (ver Kruse y Stnitz 2006, Kruhl 1997, Paschier y Trouw 2005). De esta manera se da lugar a una fábrica donde los procesos cataclásticos y de reducción de tamaño de grano no son evidentes, sino que por el contrario la tasa de recristalización es mucho mayor a la de destrucción de las fases minerales.

En base al análisis estadístico de las orientaciones tomadas para la S_1 se concluye que a pesar de presentar variaciones en su disposición espacial, la misma se desarrolla recurrentemente con rumbos dispuestos al cuadrante NNO y buzamiento de alto ángulo en predominancia al NE con transiciones al SO. Muchas veces la discriminación de la foliación S_1 en campo, solo se toma con certeza cuando son observadas estructuras de alta temperatura en conjunción con variaciones morfológicas de los minerales, en caso contrario es muy compleja su separación de las fábricas netamente magmáticas.

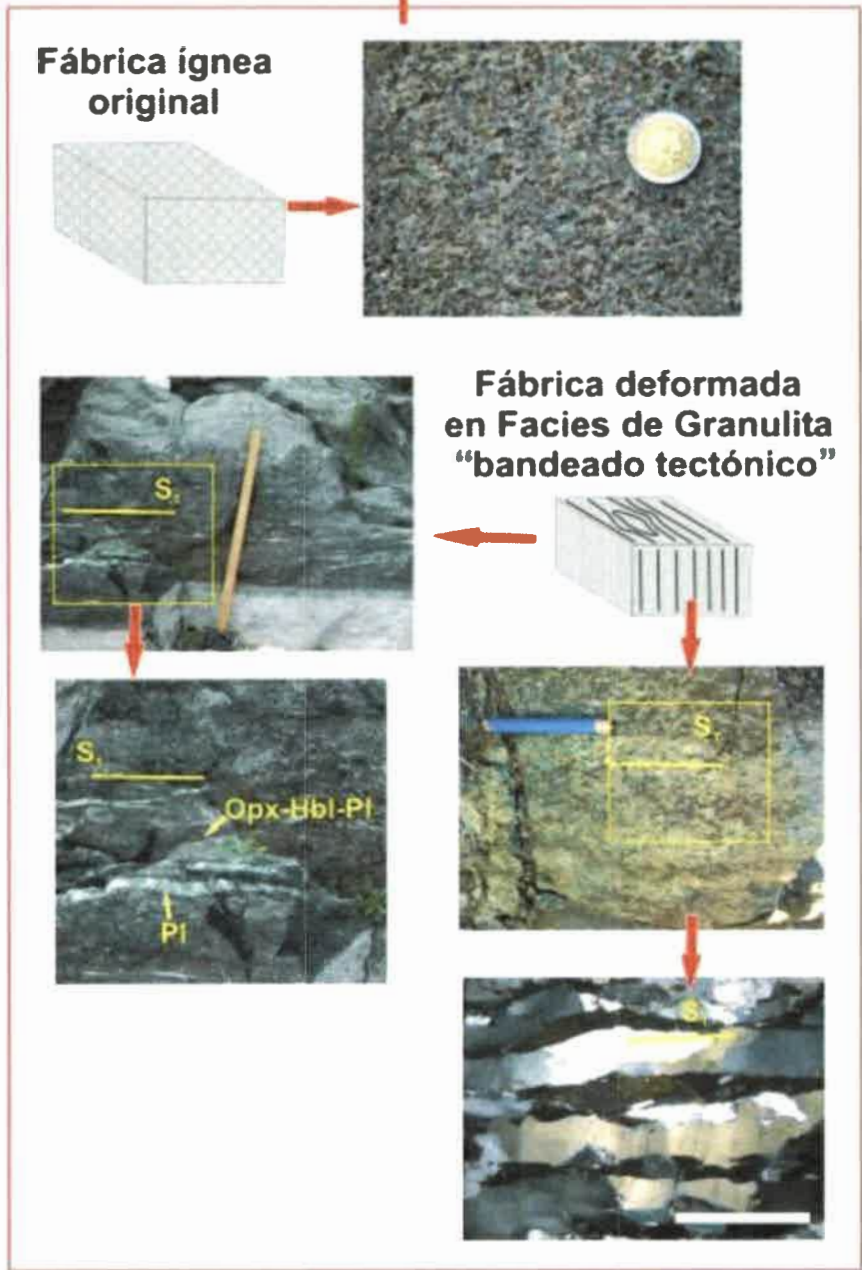
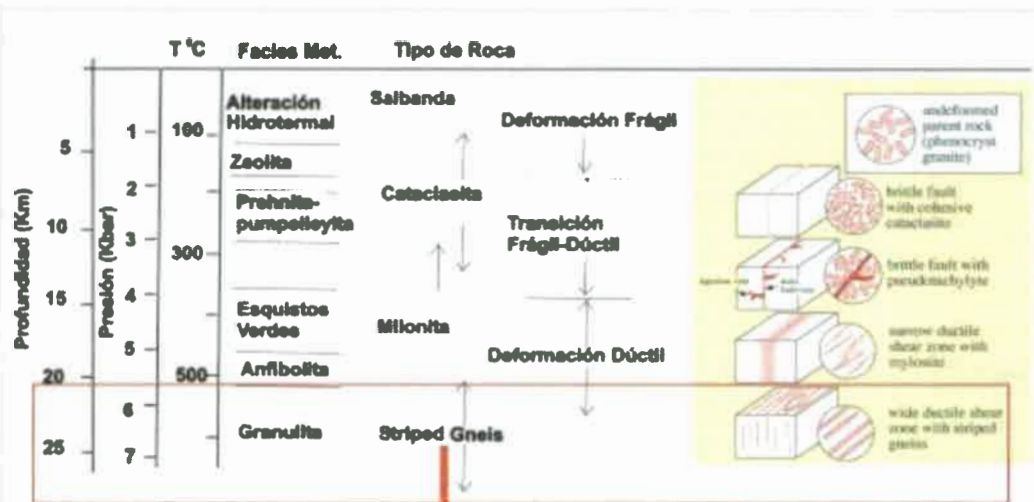


Fig. III-2.1.3-2-I: Esquema general de la S_1

Figura III-2.1.3-2-I: Esquema de los parámetros reológicos de la deformación tomado y modificado de Paschier y Trouw (1996), donde se muestra el desarrollo de la foliación subsólida de alta temperatura tanto a escala macroscópica como en sección delgada y la transformación de la fábrica ígnea original. También se destacan la relación de la fábrica deformacional con las variables de profundidad, temperatura, presión y los parámetros reológicos de la deformación.

III-2.1.4- Estructuras post-magmáticas y post-migmáticas

III-2.1.4- 1) Foliación milonítica (S_{2a} - S_{2b}), lineación mineral (L_2), pliegues (P_2) e indicadores cinemáticos (porfiroclastos, S-C, microcizallas)

Entre las estructuras generadas con posterioridad al magmatismo y al pico metamórfico (I_1 - M_1), se destaca la generación de una fábrica penetrativa que tiene comúnmente las características de la foliación milonítica. Esta foliación (S_2) tiene un origen tectónico y se asocia a un metamorfismo dinámico (D_2 - M_2), ligados a la etapa de estructuración tectónica final del segmento serrano analizado. La foliación milonítica aparece en todo el espectro de la serie milonítica, con una distribución geográfica limitada casi en su totalidad a la sección occidental del área estudiada, aunque hay ejemplos puntuales de ésta en el resto de la comarca. La foliación S_2 se desarrolla mediante un conjunto de cambios sobreimpuestos a las estructuras (S_{0b} - S_1), en la mayoría de la litologías tanto ígneas como metasedimentarias. En conjunto origina una reducción generalizada del tamaño de grano, con superposición de una microestructura planar espaciada y disyuntiva, que posee un patrón de tipo anastomosado de microlitones, suministrado por la recristalización sincinemática de una matriz melanocrática (Fig. III-2.1.4-1-I a). Dicho proceso se vincula a flujo milonítico en estado subsólido y bajo un campo de esfuerzo compresional (D_2), que produce la neomineralización de una matriz de grano muy fino. La asociación mineral paragenética desarrollada en la misma, se estabiliza inicialmente en facies de anfibolita dentro de la zona de sillimanita (Bt-Qtz-Fib; Qtz-Pl-Bt), dando lugar a la foliación S_{2a} . Las rocas más afectadas por la fase de deformación D_2 evolucionaron incluso a paragénesis en facies de esquistos verdes dentro de la zona de clorita (Ser-Ms-Pl-Qtz; Chl-Ms-Ser-Qtz-Pl), dando lugar a la denominada foliación S_{2b} . Tanto S_{2a} como S_{2b} se desarrollan en condiciones de alta ductilidad reológica, bajo una deformación de tipo compresional cuya dirección de máximo acortamiento ($//$ eje Z) se dispone NE-SO.

Por otra parte, relacionado con el evento de deformación (D_2) se generan una serie de microestructuras, entre las que se destacan indicadores cinemáticos de geometrías sigma, delta y tita de Kfs, Pl, Grt, Crd, Amph, Qtz policristalino; microcizallas y estructuras SC. También, se origina una lineación penetrativa a escala regional caracterizada como L_2 , la cual se desarrolla sobre los planos de S_{2ab} . De las observaciones de campo se deduce a escala regional, que la cinemática preponderante en toda la faja de cizalla que ocupa el segmento oriental de la zona, y en muchas de las bandas de cizalla distribuidas fuera de su ámbito, es de tipo inverso con una componente de rumbo local y restricta de carácter dextral (Fig. III-2.1.4-1-I: a).

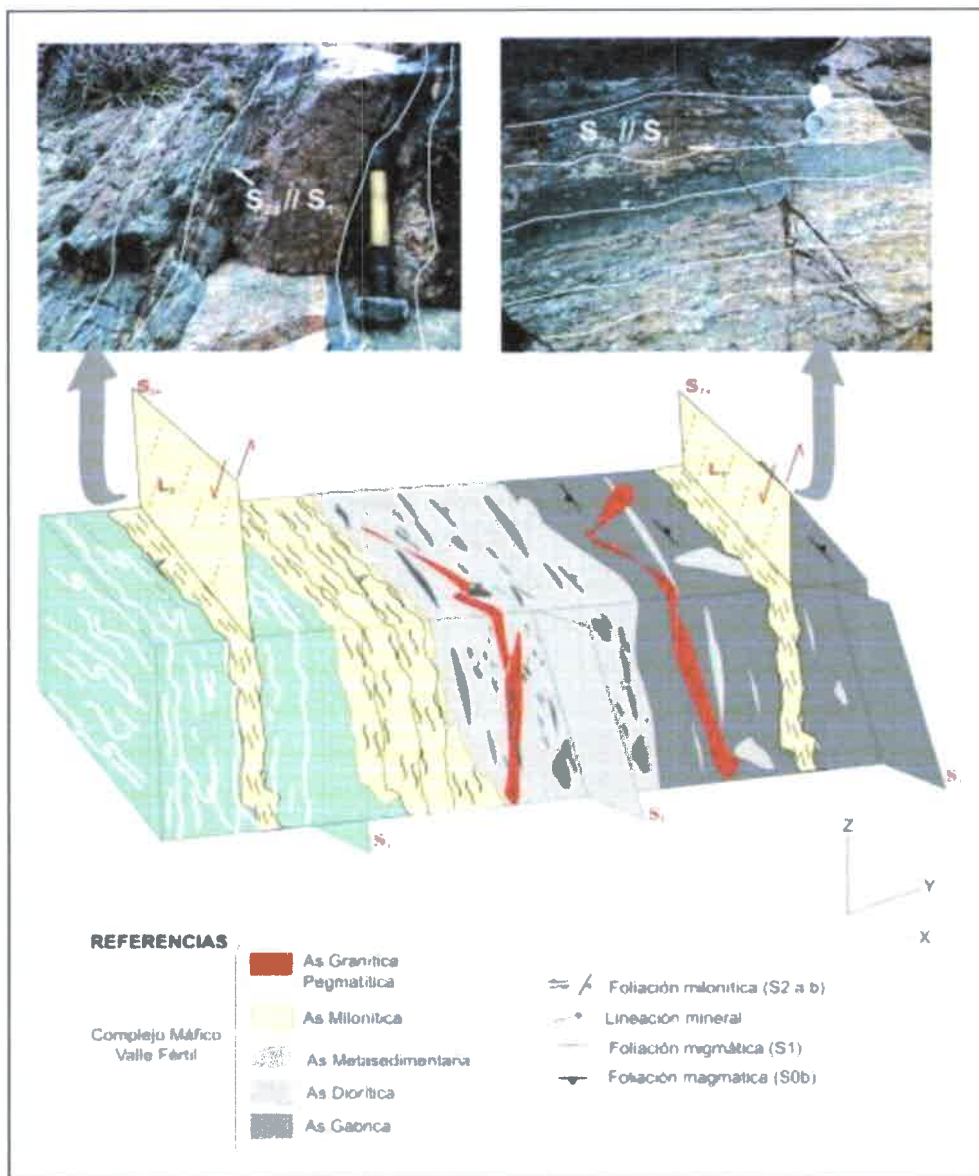


Fig. III-2.1.4-1-I: Esquema general de la $S_{2a,b}$

Figura III-2.1.4-1-I: a) Esquema general donde se muestra la íntima relación entre el desarrollo de la foliación milonítica y las fábricas previas.

La vergencia de las estructuras tiene una dirección preponderante hacia el oeste. Por otra parte, es de destacar la presencia de ejemplos donde dicha cinemática es variable, esencialmente en la componente de rumbo, transformándose a segmentos de movimiento sinistral localizados.

En relación a las fases de plegamiento desarrolladas durante el evento D_2 , se debe mencionar a nivel general el desarrollo de una serie de pliegues asociados en la comarca a rocas miloníticas y pegmatoides restringidos. Dichos plegamientos de escala métrica y decamétrica (sinformes y antiformes apretados, localmente abiertos, asimétricos y hasta isoclinales), indican una vergencia al oeste coincidente con las cinemáticas de movimientos generalizados para dicha fase deformacional.

El análisis estadístico de las orientaciones tomadas para la $S_{2a,b}$ sugiere que las mismas se orientan a nivel regional, con un claro dominio espacial dispuesto con rumbos al NO y marcados buzamientos al NE, con variaciones locales al cuadrante SO. El patrón en planta descrito por la trayectoria de dicha fábrica, muestra una geometría curva con un anastomosado generalizado de la misma, que manifiesta la penetratividad y carácter sobresaliente de esta en todas las escalas. Por otra parte en su distribución a escala regional con desarrollo en los sectores más occidentales de la comarca, denotando la presencia de la amplia faja de cizalla que allí se expresa y que fue descrita con antelación (Fig. III-2.1.4-1-II).

variable, que configura una facturación frágil muy marcada, definiendo por dominios un clivaje de fractura centimétrico, el cual afecta y re trabaja a todas las foliaciones previas (Fig. III-2.1.4-2-I).

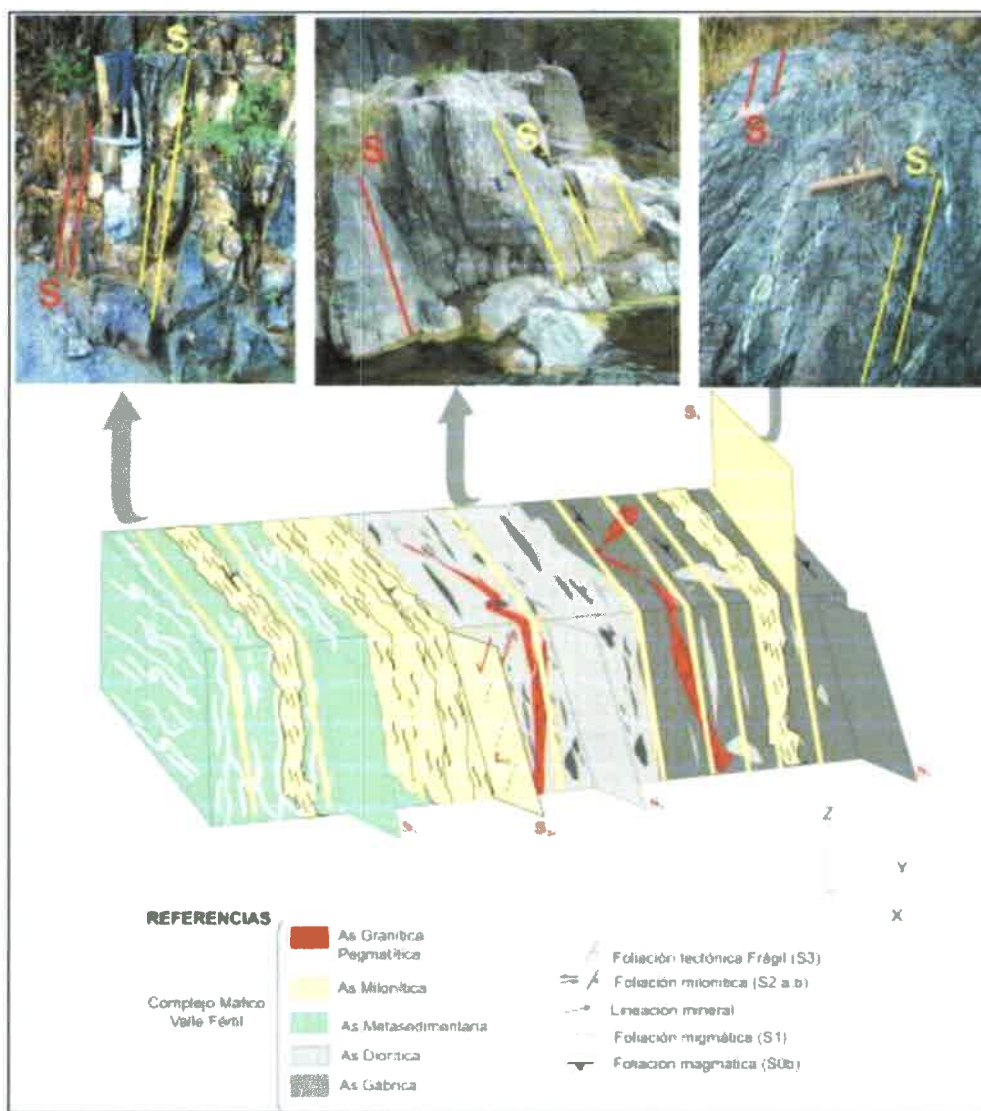


Fig. III-2.1.4-2-I: Esquema general de la S_3 .

Figura III-2.1.4-2-I: Esquema general donde se muestra la íntima relación entre el desarrollo de la foliación frágil y las fábricas previas.

Las características de S_3 y su relación espacial con algunas estrías y/o escalones de falla sobre sus planos, indican a nivel general que D_3 también está ligada a una deformación de tipo compresional cuya dirección de máximo acortamiento ($//$ eje Z) se dispone NE-SO, siendo esta orientación equivalente a la deducida para la fase D_2 . Es necesario mencionar, que no se han podido dilucidar con certeza irrefutable a nivel

regional las cinemáticas de los movimientos ligados a esta fase, aunque a escala local se han podido demostrar que dichos movimientos son estrictamente de carácter inverso, siendo esto también coincidente con las cinemáticas vinculadas a D_2 .

En base a lo mencionado podríamos referirnos a las etapas post-magmatismo/migmatización, como fases deformacionales temporalmente progresivas, con variaciones de los niveles estructurales en los cuales se generaron las fábricas descritas, pero todas vinculadas a un mismo periodo compresivo a escala regional.

Por último, basados en el análisis de las orientaciones de S_3 se concluye que la misma presenta una disposición espacial predominante con rumbo NO-SE y buzamiento de alto ángulo al NE. Por su parte, el análisis de las trayectorias de dicha foliación indica una distribución uniforme a nivel de la comarca, enfatizando esto su carácter de retrabajo general de las fábricas primarias y secundarias previas (Fig. III-2.1.4-2-II).

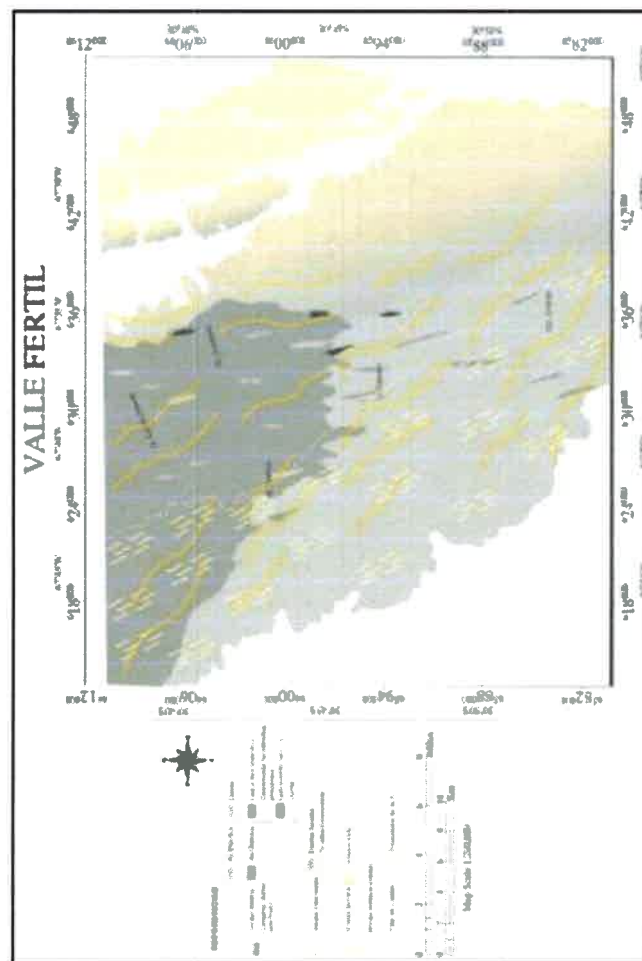


Fig. III-2.1.4-2-II: Mapa litoestratigráfico general con las trayectorias de la S_3

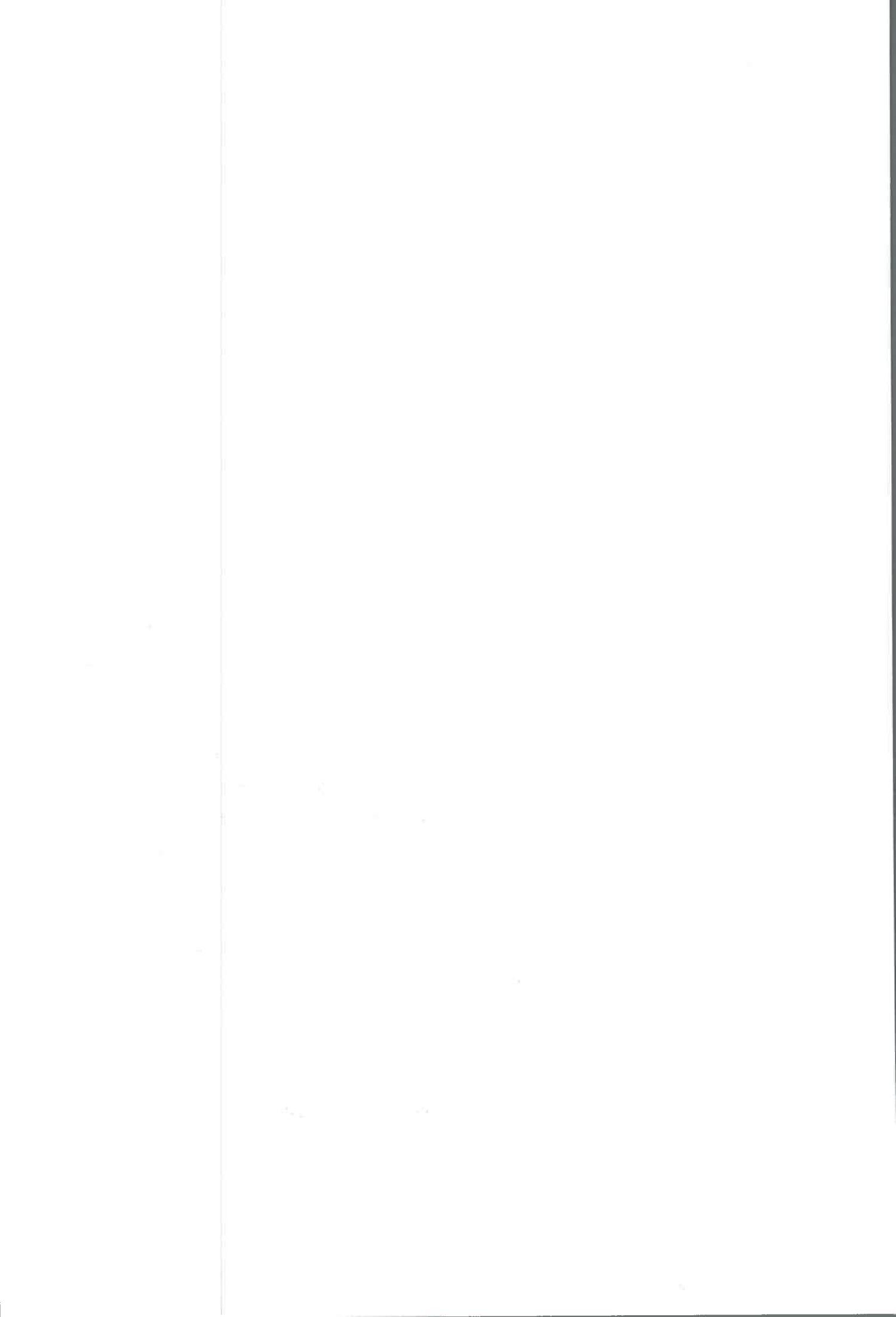
Figura III-2.1.4-2-II: Mapa litoestratigráfico general de la sección central de la sierra de Valle Fértil, en el que se destaca la trayectoria estructural de la foliación frágil S_3 .

III-2.1.4- 3) Fallas y lineamientos

El origen de las estructuras de carácter frágil identificadas como fallas y al conjunto de lineamientos de escala regional, que se discriminan en toda la serranía y segmentan a la misma, se asume que estas tendrían un origen relacionado a la configuración y estructuración final del cordón serrano de Valle Fértil, ligada en última instancia a la fase tectónica Andina (Snyder *et al.* 1990, Cominguez y Ramos 1991, Ramos *et al.* 2004). Es preciso aclarar que las estructuras primarias del basamento paleozoico controlaron la generación de las estructuras andinas (Snyder *et al.* 1990, Cominguez y Ramos 1991). Es evidente que las orientaciones de las estructuras frágiles en la sierra de Valle Fértil, son coincidentes con la disposición que se menciona para las fábricas penetrativas internas paleozoicas, y por lo tanto se podría aseverar que corresponden a antiguas zonas de debilidad que fueron reactivadas en los estadios finales de la configuración de la comarca.

Las fallas varían en dimensiones desde una escala métrica hasta decenas de metros, en general no muestran indicios certeros del tipo y sentido de movimiento al que se asocian, aunque en ocasiones se ha logrado observar indicadores que sugieren un movimientos de tipo inverso, con desplazamientos de bloques de escala centimétrica (> 5 cm) a métricas (> 1 m) al cuadrante ONO.

El análisis general realizado en los lineamientos o mega-estructuras frágiles descriptos en el cordón serrano, indica la recurrencia a nivel local de tres grandes dominios de orientaciones dispuestas E-O, NE-SO y NO-SE, siendo estas últimas las más frecuentes (Fig. III-2.1.4-3-I). Realizando una comparación a nivel regional de dichos dominios estructurales, se confirma claramente que estas disposiciones son recurrentes regionalmente y primordialmente las orientadas NO-SE, se relacionan en gran medida con grandes estructuras regionales que corresponden a antiguos límites tectónicos recurrentes en toda las Sierras Pamperas *ss.*



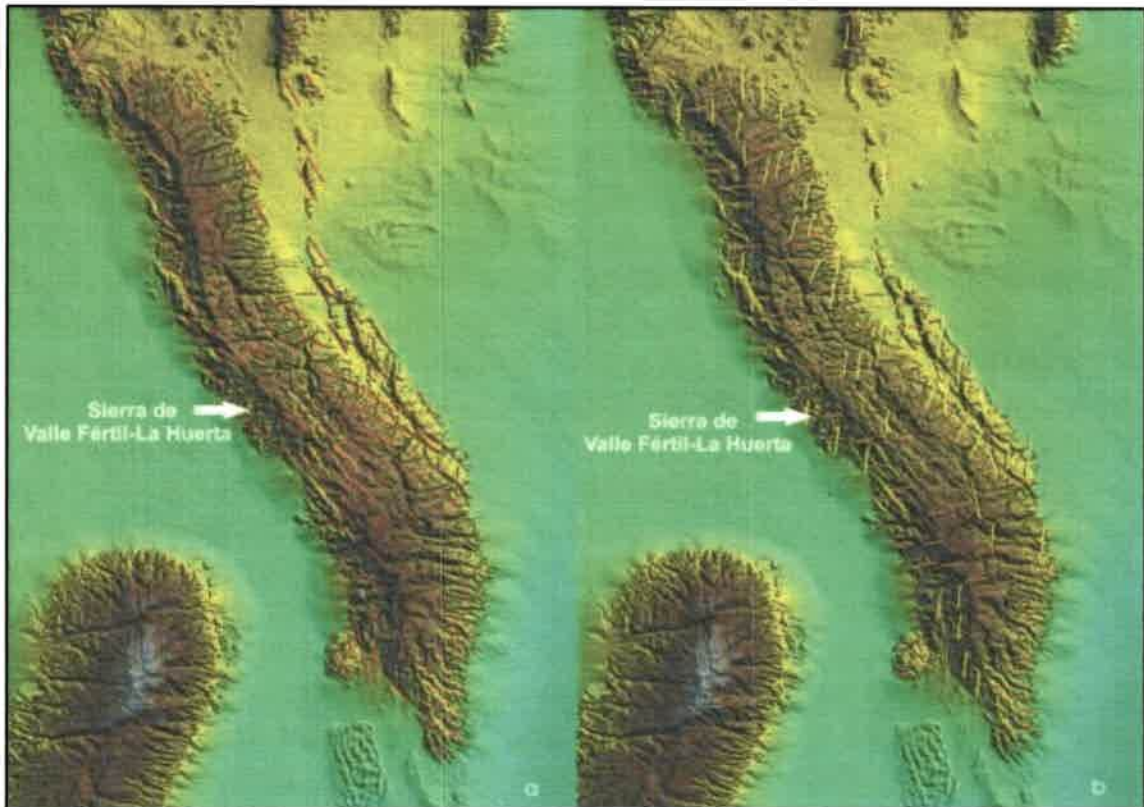


Fig. III-2.1.4-3-I: Esquema general de fallas y lineamientos generales

Figura III-2.1.4-3-I: Esquema general basado en el análisis de imágenes satelitales de Radar, donde se muestra la delineación y recurrencia entre los lineamientos a escala local y regional en todo el bloque serrano. Además se muestra en (a) el dominio de la estructura principal de amplia recurrencia en el bloque, y en (b) los dos dominios de segundo orden en preponderancia.

III-2.2- Microestructuras

El análisis de las microestructuras es de gran importancia, dado que permite conocer el tipo y condiciones de la deformación a las que ha sido sometida cada litología, y ajustar con certeza su vínculo con las fases de deformación (D_1 - D_2 - D_3) y con los estadios magmáticos, submagmáticos o sub-sólidos. El criterio de descripción e interpretación que se tomará a continuación para agrupar y caracterizar a cada microestructura, se basa en el mismo razonamiento de las condiciones de temperatura de su origen y los procesos asociados. Asimismo, se ajustan en relación temporal con respecto a los eventos magmáticos (I_1) y metamórficos ($M_{1,2}$), tal como fueron agrupadas y descritas las macroestructuras.

III-2.2.1- Microestructuras sin-magmáticas/migmáticas de alta temperatura

III-2.2.1- 1) *Creep* por difusión en estado sólido (Bordes lobulados)

Las microestructuras intercristalinas caracterizadas como bordes lobulados y curvos, se desarrollan mediante procesos ligados a *creep* por difusión en estado sólido. Este mecanismo genera el movimiento de las vacancias a través de la red cristalina de las fases minerales, ocasionando la variación en la morfología y curvatura de los bordes de los cristales. Este mecanismo de *creep* ocurre bajo procesos de deformación afines a condiciones térmicas elevadas, aquí ajustadas en un rango siempre > 600 °C (Kruhl 1993, Stipp *et al.* 2002, Paschier y Trouw 2005). En función de lo mencionado, se asume que dicha microestructura se habría originado vinculada al inicio de la transición entre el estadio evolutivo submagmático a subsólido de alta temperatura, en condiciones sujetas a facies granulita, temporalmente ligado a la fase final del magmatismo e influenciado directamente por la primera fase de deformación (D_1).

III-2.2.1- 2) *Creep* por disolución en alta temperatura (Mirmequitas)

La microestructura designada como mirmequitas asimétricas, se origina por mecanismos de *creep* por disolución. Este proceso da lugar en los bordes de algunos porfiroclastos, a la interacción sin-deformacional entre dos fases minerales originando la nucleación de una nueva fase mineral en la zona de interacción. Dicho mecanismo tiene lugar bajo procesos de deformación ligados a condiciones térmicas elevadas, siempre > 550 °C (Tribe y D'Lemos 1996). De este modo, se relaciona su origen a la culminación de la transición entre el estadio evolutivo submagmático a subsólido de alta temperatura, bajo condiciones de facies de anfibolita alta, en conjunción con la primera fase de deformación (D_1).

III-2.2.1- 3) Recuperación o *recovery* (Bandas de deformación, extinción en damero)

La presencia de microestructuras intracristalinas definidas como bandas de deformación y patrón de extinción en damero con transiciones locales a bordes de subgranos, indica claramente el desarrollo de procesos de *recovery* o recuperación

cristalina. Los mismos generan un reordenamiento interno de la red cristalina de una fase mineral, mediante la reducción de las dislocaciones internas de dicha red, generadas durante la deformación. El desarrollo de este mecanismo se vincula a procesos de deformación sujetos a condiciones de altas temperaturas, ajustadas en un rango variante entre 580-700 °C (Kruhl 1997, Stipp *et al.* 2002, Paschier y Trouw 2005) que son temperaturas típicas de facies de granulita. Es por ello que su origen se relaciona con el inicio de la transición entre el estadio evolutivo submagmático a subsólido de alta temperatura, ligado a la fase de deformación (D_1). Cabe destacar, que las transiciones y desarrollos de bordes de subgranos descriptos, indican el estado más avanzado de la recuperación cristalina de una fase mineral, y por lo tanto ajusta con certeza las condiciones definidas para la deformación en elevadas temperaturas.

III-2.2.1- 4) Recristalización por migración de borde de grano, rotación de subgranos, deslizamiento basal y *Bulging* (Recristalización dinámica)

Las microestructuras intercristalinas relacionadas a proceso de recristalización dinámica, son numerosas en las secciones delgadas estudiadas. Se han identificado la presencia parcial y/o total de nuevas fases minerales nucleadas en los límites de los cristales primarios, relacionadas a mecanismos de migración de borde de grano, asociados al avance del cristal menos deformado hacia el interior de aquellos minerales vecinos cuya tasa de deformación es alta. Asimismo, se destacan puntualmente claros ejemplos del avance del proceso de recristalización, particularmente ligado a cuarzo, anfíbol y cordierita, en donde en los límites del mineral más deformado crecen totalmente nuevos cristales, indicando típicos mecanismo de recristalización *bulging*. Del mismo modo, se destaca la recristalización de algunos cristales mediante la rotación de subgranos o deslizamiento basal por procesos de deformación por cizalla simple, con el desarrollo de fábricas pseudopoligonales relacionadas al estadio final de los proceso de recristalización dinámica. Todos estos mecanismos que dan lugar a la generación parcial o total de nuevas fases minerales, se desarrollan totalmente bajo condiciones de altas temperaturas, las cuales varían entre 550-700 °C (Kruhl 1997, Kruhl y Hunyemann 1991, Kruse y Stnitz 1999; 2006, Stipp *et al.* 2002, Paschier y Trouw 2005, entre otros). Dado esto, se vincula su origen al igual que en el caso anterior, al inicio de la transición

entre el estadio evolutivo submagmático a subsólido de alta temperatura (facies de granulita) y asociado a la fase de deformación (D_1).

III-2.2.2- Microestructuras post-magmáticas/migmáticas de media temperatura

III-2.2.2- 1) *Creep* por disolución de media temperatura (Sombras de presión)

Las microestructuras clasificadas como sombras de presión, con desarrollo de colas asimétricas en porfiroclastos de rocas con procesos de milonitización sobreimpuestos, presentan una génesis vinculada con mecanismos de *creep* por disolución. En dichos casos el proceso dominante es la disolución por presión, con migración de las fases minerales que es desestabilizan y disuelven en los puntos de mayor presión (σ_1) actuante durante la deformación y precipitan final en dichas sombras. El mencionado mecanismo tiene lugar bajo condiciones térmicas moderadas en rangos de 450-550 °C (Kruse y Stnitz 1999, Stipp *et al.* 2002, Paschier y Trouw 2005), indicando condiciones ligadas a típicas facies de anfibolita. En función de esto, se relaciona su origen a la segunda fase de deformación (D_2), netamente post-magmatismo y bajo condiciones subsólidos de media temperatura.

III-2.2.2- 2) *Creep* por dislocación (Extinción ondulante, dislocación del maclado)

La extinción ondulante y la dislocación en el maclado se originan por mecanismos de *creep* por dislocación, facilitada por defectos (puntuales: átomos extras y/o vacancia; lineales: planos cristalinos extras) en la estructura cristalina de los minerales. El mecanismo tiene lugar bajo condiciones de moderada temperatura en rangos de 450-550 °C (Pryer 1993, Kruhl 1993). Al igual que en el caso anterior, este proceso se origina durante la segunda fase deformacional (D_2) que afecta al área, en un estadio post-magmatismo y bajo condiciones subsólidas de media temperatura (facies de anfibolita), relacionado con la etapa final de configuración estructural de la comarca.

III-2.3.3- Microestructuras post-magmáticas/migmáticas de baja temperatura

III-2.3.3- 1) Maclado mecánico y *kinking* (Maclas acuña-das-curvas y micropliegues *kink*)

Los maclados curvos, acuña-dos, oblicuos y los microplegamientos tipo *kink*, son una conjunción de microestructuras producidas cuando la red cristalina de un mineral es sometida a un esfuerzo por cizalla simple, paralelo a un plano cristalográfico o a planos de debilidad como la exfoliación. Esto origina un acortamiento cristalino preponderante en una dirección y da lugar a dichas microfábricas bajo moderada a baja temperatura, en rangos de 350-450 °C (Pryer 1993, Kruse y Stnitz 1999, Krhul 1987, Marshal y McClaren 1977a, Paschier y Trouw 2005). Al igual que en el apartado anterior, este proceso se origina durante la fase D₂ que afecta al área, bajo condiciones subsólidas de baja a media temperatura (facies de esquistos verdes a anfibolita baja). Estas microestructuras son recurrentes en muchas de las rocas máficas y metamórficas del complejo máfico Valle Fértil, tanto en aquellas rocas con marcada milonitización como en otras donde las fábricas primarias se consideran intactas. Esto último indicaría una clara evidencia de que el proceso asociado a la segunda fase de deformación (D₂) concentrado en la zonas de cizalla, no estuvo restringido únicamente a dichas áreas sino que por el contrario afecto de manera general a toda la comarca, impartiendo la configuración estructural y tectónica que hoy exhibe la misma.



7114

U.N.R.C.
Biblioteca Central



7114