



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL VALLE DE EL TRÁNSITO CON
ÉNFASIS EN LAS MILONITAS EL PORTILLO Y SU RELACIÓN CON LA
EVOLUCIÓN TECTÓNICA DESDE PALEOZOICO SUPERIOR EN CHILE
ENTRE LOS 28°40'-29°04'S**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEOLOGO

ISMAEL JOSE MURILLO ROGERS

PROFESOR GUÍA:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

PROFESOR COGUÍA:

REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

SANTIAGO DE CHILE

Mayo 2012

RESUMEN

La naturaleza del basamento paleozoico y de las bandas de milonitas ubicadas en el borde occidental de la Cordillera Frontal en Chile ($28^{\circ}40'$ - $29^{\circ}04'S$) registran evidencias de diversos procesos tectónicos que afectaron al margen occidental de Gondwana en el Paleozoico superior.

El presente estudio tiene por objeto la comprensión de la evolución cinemática de la zona de cizalle de las Milonitas de El Portillo (MEP), su relación con las unidades adyacentes del basamento paleozoico, y con geología estructural del Valle de El Tránsito, ubicado al sur de la III Región de Atacama en Chile.

A partir de las evidencias texturales, litológicas y cinemáticas encontradas en las bandas graníticas de las MEP, se ha determinado la existencia de un evento tectónico transcurrente y sinistral que afectó las rocas del basamento paleozoico entre el Pérmico Medio y el Triásico Inferior. La similitud composicional y textural de las unidades plutónicas de la Súper Unidad Elqui (SUE) y la Súper Unidad Ingaguás (SUI) con las MEP, permite establecer un vínculo entre estas unidades. Los diversos procesos tectonomagmáticos que habrían afectado esta zona de cizalle, estarían relacionados a una zona de debilidad cortical activa desde el Paleozoico superior.

Luego de la exhumación del basamento paleozoico durante el Triásico Superior, la zona de estudio evolucionó a un régimen extensional que predominó durante la mayor parte del Mesozoico.

Algunas estructuras extensionales como la Falla Pinte, que controlaron gran parte de la deformación mesozoica, podrían estar ligadas a la misma debilidad cortical que deformó el basamento y a las MEP durante el Paleozoico superior.

Esta zona de debilidad cortical de aproximadamente 15 Km de ancho que se ubica en el límite occidental de la Cordillera Frontal, habría controlado la deformación de diversos procesos tectónicos desde el Paleozoico superior hasta el orógeno actual.

DEDICATORIA

A mi padre Pepe, por su ejemplo de esfuerzo, su infinito cariño y su apoyo incondicional durante toda la vida. A Elisa y mis hermanos Max y Lucas, por su amor y compañía diaria. A Majo, mi compañera y mi amor durante toda esta etapa difícil de perseverancia y sacrificios mutuos. A mis abuelos Elba y Nono, por su gigantesco amor, su lección de humildad y esfuerzo de vida. A mi tía Nena, a Lala y a mis primos y tíos. A los compañeros y amigos, con quienes compartimos sacrificios y sueños por otro mundo posible.

A todos los que recorrimos juntos un camino que nos llevó mucho más allá de las aulas universitarias, cruzando las fronteras hacia un pensamiento libre y crítico por un futuro mejor.

AGRADECIMIENTOS

Por su apoyo permanente, por los datos y las discusiones que ayudaron al desarrollo de esta memoria, quiero agradecer a Javier Álvarez.

Agradezco también a la comisión académica que guió este trabajo: a Cesar Arriagada (Universidad de Chile), quien motivó la realización de esta memoria y financió dos exitosos terrenos; a Reynaldo Charrier (Universidad de Chile) por sus sabias críticas siempre constructivas; y a Mauricio Calderón del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), quien me apoyó en reiteradas ocasiones tanto en la discusión como en otros elementos teóricos durante la realización de este trabajo.

Por su apoyo logístico, en terreno y por las discusiones aportadas agradezco a Esteban Salazar y a Felipe Coloma del SERNAGEOMIN.

Por su apoyo en las campañas de terreno, agradezco a Fernanda Soto, a Javier Cortés, a Juan Castro, a Marco Vaccaris, y a Sergio Villagrán (Warrior), quienes hicieron posible el exitoso trabajo durante los días de campo.

Agradezco al equipo del taller de cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile: a Juan Díaz padre e hijo.

A Juan Vargas (Juanito) del taller de separación de minerales, a Cristian Nieves del Laboratorio de microscopios y a Carlos Alvarado en computación, agradezco su buena voluntad y apoyo constante.

Agradezco al equipo de funcionarios del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. A María Rosa, por su cariño y apoyo permanente hasta el día que abandonó nuestro departamento, a Blanca, al Kilo, a Rosita, a Don Carlos, y a la Vero.

Agradezco a Sergio Calderón por su gran apoyo en el análisis petrográfico de cortes transparentes, y a Keith Klepeis por su ayuda teórica en el estudio de rocas miloníticas.

A todos los que participaron en debates y discusiones de pasillos, a Matías Peña (Ataxia), a Mauricio Espinoza (Mauro), a Felipe Tapia, a Marcelo Farías, y tantos otros amigos, compañeros y colegas que apoyaron este trabajo.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. UBICACIÓN.....	3
4. ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE DEFORMACIÓN DÚCTIL.....	4
4.1 Introducción.....	4
4.2 Mecanismos de deformación.....	6
4.2.1 Deslizamiento friccional y fracturamiento.....	6
4.2.2 Transferencia de masa.....	7
4.2.3 Plasticidad cristalina.....	7
4.3 Minerales y condiciones físicas de deformación.....	10
4.3.1 Cuarzo.....	10
4.3.2 Micas.....	13
4.3.3 Plagioclasa.....	13
4.3.4 Ortoclasa.....	15
4.4 Microestructuras y trayectoria de deformación.....	15
5. METODOLOGÍA.....	24
6. LIMITACIONES.....	28
7. MARCO GEOLÓGICO.....	30
7.1 Basamento Paleozoico.....	31

7.1.1	Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT)	31
7.1.2	Esquistos Quebrada Seca (EQS)	33
7.1.3	Milonitas El Portillo (MEP)	33
7.1.4	Gneises de La Pampa (GLP)	35
7.1.5	Intrusivos paleozoicos	36
7.2	Cobertura mesozoica e intrusivos Eoceno-Paleoceno	43
8.	EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA REGIÓN	45
9.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL VALLE DEL TRÁNSITO	50
9.1	Dominio Estructural Occidental (DEOC)	50
9.2	Dominio Estructural Oriental (DEOR)	53
10.	UNIDADES LITOLÓGICAS DE LAS MEP	58
10.1	Unidad Laminillas (UL)	58
10.2	Unidad Puntos Blancos (UPB)	60
10.3	Unidad Bandas Grises (UBG)	62
10.4	Unidad Bandas Rosadas (UBR)	65
10.5	Unidad Diques Verdes (UDV)	67
11.	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LAS MEP	68
11.1	Deformación y cinemática en las MEP	68
11.1.1	Intrusivos con Foliación Débil (IFD)	68
11.1.2	Milonitas Dioríticas a Granodioríticas (MDG)	68
11.1.3	Milonitas Sienograníticas (MSG)	72

11.3.4 Ultramilonitas (UM).....	77
11.3.5 Boudinage (BD).....	78
11.3.6 Fallas Normales (FN).....	79
11.3.7 Salbandas (SB).....	80
11.2 Dominios estructurales de las MEP.....	80
11.2.1 Dominio Estructural 1 (DE1).....	82
11.2.2 Dominio Estructural 2 (DE2).....	85
11.3 Dominios estructurales adyacentes.....	88
11.3.1 Dominio Estructural Guanta (DE-g).....	88
11.3.2 Dominio Estructural Gneises de la Pampa (DE-lp).....	90
11.4 Mapas y perfiles estructurales de las MEP.....	92
12. DISCUSIÓN.....	95
12.1 Protolitos de las MEP.....	95
12.2 Cinemática de la deformación en las MEP.....	96
12.3 Temperatura de Deformación de las MEP.....	96
12.4 Correlación de las MEP con unidades adyacentes.....	98
12.5 Evolución tectónica de las MEP.....	100
12.6 Relación de las MEP con unidades morfoestructurales regionales.....	104
13. CONCLUSIONES.....	105
14. REFERENCIAS.....	108
15. ANEXOS.....	117

1. INTRODUCCIÓN

El basamento cristalino de la Cordillera Frontal presenta evidencia de procesos magmáticos, tectónicos y orogénicos de lo que actualmente es el segmento sur de los Andes Centrales (Ramos y Basei, 1997).

En Chile al norte de los 29° S, la Cordillera Frontal constituye la principal unidad morfoestructural del orógeno andino, cuyo basamento está constituido principalmente por las unidades plutónicas graníticas, granodioríticas y tonalíticas del Paleozoico superior (Súper Unidad Elqui y Súper Unidad Ingaguás) (Nasi et al., 1985; Mpodozis y Kay, 1990), que intruyen a unidades metamórficas precarboníferas (Ribba et al., 1988).

En el Valle de El Tránsito, las unidades metamórficas de dicho periodo se han descrito principalmente en el Complejo Metamórfico del Tránsito (CMT; Ribba, 1985), los Esquistos Quebrada Seca (EQS; Ribba, 1985), las Milonitas El Portillo (MEP) y los Gneises de la Pampa (GLP; Ribba, 1985).

El presente estudio tiene por objeto la comprensión de la evolución cinemática de la zona de cizalle de las MEP, su relación con las unidades adyacentes del basamento Paleozoico y con la geología estructural de la región.

Los eventos de deformación descritos están evidenciados a través de indicadores cinemáticos, características estructurales, texturales y litológicas presentes en las MEP y en las unidades rocosas adyacentes. Estas características se han resumido en tres capítulos: 1) Geología Estructural de Valle de El Tránsito; 2) Unidades Litológicas de las MEP; 3) Geología Estructural de las MEP.

Los resultados de este trabajo sugieren que las bandas graníticas milonitizadas sinestrales encontradas en las MEP podrían haberse deformado sobre una zona de debilidad cortical, y que estarían asociadas a uno de los últimos eventos tectonomagmáticos previo a la exhumación de estas rocas durante el Triásico Superior.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

Comprender y caracterizar la deformación plástica de las Milonitas de El Portillo y su relación con la geología estructural del Valle de El Tránsito, para determinar su significado en la evolución tectónica desde el Paleozoico superior en el extremo occidental de la Cordillera Frontal a la altura del Valle de El Tránsito, III Región de Atacama (29°S) en Chile.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Diferenciar y caracterizar las distintas litologías y protolitos que afloran en las MEP, y determinar las relaciones de contacto que tienen con las demás rocas del basamento paleozoico en el Valle del Tránsito.
- Caracterizar sus estructuras internas y determinar los indicadores cinemáticos macroscópicos y microscópicos en las rocas de las MEP descritas.
- Determinar y correlacionar las características estructurales descritas con las unidades geológicas adyacentes, y con la geología estructural regional del Valle de El Tránsito.
- Proponer un modelo tectónico evolutivo que explique dicha caracterización, y que ayude a comprender el significado de las MEP en el basamento paleozóico.

3. UBICACIÓN

El río El Tránsito y su valle homónimo se ubican al sur de la 3ª Región de Atacama, aproximadamente 30 km al este de la ciudad de Vallenar. Constituye junto al río Del Carmen uno de los afluentes del río Huasco, los cuales confluyen en la localidad de Alto Del Carmen. La localidad de El Portillo, lugar donde mejor afloran las rocas estudiadas, se encuentra 40 km al sureste de la localidad de Alto del Carmen.

Se accede a la zona desde la ciudad de Vallenar por la Ruta C-485, aproximadamente 6 km al sureste después de la localidad El Tránsito (Figura 1).

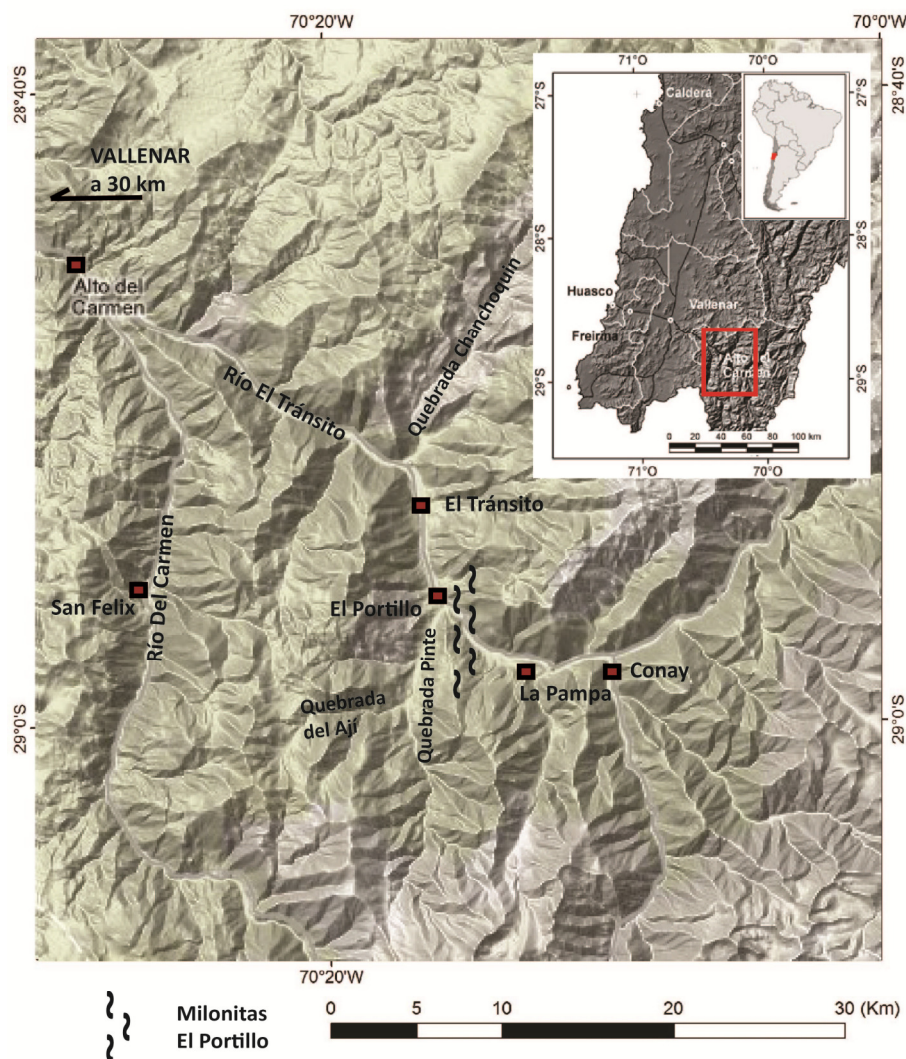


Figura 1: Mapa comunal y topográfico de zona de estudio. Cuadro rojo indica Ubicación del Valle El Tránsito en la III Región de Atacama. DEM tomado de GoogleMaps.

4. ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE DEFORMACIÓN DÚCTIL

El marco teórico de este estudio fue recopilado fundamentalmente de Passchier y Trouw (1996), Arancibia (1997), Cembrano (1998) y complementado con aspectos teóricos de otros autores referentes al comportamiento físico de las rocas sometidas a un stress en un estado dúctil.

4.1 Introducción

Frente a un estado de stress, las rocas pueden tener un comportamiento frágil o dúctil. El término frágil se refiere a la tendencia de un cuerpo a romperse a un strain relativamente bajo (5%) después de una etapa variable de deformación elástica. El término dúctil se refiere a la capacidad de soportar alto *strain* o deformación, sin pérdida de cohesión a la escala considerada (Means, 1990).

El aumento de la temperatura y presión de confinamiento modifica el comportamiento mecánico de la roca frente a determinado stress. A poca profundidad las rocas tienen un comportamiento frágil que permite la formación de brechas de falla (Figura 2). Aproximadamente entre 1 a 4 km de profundidad el comportamiento puede ser cohesivo con fábricas aleatorias (seudotaquilitas), y a profundidades mayores a 10 km (Figura 2) encontramos rocas cohesivas foliadas o milonitas.

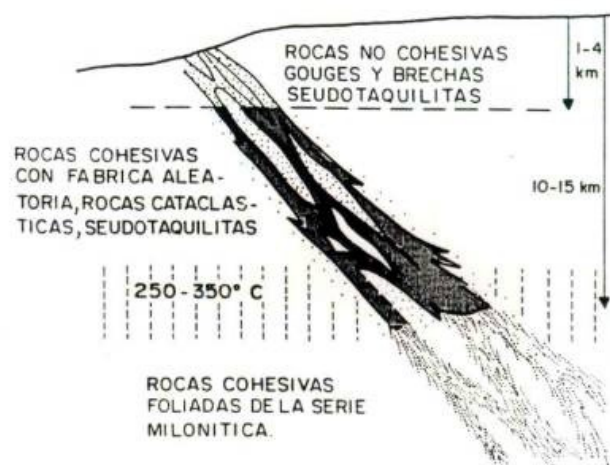


Figura 2: Esquema simplificado de rocas cataclásticas y miloníticas de Sibson, 1977.

Dependiendo del grado de la tasa de recuperación y de strain, Wise et al. (1984) ha propuesto un sistema de clasificación para rocas cataclásticas desde un estado frágil a un estado dúctil (Figura 3). Este gráfico muestra una transición gradual del producto de la deformación de rocas frágiles a rocas con deformación dúctil dependiendo de la tasa de *strain* y de la tasa de recuperación.

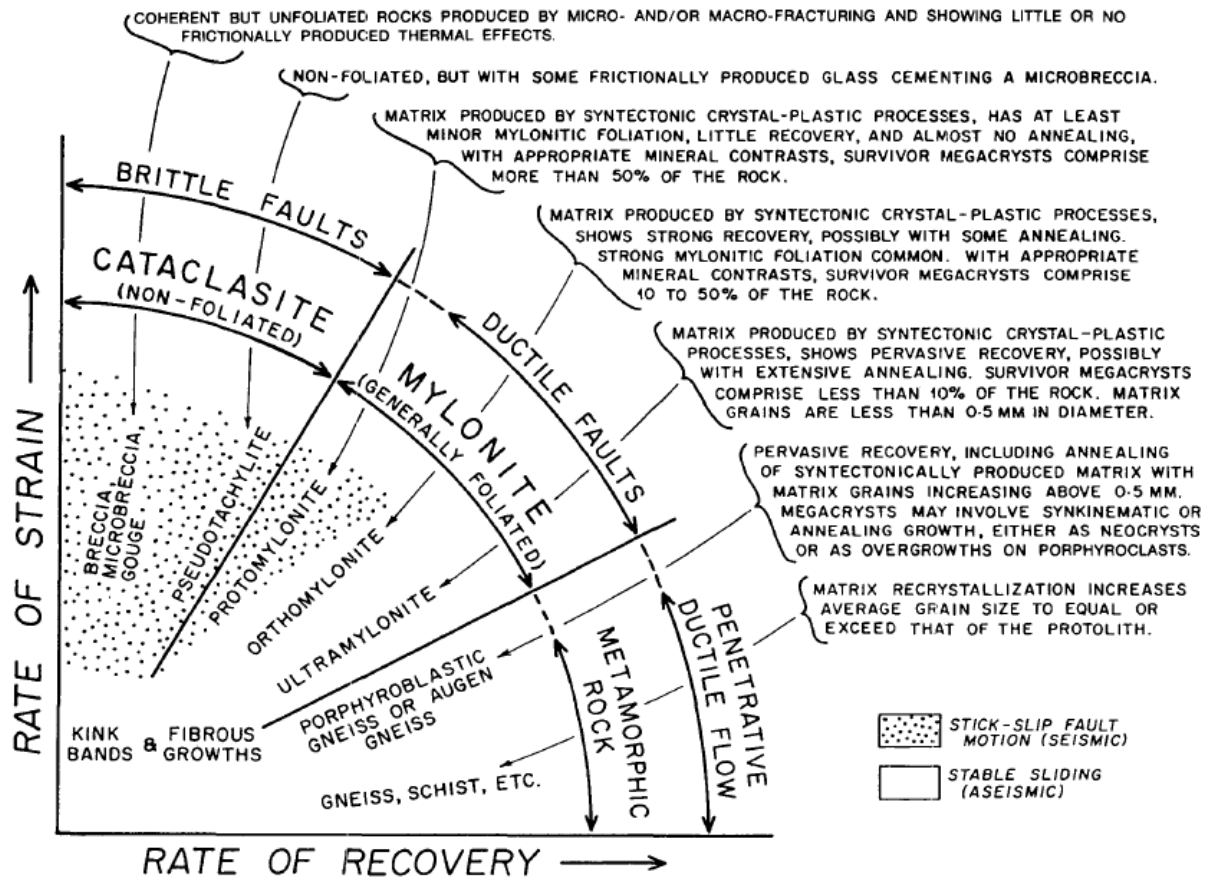


Figura 3: Clasificación de las rocas de fallas en función de las tasas de deformación y recuperación de Wise et al. (1984).

A escala microscópica podemos notar evidencias de comportamiento frágil en rocas dúctiles mesoscópicamente. Esto se debe a las distintas respuestas mecánicas de los minerales respectivos que conforman la roca, lo que refleja la importancia del factor composicional de la roca deformada. Otros factores de importancia son la tasa de strain (strain v/s tiempo) involucrada, la temperatura, la presencia de agua en los poros, la presión efectiva y el tipo de flujo (coaxial o no coaxial) (Knipe, 1989).

En términos muy generales, la secuencia de procesos con respecto al aumento de strain y/o temperatura son: el fracturamiento, transferencia de masa y plasticidad cristalina. Sin embargo, respecto a estos dos últimos, pueden ser difíciles de diferenciar, ya sea porque las evidencias texturales son similares o porque pueden operar conjuntamente.

Otro aspecto importante es la activación de mecanismos de plasticidad cristalina (Tullis et al., 1982; Knipe, 1989; Twiss y Moores, 1992) por la deformación general de la roca o por activación térmica, conduciendo a recristalización dinámica en la que predominan los procesos de rotación de subgranos y migración en los bordes. Por otro lado la recuperación textural y la recristalización térmica son más efectivas cuando cesa la deformación (a alta temperatura) y el mecanismo de reducción de área en los bordes de granos que produce un ajuste y crecimiento de éstos originando granos “libres de strain” (Passchier y Trow, 1996).

4.2 Mecanismos de deformación

A continuación se entrega una síntesis de los aspectos más relevantes acerca de los mecanismos principales de deformación y la relación entre Microestructuras, condiciones físicas y trayectoria de deformación.

4.2.1 Deslizamiento friccional y fracturamiento

En estos mecanismos el fenómeno de fractura domina por sobre los de deformación plástica. Involucra principalmente el deslizamiento de unos granos con otros, donde los granos individuales son esencialmente no deformados y se comportan como cuerpos rígidos (Knipe, 1989). El deslizamiento comienza cuando se vence la cohesión y fricción entre granos, distinguiéndose del deslizamiento en el borde de los granos que es posible a más alta temperatura, donde la difusión en el bore de los granos controla la deformación y no hay pérdida de cohesión (Knipe, 1989).

Los procesos de fractura involucran nucleación, propagación y desplazamiento a lo largo de nuevas superficies creadas durante la deformación. La fragmentación del material, la dilatación, la rotación y el deslizamiento en el borde de los granos, constituyen un fenómeno de cataclasis en el cual domina el fallamiento en niveles altos de la corteza generando salbandas y brechas (Knipe, 1989). El microfracturamiento

ocurre mediante la apertura de fracturas extensionales transgranulares y reduce progresivamente el tamaño del grano (Tullis et al., 1982).

4.2.2 Transferencia de masa.

Incluye aquellos mecanismos asociados con redistribución de material durante la deformación por procesos de difusión, lo que puede modificar la forma de los granos. Incluye difusión iónica dentro de la estructura cristalina, a través de los bordes y participación de fluidos en la transferencia (disolución por presión). La transferencia de material ocurre desde áreas de alto stress compresivo a áreas de bajo stress compresivo (Tullis et al., 1982). Involucra pérdida de volumen y acomodación de los granos por compactación, siendo más dominante en material de grano fino. Los niveles de stress diferencial deben ser suficientemente bajos para inhibir mecanismos de deformación plástica cristalina (Knipe, 1989).

La disolución por presión es el principal mecanismo de difusión en silicatos. Involucra la presencia de agua como película intergranular, con disolución de material en bordes de alto stress, difundido a través de la película de agua y reprecipitación en los bordes de stress más bajos (Tullis et al., 1982) (Figura 4).

Los procesos de disolución por presión quedan evidenciados por granos originales aplanados y granos nuevos fibrosos, penetración mutua de granos con depósitos insolubles a lo largo de los bordes (estilolitos), material precipitado (a menudo fibroso) en sombras de presión contra granos más rígidos o insolubles, o bien rellenando venas en fracturas extensionales (Tullis et al., 1982). Los contactos entre granos que suponen un plano de dislocación, son en mayoría indentados (Passchier y Trouw, 1996).

Si bien, mecanismos de disolución y de plasticidad cristalina pueden otorgar la misma micro estructura, los procesos de difusión tienden a destruir orientaciones cristalográficas preferenciales de los granos.

4.2.3 Plasticidad Cristalina

Los fenómenos de plasticidad cristalina producen deformación de los granos principalmente mediante el movimiento de dislocaciones intracristalinas, que

corresponden a defectos lineales de la red y forman granos con orientaciones cristalinas preferenciales.

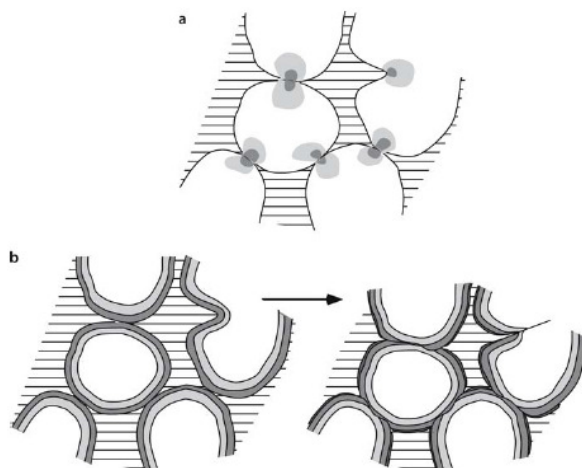


Figura 4: a.- Oolitas rodeadas por fluidos en poros. En los puntos de contacto el stress diferencial alto es indicado con “sombras”. b.- La solución con presión aumenta en tamaño de los granos. El material se disuelve en los contactos de los puntos que precipita en espacios de poros adyacentes indicados con sombras oscuras (Passchier y Trow, 1996)

A continuación se presentan distintos mecanismos de deformación por plasticidad cristalina.

4.2.3.1 Deslizamientos de dislocaciones

Este mecanismo produce un cizallamiento simple del cristal a escala de la celda unidad y como proceso similar al del maclado mecánico, puede tener lugar temperaturas moderadamente bajas (Tullis et al., 1982).

Las dislocaciones en diferentes planos de deslizamiento pueden obstruirse entre sí (por impurezas cristalinas) produciendo el fenómeno de “strain hardening”, el cual puede conducir a fractura (Figura 5).

De esta manera, el deslizamiento de las dislocaciones requiere alto “stress” y produce sólo un strain limitado en la mayoría de los minerales (Tullis et al., 1982).

Evidencias de deslizamientos de dislocaciones son extinción ondulosa, bandas de deformación y orientaciones preferenciales o Lamellae (Tullis et al., 1982) (Figura 6).

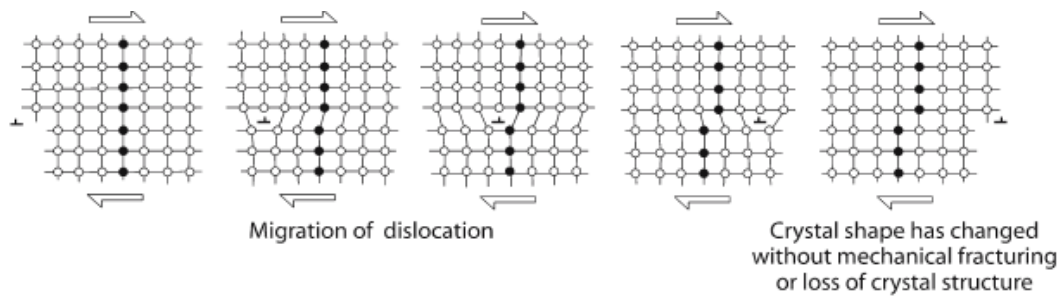


Figura 5: Deformación de un cristal por el movimiento de dislocación. La parte superior del cristal se traslada a través de una unidad enrejada hacia la derecha como resultado del paso de una dislocación de izquierda a derecha. (Passchier y Trow, 1996)

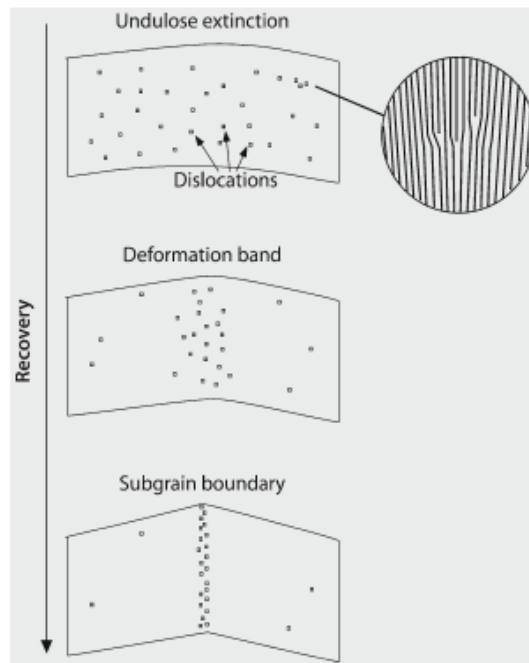


Figura 6: Efecto de deslizamientos dislocacionales en función de tasa de recuperación (Passchier y Trow, 1996).

4.2.3.2 “Creep” de dislocaciones

Este mecanismo involucra conjuntamente deslizamientos y saltos (climb) de dislocaciones. Ocurre a mayores temperaturas, donde las tasas de difusión son lo suficientemente rápidas para permitir saltos en las dislocaciones (Tullis et al., 1982).

Las dislocaciones de signo contrario se pueden anular produciendo una recuperación de la red. Esto puede llevar a la formación de subgranos (Bell y Etheridge, 1973)

levemente desorientados uno con respecto a otro, produciendo recristalización dinámica, cuyo monto crece con la temperatura (Figura 7), strain y contenido de agua. Se logra así, alto strain a stress relativamente bajo.

Evidencias de recuperación es la presencia de subgranos y granos dinámicamente recristalizados a lo largo de bordes de los granos originales generando contactos cerrados y abultados (Bell y Etheridge, 1973; Tullis et al., 1982).

4.3 Minerales y condiciones físicas de deformación

Los minerales de roca pueden reflejar en su microestructura los mecanismos de deformación más probables que los afectaron (Tullis et al., 1982; Simpson, 1985; Knipe, 1989; Scholz, 1990, Passchier y Trouw, 1996). Entre los minerales diagnósticos de condiciones físicas de deformación más comunes están cuarzo, biotita, plagioclasa y ortoclasa.

4.3.1 Cuarzo

Las microestructuras de cuarzo pueden ser divididas en tres categorías: estructura de deformación (extinción ondulosa, "kink bands"), estructuras de recuperación (poligonización, subgranos) y recristalización (formación de nuevos granos y bandas de deformación) (Bell y Etheridge, 1973).

El inicio de plasticidad del cuarzo ocurre aproximadamente entre los 250° y 300°C (inicio de las facies esquistos verdes) (Simpson, 1985). Subgranos indican la operación del mecanismo de deslizamiento de dislocaciones y subsecuente recuperación logrando un mayor strain en condiciones físicas características de la parte media y superior de las facies esquistos verdes, evidenciado por granos pequeños individualizables dentro del grano original deformado (Figura 7) (Simpson, 1985).

Contactos serrados y abultados entre granos vecinos, indican la operación de recristalización dinámica vía migración en los bordes (Bell y Etheridge, 1973). A temperaturas mayores a los 450°C (facies anfibolitas) el cuarzo recristaliza totalmente en un agregado poligonal (Simpson, 1985).

Como producto de la deformación plástica de granos de cuarzo y/o recristalización, se forman comúnmente los “ribbons” o lentes de cuarzo, que de acuerdo a sus características estructurales, reflejan las condiciones bajo las cuales se produjo la

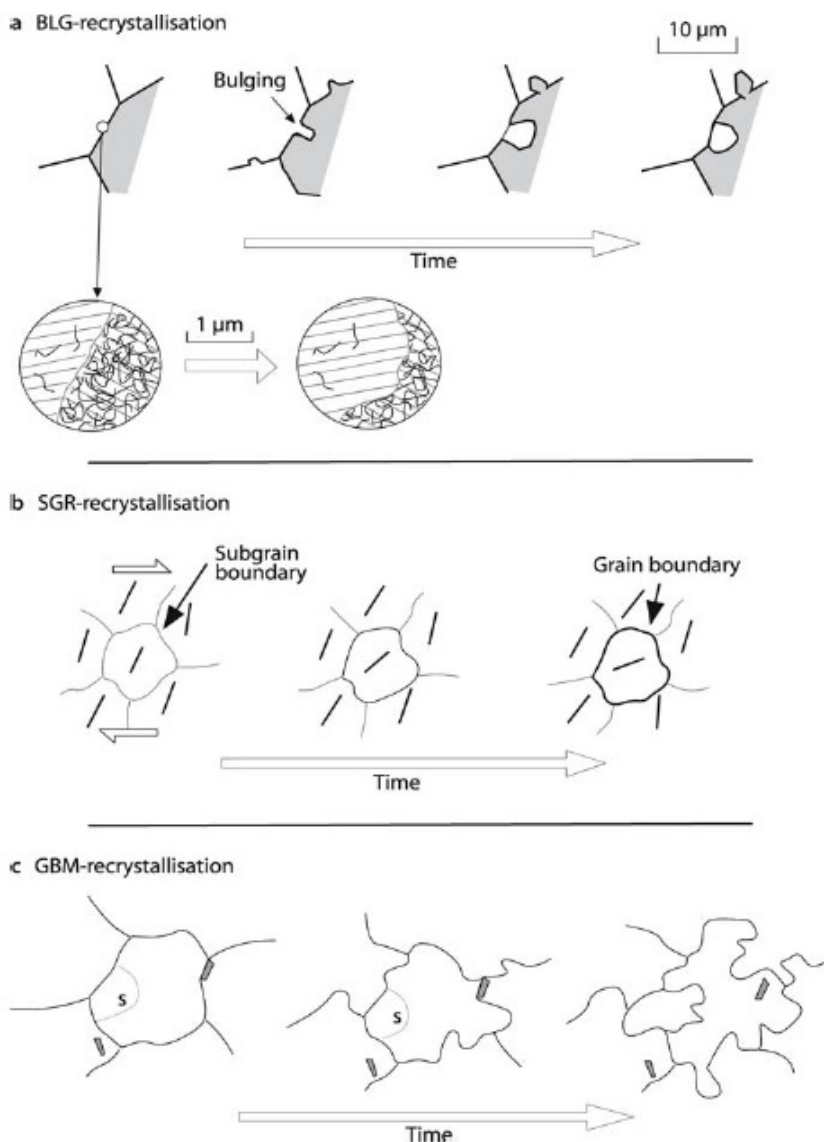


Figura 7: Tipos de recristalización dinámica o creeps de dislocaciones desde bajas a altas temperaturas (a) *Bulging (BLG)*: A baja temperatura, si dos granos adyacentes tienen distinta densidad de dislocaciones, el límite entre los granos puede empezar a migrar hacia aquel que presente mayor densidad de dislocaciones hasta formar eventualmente un nuevo grano independiente. (b) *Subgrain Rotation (SGR)*: A temperatura media la rotación de subgranos como respuesta a la migración de dislocaciones en las paredes de subgranos durante la deformación progresiva puede generar bordes de granos bien marcados. Barras indican orientación preferencial de los cristales. (c) *High Temperature grain boundary migration (GBM)*: A altas temperaturas los bordes de los granos se vuelven altamente móviles y pueden desplazar material en cualquier dirección para remover dislocaciones y bordes de subgranos. La rotación de subgranos también ocurre, sin embargo estos son altamente móviles. Tomado de Passchier y Trow (1996).

deformación. En general, éstos pueden ser de dos tipos: monocristalinos y policristalinos. La posible orientación preferencial de los granos es atribuible a la reorientación de la red durante una deformación plástica importante por deslizamiento intracristalino. El tipo de orientación depende de las condiciones de temperatura, tasa de strain, contenido de agua, geometría y régimen de deformación.

El ribbon de cuarzo, que se origina por deformación de granos de cuarzo preexistentes, debe distinguirse de agregados policristalinos de cuarzo en forma de bandas que correspondan a venillas o niveles estratigráficos, en cuyo caso no existe orientación cristalográfica preferencial de los granos de cuarzo. En caso de origen por deformación, los ribbons pueden ser mono o policristalinos.

1) Ribbons monocristalinos

Resultan de la deformación plástica de granos de cuarzo en la facies esquistos verdes (Boullier et al., 1978) (Figura 8).

2) Ribbons policristalinos

Resultan de la deformación plástica de granos en un agregado de granos de cuarzo. Cuando hay recristalización, los ejes mayores de los granos indican la dirección de estiramiento instantáneo (Simpson y Schmidt, 1983) (Figura 8).

a) Tipo I

Asociación de granos deformados de tamaño visible. Los granos son alargados paralelamente al largo de los ribbons. El mecanismo involucrado es la recristalización por desorientación progresiva de los granos (Boullier et al., 1978). Comúnmente ocurren por deformación a un grado menor a la facies esquistos verde (Simpson, 1985)(Figura 8.1).

b) Tipo II

Corresponde a un mosaico de granos equidimensionales o alargados, de tamaño constante. Reflejan deformación en la facies esquistos verde media (Simpson, 1985) y el mecanismo depende de la orientación de los granos (Figura 8.2).

c) Tipo III

Es un tendido de granos de cuarzo en ambiente estático (fenómeno de “crecimiento exagerado”), testimonian una historia térmica post deformacional (Boullier et al., 1978). La completa recuperación y recristalización de cuarzo en estos ribbons ocurren en facies epidota-anfibolita y superiores (Simpson, 1985) (Figura 8.3).

d) Tipo IV

Grandes granos irregulares a rectangulares. El mecanismo es similar al de los ribbons de tipo I, pero con granos más grandes (menos deformables, o bien ribbons de tipo III con granos de bordes serrados (por difusión en los bordes) (Boullier et al., 1978) (Figura 8.4).

4.3.2 Micas

Bajo la facies esquisto verde, la biotita desarrolla kink bands simples y abiertos. En la facies esquisto verde de temperatura media, forma kink bands primarios que a su vez pueden formar otros secundarios o estructuras tipo chevron. Sin embargo, la presencia de grano fino en ribbons de biotita y dentro de las kink bands puede indicar recristalización dinámica. Esto implica tanto reducción del grano como reorientación física de los planos (001) de biotita (Boullier y Bouchez, 1978, Lister y Snoke, 1984). En la facies anfibolita o superior, la biotita y muscovita recristaliza totalmente y sus planos (001) son subparalelos a la foliación y a los márgenes de ribbons de cuarzo (Simpson, 1985).

4.3.3 Plagioclasa

Esta sufre fracturamiento en la facies esquistos verdes o inferior, dado que son menos susceptibles que el cuarzo a deformarse mediante el deslizamiento de las dislocaciones, debido a restricciones intracristalinas de la red. En la facies esquisto verde en general desarrollan colas como respuesta a recristalización por procesos de transferencia de masa. Presenta plasticidad de baja temperatura (kink bands) en facies esquistos verdes de media temperatura y recristalización menor a lo largo de microfracturas. Sobre los 400°-500°C sufre procesos de “dislocation creep”

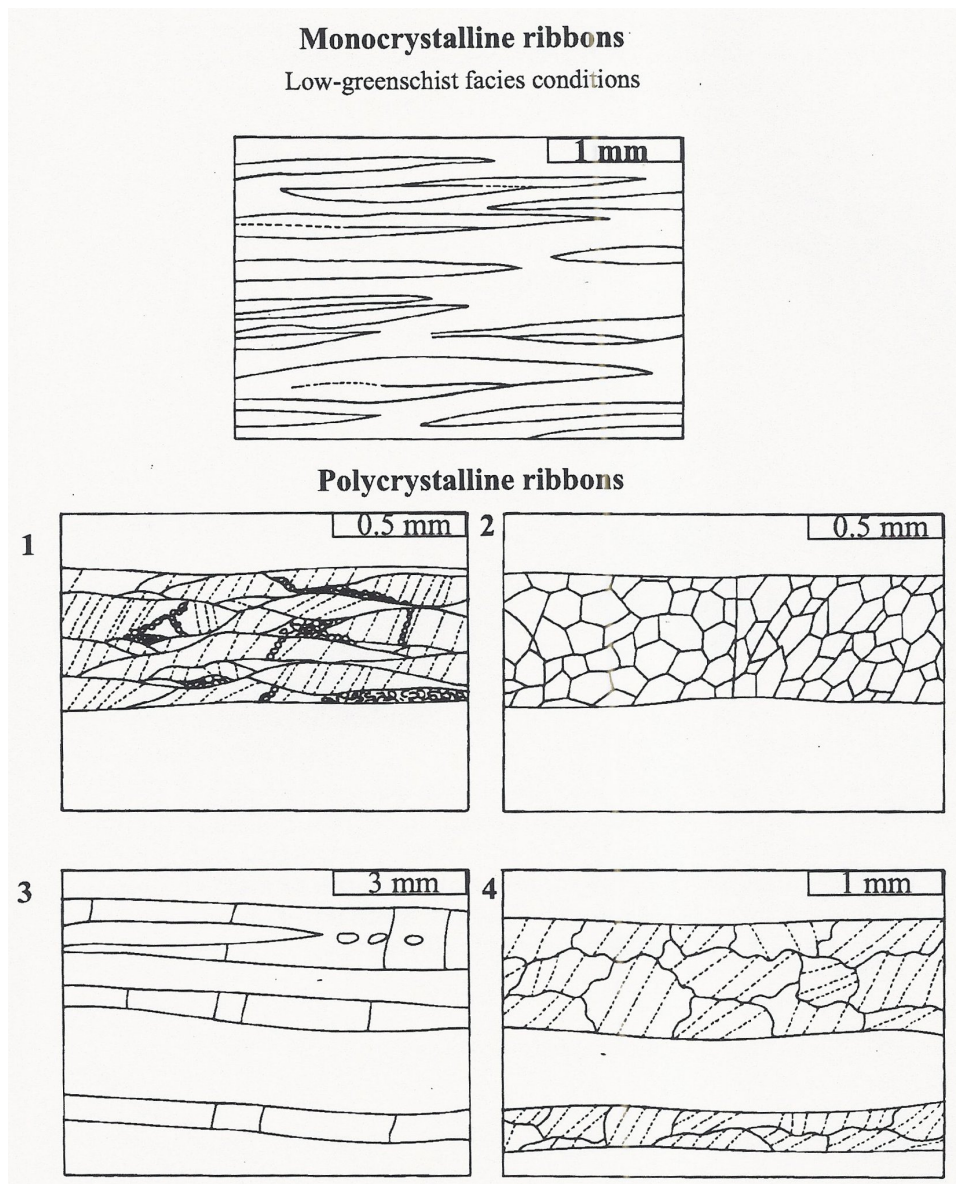


Figura 8: Arriba Ribbons monocristalinos. Abajo; 1: Tipo 1; 2: Tipo II; 3: Tipo III; 4: Tipo IV. Tomado de Boullier y Bouchez, 1978).

Al inicio de la facies anfibolitas, entre los 450°-500°C la plagioclasa recristaliza a un agregado poligonal que puede formar bandas félsicas alternantes con minerales máficos, como ocurre en los gneises de grano medio a alto (Simpson, 1985).

La recristalización dinámica tanto en plagioclasa como en feldespatos potásicos se localiza inicialmente en las superficies de alto strain tales como contacto entre granos y fracturas internas. En milonitas de la facies esquistos verdes, los feldespatos suelen

constituir porfiroclastos alargados en una matriz parcial o totalmente recrystalizada de cuarzo.

4.3.4 Ortoclasa

Se comporta frágilmente en facies esquistos verdes, con fuerte reducción del tamaño de grano. Al igual que las plagioclasas, en facies esquistos verdes son afectadas por mecanismos de transferencia de masa. En facies esquistos verdes medio a superior sufre procesos de dislocación creep, con recrystalización en grano fino tipo mosaico. En facies epidota-anfibolita a anfibolita (alto grado), forma mirmekitas relacionadas a strain, ubicadas en la zona de máximo acortamiento, por procesos de difusión a gran escala (Simpson, 1985; Gapais, 1989).

Con el incremento del strain, los procesos frágiles en feldespatos llevan a un incremento de granos clásticos hasta que la fracción clástica se reduce drásticamente porque el feldespato es reemplazado por cuarzo, albita, epidota y micas blancas. Sobre los 500 °C la recrystalización dinámica reduce la fracción de feldespato relicto (Gapais, 1989).

4.4 Microestructuras y trayectoria de deformación

Al estudiar rocas deformadas, lo que se observa es su estado de strain finito, que corresponde a la diferencia entre la geometría en el estado inicial y el estado final del cuerpo deformado (Passchier y Trouw, 1996). La deformación progresiva en cambio, se refiere al proceso de acumulación de deformación en el tiempo (Passchier y Trouw, 1996), originando las trayectorias de deformación.

Dado que diferentes trayectorias de deformación pueden dar como resultado el mismo estado de strain finito, estableciendo la naturaleza de flujo de las partículas durante su deformación. Este flujo se representa mediante el campo de velocidades compuesto por los vectores de velocidad instantáneos asociados a cada partícula del cuerpo en deformación (figura 6) (Means, 1990).

De acuerdo con la relación entre los ejes del elipsoide de strain finito son siempre paralelos a los ejes principales de strain incremental (Ej. Cizallamiento puro: corresponde a flujo coaxial de strain plano a volumen constante, figura 7 a). En un flujo

no coaxial, los ejes principales de strain finito rotan con respecto de los ejes principales de strain incremental (Ej. Cizallamiento simple: corresponde a flujo no coaxial de strain plano a volumen constante) (Twiss y Moores, 1992).

Los indicadores cinemáticos son elementos estructurales que permiten conocer la trayectoria de deformación y el tipo de flujo asociado (Twiss y Moores, 1992). Entre estos últimos están los indicadores del sentido de movimiento (Hanmer y Passchier, 1991), para rocas asociadas a zonas de deformación lateral, El tipo de indicador cinemático dependerá de la respuesta de los elementos constituyentes y los procesos involucrados a las componentes coaxial y no coaxial de u flujo general de partículas de un cuerpo durante su deformación a inclusiones (estructura de dominó, peces mica), apéndices (sistema de porfiroclastos + colas), superficies S-C y S-C', venas y pliegues asimétricos.

4.4.1 Indicadores cinemáticos

En general, durante el proceso de deformación, cada inclusión rota siempre desde posiciones de equilibrio inestable hacia posiciones de equilibrio estable.

A continuación se presentan algunos tipos de inclusión comunes en rocas sometidas a deformación plástica con cizalle progresivo.

4.4.1.1 Inclusiones simples

En general, durante el proceso de deformación, cada inclusión rota siempre desde posiciones de equilibrio inestable hacia posiciones de equilibrio estable.

En un cizalle simple progresivo, todas las inclusiones rotan con el mismo sentido que el cizalle impuesto, es decir rotación en sentido horario para cizalle dextral y antihorario en cizalle sinestral.

4.4.1.2 Estructura de dominó en inclusiones

Para formar este tipo de estructura se requiere que la matriz sea plástica y el porfiroclasto sea frágil. Además depende de la posición original del clasto y es bastante sensible a la componente de cizalle coaxial. La presión confinante debe ser lo

suficientemente alta para que haya fracturamiento y deslizamientos internos sin pérdida de cohesión a escala de porfiroclasto.

Frecuentemente, las discontinuidades se inician a 70° del plano de cizalle principal, lo que se manifiesta en una rotación antitética de los dominós con respecto al cizalle global impuesto (Figura 9). En cizalle puro o flujo general coaxial, la rotación de los dominós es una función del componente coaxial del flujo. Por ello, en minerales prefracturados o con fuerte clivaje en orientaciones distintas a las producidas por la deformación considerada, el uso de esta estructura como indicador de movimiento puede llevar a interpretaciones equívocas.

La rotación antitética de los dominós resulta en granos alargados (Figura 9), ya que en granos equidimensionales, éste tiende a ser sintética. Además, puede haber un incremento de la rotación con lo que las discontinuidades iniciadas a 70° con movimiento antitético, disminuyen su desplazamiento y eventualmente son remplazadas por movimiento sintético.

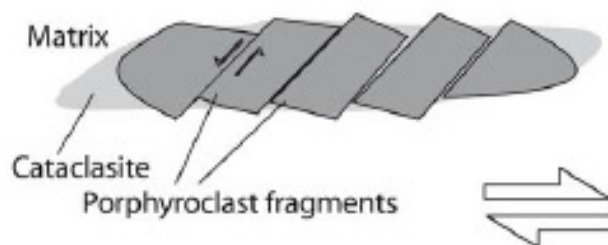


Figura 9: Estructura de dominó dextral tomada de Passchier y Trow (1996)

4.4.1.3 Peces de mica

Ocurren comúnmente en milonitas, orientándose sigmoidalmente en el cuadrante extensional del flujo, con un ángulo entre 10° a 15° con respecto al plano de cizalle y unidas en sus extremos con superficies C, donde a menudo aparecen micas de grano más fino paralelas al plano de cizalle (Figura 10). Los peces mica son usualmente inclinados contra el sentido del cizalle pero el ángulo de inclinación varía desde 30° a casi paralelo a la superficie C.

Si bien no se conoce con claridad el proceso de formación de los peces micas, un posible mecanismo es su formación mediante microfallas lístricas normales. La relación

de angulosidad antes mencionada es un buen indicador del sentido de movimiento, por cuanto empíricamente se ha observado esta compatibilidad en casos donde se ha determinado el sentido de cizalle de manera independiente.

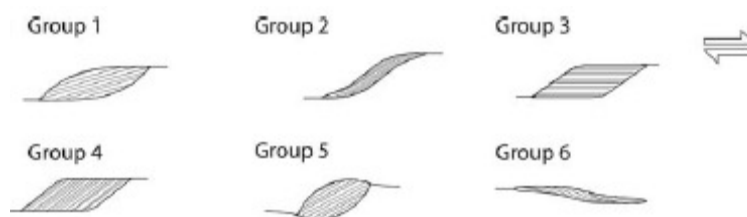


Figura 10: Seis grupos de peces mica o “mica fish”, tomado de Passchier y Trow (1996).

4.4.1.4 Mantos y sombras de presión

El manto es un agregado de granos con mineralogía similar que forman una unidad estructural con el porfiroclasto. Es común en feldespatos en una matriz de cuarzo, feldespato y micas., en ortopiroxenos en peridotitas, o en dolomita en matriz calcárea. Se interpreta como consecuencia de una deformación plástica por acumulación de dislocaciones en la corona del porfiroclasto en respuesta al flujo de la matriz. Los mantos finos pueden formar colas o sombras de presión a ambos lados del porfiroclasto, paralelo a la fábrica en la milonita.

i) Sombras de presión

En general, la sombra de presión se forma en los cuadrantes extensionales del flujo, por procesos de transferencia de masa en de distinta naturaleza a la inclusión asociada.

Sin embargo, la estructura completa puede estar rotada o la transferencia de masa de material externo puede ocurrir hacia las fracturas que se produzcan alrededor o al interior de la inclusión en los cuadrantes de acortamiento, en ambos casos la sombra de presión no reflejaría el verdadero sentido de cizalle. Por estas razones, como indicadores cinemáticos son menos confiables que las colas (formadas a partir del material de la inclusión) y deben encontrarse elementos independientes que respalden este criterio.

ii) Colas

Las colas son estructuras alargadas adosadas a ambos extremos de un porfiroclasto, subparalelas a la esquistosidad y están formadas por material fino de la misma composición de la inclusión. Son producto de transferencia de masa en la inclusión desde zonas de mayor presión hacia zonas de menor presión.

Durante cizalle simple progresivo comienzan a crecer a 45° del margen de la zona de cizalle, pero a medida que se desarrollan (y por ende, se hacen más largas), van rotando hacia el plano de flujo para terminar paralelas a él, lo que produce geometrías en escalera.

La relación entre recuperación v/s recristalización, puede originar distintos tipos dos tipos de colas (Figura 11)

ii.1) Cola tipo sigma

Es aquella en que las colas no cortan la línea imaginaria central de la inclusión paralela al plano del flujo. Esto significa que la tasa de recristalización es menor que la de rotación. El sentido de cizalle estará indicado según el sentido de ascenso en la escalera formada por las colas asimétricas (Passchier y Simpson, 1986) (Figura 11).

ii.2) Cola tipo delta

En este caso, las colas cortan la línea imaginaria anteriormente mencionada. Se da forma cuando la tasa de rotación es mayor que la de recristalización, produciéndose un arrastre de las colas y la formación de microplegues. Por lo tanto, el sentido de cizalle estará indicado por el sentido de arrastre (Passchier y Simpson, 1986) (Figura 11).

4.4.2 Superficies S-C y S'C'

Las superficies más comunes desarrolladas durante la deformación de rocas son las superficies S (esquistosidad), superficies C y superficies C'. (Bandas de cizalle).

La esquistosidad está determinada por el aplanamiento de los granos constituyentes de la roca, está relacionada a la acumulación de strain finito y se comienza a desarrollar en una dirección a 135° del sentido de movimiento, correspondiendo al plano XY del elipsoide de strain finito durante los estados iniciales de la deformación.

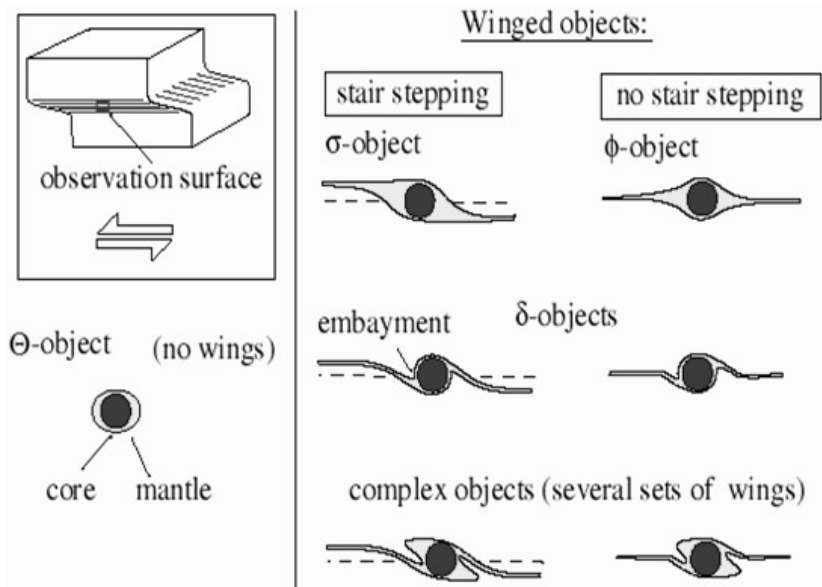


Figura 11: Las colas se han agrupado en 5 clases diferentes. **A:** Objetos tipo θ carecen de alas; **B:** Colas tipo σ son amplias cerca de los porfidoclastos, con dos caras planas y dos curvadas, que reflejan una asimetría interna. Ocurre en milonitas con bajo strain; **C:** Colas ϕ tienen simetría ortorrómbica. Se dan en milonitas de alto grado; **D:** Colas tipo δ son delgadas y se doblan cerca del porfidoclasto. Ocurre en milonitas con alto strain; **E:** Colas compuesta (varios tipos de colas juntos). Tomado de Passchier y Trow (1996).

Las superficies C corresponden a discontinuidades discretas, usualmente anastomosadas y de color oscuro, en las cuales se observa un agregado de minerales de grano muy fino microfracturados y recrystalizados, producto de una compleja interacción entre mecanismos de plasticidad cristalina, transferencia de masa y procesos de deformación frágil (Lin y Williams, 1992). Estas bandas representan zonas de intenso strain de cizalle lateral y reflejan a gran escala la dirección de la zona de cizalle regional, teniendo un movimiento sintético a ella (Figura 12).

La relación geométrica de la oblicuidad entre las superficies S y C se usan como indicador de movimiento. La superficie sigmoideal de S, que refleja el estado de deformación progresiva, rota hacia la superficie C con el incremento del strain, disminuyendo el ángulo entre ellas. La densidad de las superficies C aumenta con el incremento de strain y su orientación se mantiene más o menos constante (Simpson, 1984) (Figura 12).

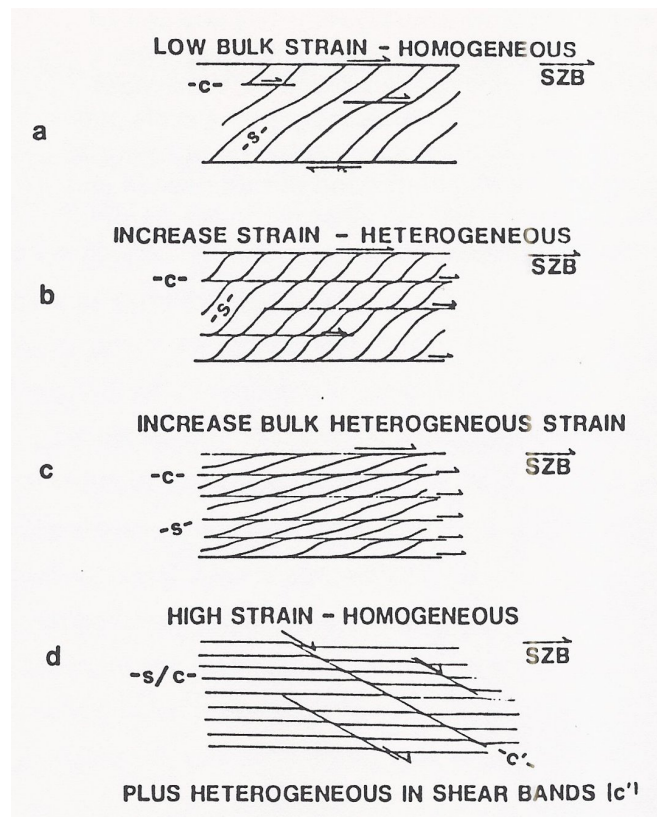


Figura 12: Formación de superficies S,C y C' con la deformación progresiva de cizalle dúctil de rocas graníticas. SZB: Orientación de la banda de la zona de cizalle principal en un movimiento dextral. a: Desarrollo homogéneo de la fábrica S bajo strain global, pueden aparecer superficies C escasas y no penetrativas; b: Incremento del strain y comienzo de heterogeneidades concentradas a lo largo de superficies C penetrativas; c: Rotación de superficies S hacia el paralelismo con superficies C al aumentar el strain global; d: alto strain, las superficies C y S son subparalelas a SZB y la fábrica es relativamente homogénea, aunque heterogeneidades en forma de superficies C' pueden desarrollarse sintéticamente a la zona de cizalle principal (Simpson, 1984).

4.4.3 Venas

La geometría mesoscópica y microscópica de venas puede ser usada como indicadora del sentido de movimiento, siempre y cuando se conozca la relación de temporalidad de ellas con respecto a la deformación considerada. Para esto es necesario conocer sus relaciones con elementos estructurales como pliegues, foliación, etc.

En general, el estilo de deformación es función de la orientación relativa de la vena con respecto al elipsiodes de strain sobrepuesto, reflejando el sentido del cizalle correspondiente. De acuerdo con esto, venas pre-tectónicas de distintas orientaciones tendrán una respuesta diferente a la deformación.

En el caso de las venas deformadas durante el cizalle simple, tenderán a desarrollar fracturas perpendiculares a la dirección de máximo estiramiento y comenzarán a rotar según progresa el cizallamiento. De esta manera las venas desarrollan una traza sigmoideal que permite determinar el sentido de movimiento (Figura 13).

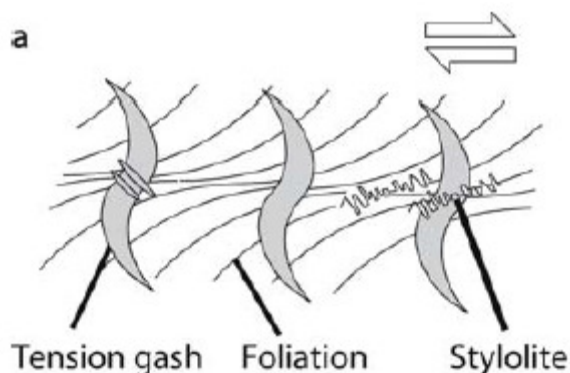


Figura 13: Rotación de grietas de tensión por cizalle dextral. Tomado de Passchier y Trow (1996).

4.4.4 Pliegues asimétricos

De acuerdo al mecanismo de plegamiento ideal, el sentido de rotación del segmento rotado asociado a las kink bands de un pliegue asimétrico es antitético al sentido del cizalle global impuesto. Sin embargo, para mantener un volumen constante, la compensación de material puede provocar una respuesta inversa. Por esta razón, el uso de pliegues asimétricos como indicadores del sentido de cizalle debe ser criterioso.

No obstante, se puede considerar que pliegues que poseen ejes más o menos rectos y ortogonales a la dirección de movimiento en forma de “Z” (Figura 14), son favorecidos por el cizalle global dextral, y pliegues tipo “S” lo son por cizalle global de tipo sinistral. En general, un pliegue asimétrico puede ser un buen indicador cuando un set considerable de pliegues contemporáneos muestra una asimetría extensiva consistente regionalmente. Localmente, la asimetría se podrá usar como indicadora del sentido de movimiento sólo cuando el eje del pliegue sea perpendicular a oblicuo a la lineación de estiramiento. Otros pliegues son los “tipo vaina” (Figura 14), cuyos ejes no son rectos y reflejan una mayor deformación que los anteriormente mencionados. A alto strain, el eje del pliegue es subparalelo a la dirección de extensión finita, por lo que no reflejaría claramente el sentido de movimiento.

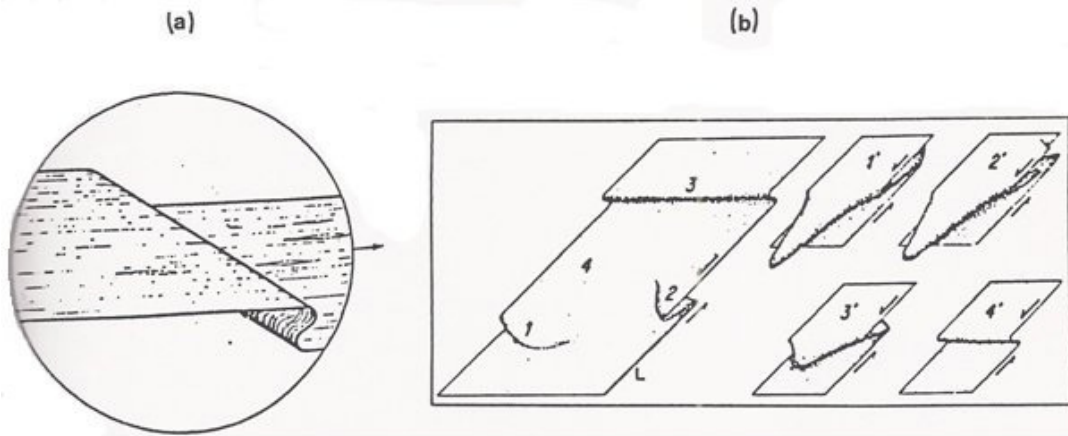


Figura 14: a) Pliegue tipo Z en cizalle dextral. b) Formación de pliegue tipo vaina (Tomado de Hammer y Passchier, 1989)

5. METODOLOGÍA

A.- Etapa preparación terreno

En esta etapa se recopiló la bibliografía que permitió la elaboración de un mapa geológico de la zona del Valle de El Tránsito, junto con otras informaciones relevantes tales como unidades litoestratigráficas, edades, marco estructural, etc.

Se confeccionó un mapa geológico del Valle El Tránsito preliminar a escala 1:200.000 para establecer un marco geológico y estructural amplio para las Milonitas El Portillo (MEP) y al basamento paleozoico del valle de El Tránsito.

Se utilizó el software ArcGis para referenciar los datos y ENVI para obtener un mapa de clasificación usando la combinación de bandas (731) para discriminación litológica.

B.- Etapas de terreno

Esta etapa consistió en un periodo donde se realizaron un total de 3 terrenos a la zona de estudio, seguidos de una etapa de trabajo en el taller de cortes transparentes con muestras orientadas.

El primer viaje a terreno tuvo como objetivo el reconocimiento regional de la geología del Valle del Tránsito, el cual tuvo una duración de 4 días durante el mes de octubre del 2010. Ahí se realizó un primer muestreo de las rocas deformadas del basamento paleozoico desde la quebrada Chancoquin (al norte de localidad El Tránsito, Figura) hasta la Quebrada Pinte (al sur de localidad El Tránsito, Figura), tomando mediciones sistemáticas de esquistosidad, lineaciones de minerales y de estiramiento, indicadores cinemáticos macroscópicos, y una primera colección de muestras orientadas a una escala regional (Figura 16).

La segunda salida a terreno tuvo una duración de 4 días y tuvo como objetivo realizar un mapa 1:50.000 en el Valle de El Tránsito, una caracterización estructural de la zona de estudio, y una segunda colección de muestras orientadas en las MEP y sus alrededores (Figura 16).

El tercer terreno tuvo una duración de 8 días durante el mes de octubre del 2011, el cual permitió realizar un mapeo 1:20.000 en detalle de los afloramientos tipo de las MEP, las unidades litológicas, sus características estructurales y su relación de contacto con las rocas adyacentes desde la localidad La Pampa hasta la Quebrada Pinte (Figura). Además se obtuvo una tercera colección de muestras orientadas con un énfasis especial en las rocas de las MEP (Figura 16).

C.- Etapa gabinete

C.1 Trabajo con base de datos

Durante el periodo de gabinete luego de cada estadía en terreno se elaboró una base de datos litológicos y estructurales tales como foliación, lineación, indicadores macroscópicos y muestras de mano para cada punto. Esta base de datos fue complementada con mediciones realizadas en el laboratorio de cortes con un total de 89 muestras orientadas.

C.2 Mapeo y perfiles estructurales de la zona

Utilizando los datos recopilados de otros autores, el mapeo realizado y los datos obtenidos en terreno se caracterizó la geología estructural del Valle de El Tránsito en el tramo donde afloran las MEP y sus alrededores. Para ello se realizó un mapa a escala 1:50.000 y un perfil estructural en el tramo oriental del Valle de El Tránsito. Para georeferenciar los datos se utilizó el software ArcGis 9.3

C.3 Trabajo en taller de cortes

Consistió en la reorientaron las muestras para encontrar lineaciones en minerales o estiramientos en los planos de foliación de las muestras orientadas en terreno. Una vez encontrado el plano perpendicular a la foliación y paralelo a las lineaciones se orientó dicha cara para luego realizar un corte transparente tal como aparece en la figura.

En total se seleccionaron 48 muestras representativas de la zona de estudio de 89 orientadas para la realización de cortes transparentes.

C.4 Análisis de la litología y la cinemática

Consistió en el análisis en microscopio de las muestras seleccionadas en el taller de cortes donde se describieron sus características texturales y composicionales.

Una vez descritos los rasgos litoestructurales de a través de los cortes transparentes, y con el apoyo de las observaciones de terreno se realizó dos perfiles estructurales de los afloramientos de las MEP y las unidades adyacentes.

C.5 Mapa y Perfiles estructurales de las Milonitas El Portillo (MEP)

Con todos los datos reunidos en este trabajo se realizó un mapa a escala 1:20.000 y dos perfiles estructurales en detalle (en dos quebradas) de los afloramientos de las MEP. La caracterización estructural fue complementada con el apoyo de redes estereográficas en las que se graficaron los polos de los planos de foliación, lineaciones y estructuras primarias (estratos o diques).

Finalmente se realizó un segundo mapa de detalle de las MEP con el objeto de integrar los datos estructurales obtenidos en este estudio tales como lineaciones, planos de foliación y sentidos de cizalle por medio de gráficos de “Pelotas de playa” análogos a los usados en sismicidad para determinar mecanismos focales.

C.6 Proposición de modelo tectónico evolutivo

Una vez analizados los resultados de este trabajo, se ha propuesto un modelo tectónico evolutivo de las MEP que podría explicar las características geológicas y estructurales obtenidas en concordancia con los datos obtenidos y su relación con las demás unidades del basamento Paleozoico en la zona de estudio.

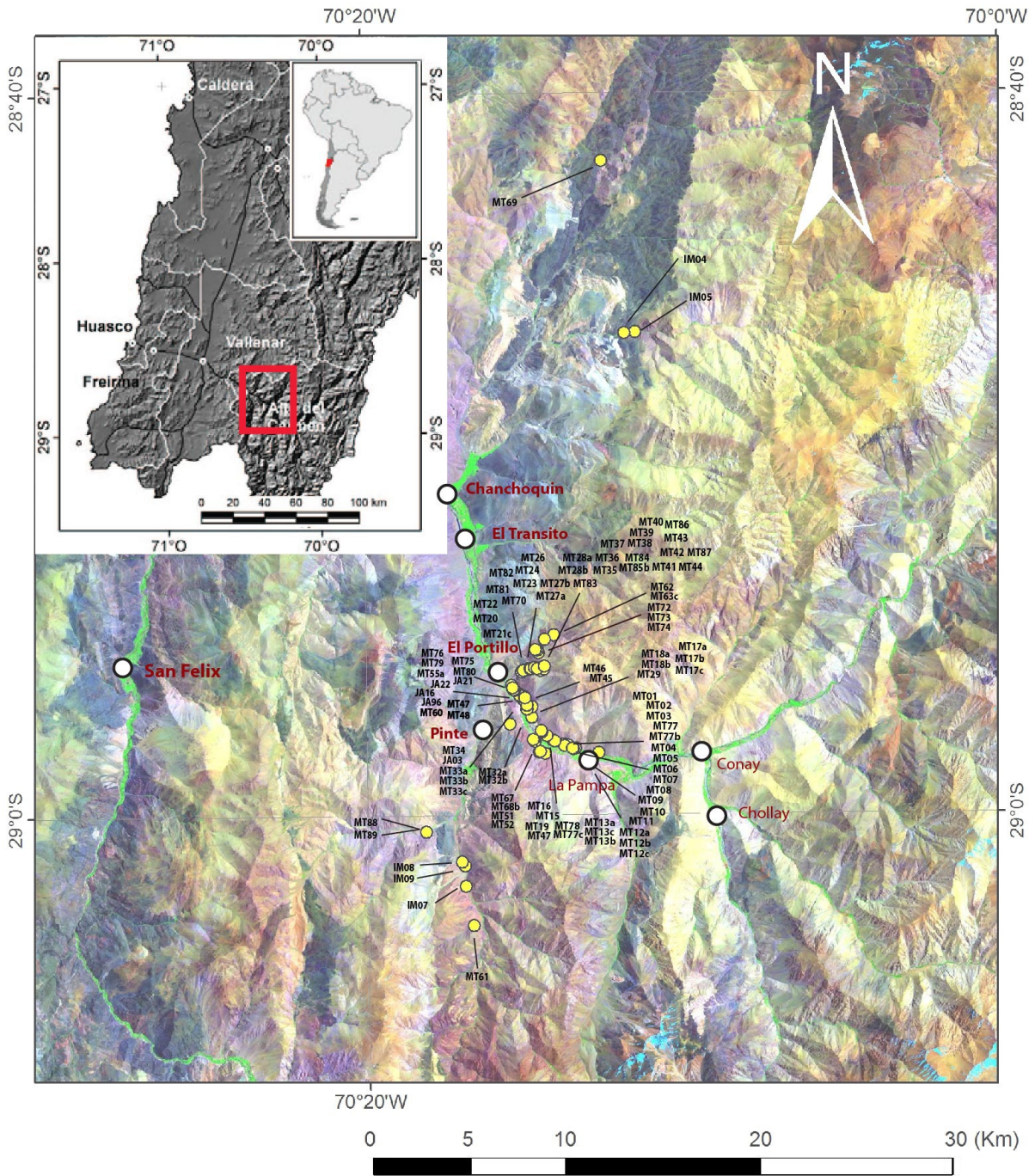


Figura 15: Mapa ubicación área de estudio y ubicación de muestras orientadas tomadas en este trabajo, provenientes de rocas deformadas del basamento paleozoico en el Valle de El Tránsito. Se usó una imagen Landsat con clasificación de bandas [731] para la discriminación de las diferentes litologías.

6. LIMITACIONES

Una limitación para el estudio cinemático y estructural de las Milonitas El Portillo (MEP) es la escasa existencia de afloramientos miloníticos tanto al norte como al sur de la franja deformada a una escala regional, producto de una potente cobertura de depósitos Mesozoicos que sobreyacen las unidades paleozoicas, y a la presencia de numerosas unidades plutónicas que intruyen las rocas metamórficas del basamento a una escala regional.

Por otro lado, en un ambiente de deformación dúctil existen movimientos antitéticos pueden llevar a interpretaciones equivocadas del sentido de movimiento del cizalle. Por ende es necesaria una gran cantidad de muestras para construir una base de datos sólida que permita su tratamiento estadístico. Asimismo, las sombras de presión pueden no reflejar el verdadero sentido de cizalle, dependiendo de la naturaleza de la transferencia de masa. En los porfiroclastos si las colas son muy cortas no se puede trazar el plano imaginario de referencia. Además el grano de la matriz debe ser pequeño respecto al porfiroclasto y la fábrica de la matriz debe ser homogénea. Además la simetría del porfiroclasto se supone una sola fase de deformación y no deformaciones sobreimpuestas.

En el estudio de mecanismos de deformación se requiere buscar evidencias independientes para identificar recristalización dinámica de recristalización estática producida posterior a la deformación, cuando la temperatura de esta es alta o tiene una importante cantidad de agua (Passchier y Trouw, 1996). Además es difícil distinguir un mecanismo de transferencia de masa por difusión en los bordes de un mecanismo de recristalización por plasticidad cristalina, considerando que no son excluyentes.

Dado que diferentes trayectorias de deformación pueden dar el mismo resultado de strain finito, la trayectoria determinada con el análisis microestructural es la que se considera más consistente con la microestructura bajo el supuesto de un flujo homogéneo y constante en la roca deformada.

Otro punto relevante en este sentido es la dificultad para encontrar lineamientos por estiramientos, ya sea porque la elongación en los ejes X-Z del elipsoide de strain es equivalente, o porque esta no necesariamente registra la dirección de transporte en una zona de cizalle, sobre todo en aquellas rocas que han sido sometidas a un alto strain y que se apartan del modelo de cizalle simple.

En ese sentido, el supuesto de que la lineación se forma paralela a la dirección de movimiento es válido para casos donde la deformación se aproxima a condiciones de cizalle simple (Tikoff y Grenne, 1997). Sin embargo existen casos de rocas deformadas en estado dúctil donde la componente de acortamiento puede generar una lineación más o menos oblicua a la dirección de transporte, como es el caso de rocas sometidas a transpresión con un alto strain.

La distinción entre foliaciones magmáticas y tectónicas también suele ser un problema, más aún si están sobreimpuestas. Si la deformación ocurre antes de que todas las fases cristalicen, permite que las fases tempranas en suspensión relativamente rígidas roten y se alineen en una matriz no cristalizada. Esto ocurre a un porcentaje mayor a 30% de fluido remanente del total volumétrico de acuerdo a la curva reológica de Arzi.

Las edad del protolito y de la deformación puede ser un problema difícil de abordar en este estudio, pues las edades Rb-Sr obtenidas por Ribba (1985) para las MEP son poco confiables por corresponder a dataciones en roca total. Por lo tanto todas las edades de la deformación fueron estimadas en términos relativos según relaciones composicionales y de contacto observadas en Terreno.

Durante el transcurso de este trabajo se separaron circones, anfíbolos y micas de las rocas del MEP con el objeto de obtener dataciones más certeras de la deformación y los protolitos en estudios futuros.

7. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra sobre una franja que ha sido descrita como el límite occidental entre las unidades morfoestructurales Cordillera Frontal y Cordillera de la Costa (Figura 21), al norte de la zona de subducción plana en Chile. Sobre dicha franja, entre los Valles de El Carmen y El Tránsito, encontramos una zona privilegiada donde existen numerosos afloramientos de rocas metamórficas del basamento Paleozoico, las

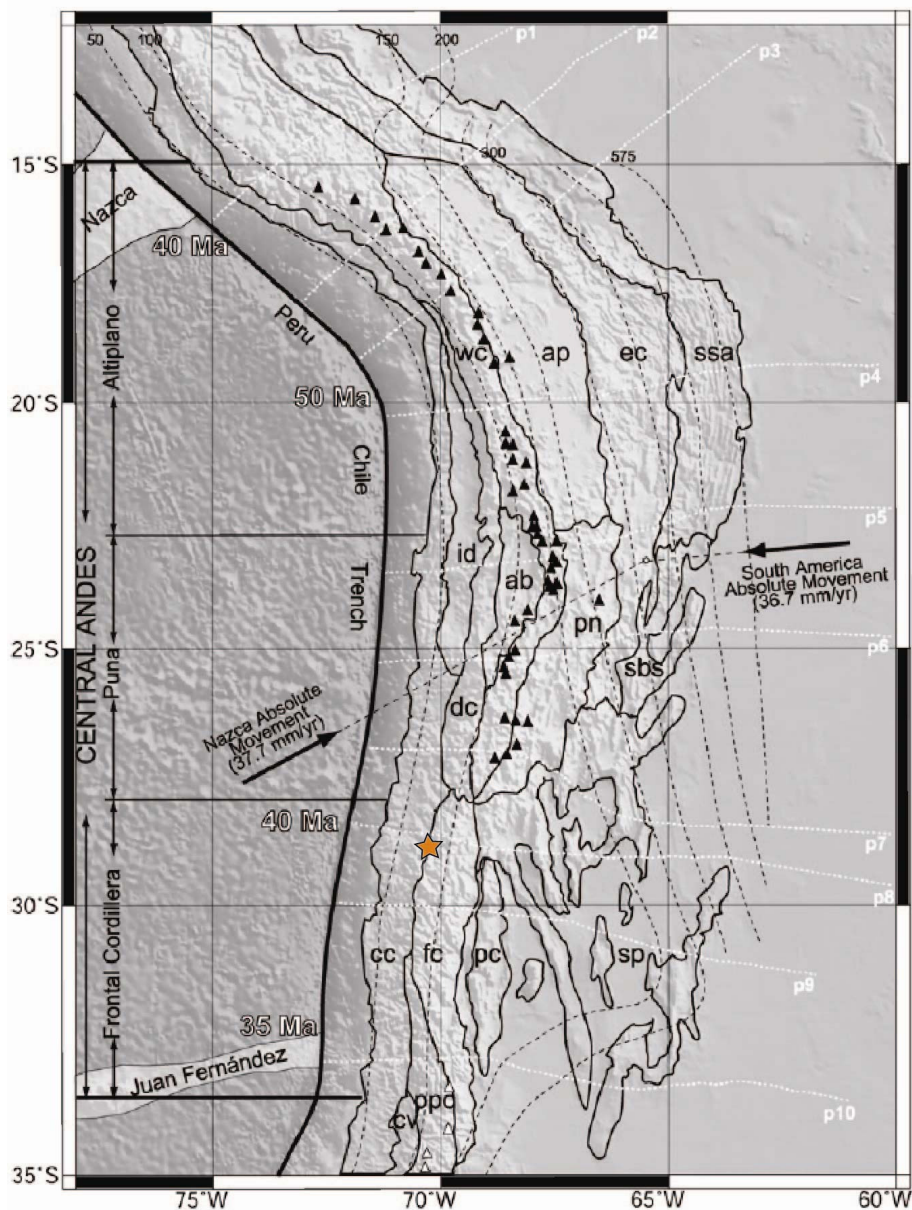


Figura 16: Principales unidades morfoestructurales de los Andes chilenos y peruanos. Estrella naranja indica ubicación del área de estudio. (Modificado de Jordan et al., 1983; Mpodozis and Ramos, 1989; Kley et al., 1999; Tassara, 2005)

cuales presentan distintos grados de metamorfismo y deformación, estudiada pioneramente por Ribba (1985).

Las unidades geológicas de la cobertura mesozoica corresponden a una serie de sucesiones sedimentarias y volcano-sedimentarias que se desarrollan sobre una discordancia erosiva de carácter regional, que las pone en contacto con el basamento paleozoico heterogéneo y mayormente cristalino. Estas unidades son intruídas por numerosos plutones del Eoceno y Paleoceno.

7.1 Basamento Paleozoico

El zócalo Paleozoico del valle de El Tránsito aflora como dos franjas alargadas de orientación NNE. Está conformado por extensos plutones graníticos a tonalíticos del Paleozoico superior que intruyen a unidades metamórficas y volcano-sedimentarias más antiguas. Este basamento se encuentra cubierto en discordancia erosiva por secuencias mesozoicas y es intruído por plutones terciarios (Figura 29).

7.1.1 Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT)

El Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) aflora a lo largo del Valle del Tránsito, entre las localidades de Alto del Carmen y El Tránsito, como una franja noreste de 6 Km de largo por 1,5 Km de ancho (Figura 22). El CMT está cubierto en discordancia angular por rocas sedimentarias triásicas de la Formación San Félix (Ribba, 1985) y por rocas volcánicas, piroclásticas y clásticas del Pérmico (Salazar et al., 2009). Además se encuentra intruído por la Unidad Guanta (Figura 6), del Carbonífero-Pérmico (Ribba, 1985; Ribba et al., 1988).

El CMT se compone de metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita, cuarcitas y mármoles. La composición geoquímica de las metabasitas indica como protolito a basaltos de fondo oceánico y/o toleíticos, esquistos cuarzo-micáceos que bajo consideraciones geoquímicas y texturales poseen un protolito afín con rocas sedimentarias poco evolucionadas del tipo grauwacas o arcosas, derivadas de la erosión de rocas ígneas intermedias a ácidas (Ribba et al., 1988). En su estructura interna se pueden apreciar dos foliaciones a distintas escalas asociables a dos eventos de deformación (Ribba et al., 1988), el primero está marcado por una foliación de

fábrica penetrativa (S1) que miente hacia el este, al oeste de la Quebrada La Marquesa, y hacia el oeste al este de ésta. Este cambio en el manto describe pliegues internos tipo kink cuyos planos axiales conforman otra foliación (S2) de disposición vertical y rumbo NS.

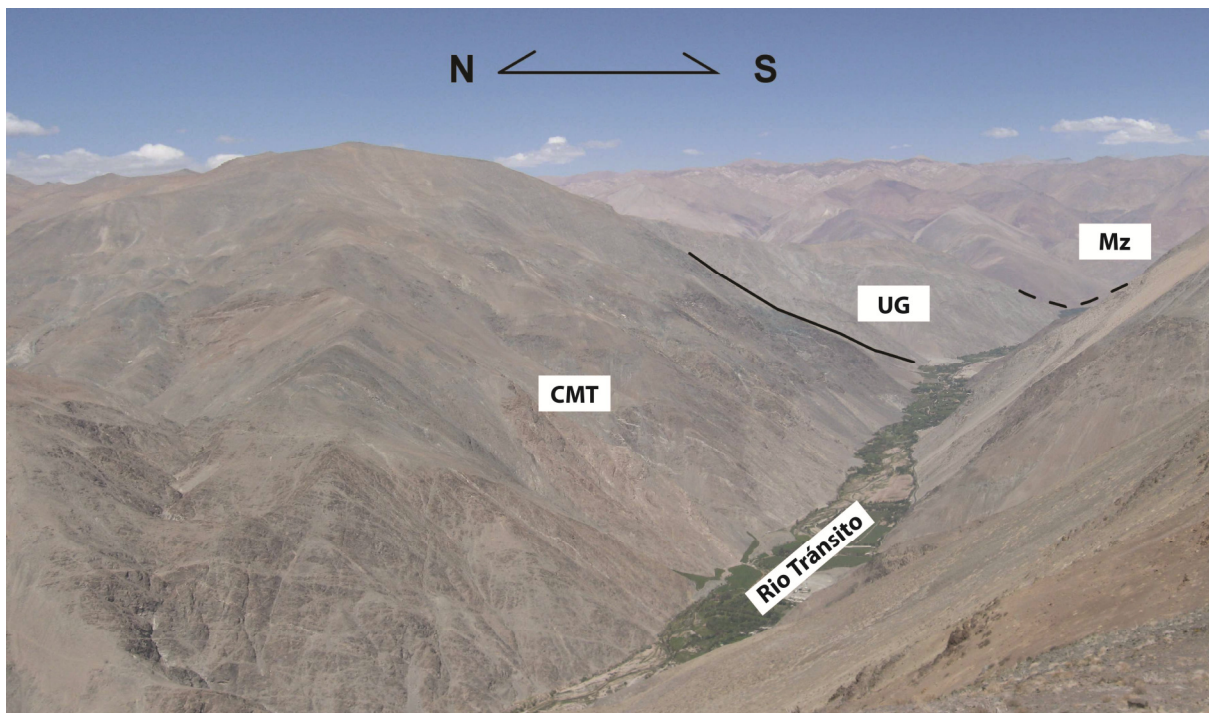


Figura 17: Vista panorámica hacia el E del Valle del Tránsito. CMT: Complejo Metamórfico El Tránsito; UG: Unidad Guanta; Mz: Cobertura Mesozoica.

Ribba (1988) le atribuye al CMT, a partir de una serie de errorcronas en Rb/Sr, una edad de metamorfismo carbonífera, de entre 304 ± 40 y 335 ± 20 Ma. También obtiene otras errorcronas en Rb/Sr con edades de 261 ± 62 y 277 ± 40 Ma y edades K-Ar en muscovitas de van desde los 229 ± 6 Ma a los 238 ± 10 Ma, las que atribuye a un evento termal Pérmico-Triásico que habría afectado al CMT. Sin embargo, dada la alta dispersión de los datos (MSWD: 22,7 - 602,4) la única restricción válida para la edad del CMT es una edad U-Pb en circón obtenida en el Plutón Chancoquín de $285 \pm 1,5$ Ma (Pankhurst et al., 1996), como edad mínima de metamorfismo. Por otro lado, Álvarez et al., (2009) obtienen circones detríticos en esquistos cuarzo-micáceos del CMT con edades de ca. 380 Ma, por lo que el rango de edad posible para el metamorfismo del CMT estaría entre los ca. 380 Ma y los $285 \pm 1,5$ Ma.

Está unidad, dada la naturaleza y las relaciones de contactos de las facies que la componen, ha sido interpretada por Ribba (1988) como una asociación petrotectónica de prisma de acreción, asociado a una zona de subducción activa durante los finales del Carbonífero en el margen suroccidental de Sudamérica, la que sería responsable del intenso plutonismo calco-alkalino representado en la Superunidad Elqui (Mpodozis y Kay, 1990).

7.1.2 Esquistos Quebrada Seca (EQS)

Esta unidad aflora en la quebrada homónima situada al este de la Quebrada Pinte. Fue descrita por primera vez como una unidad informal por Ribba (1985). Posteriormente Ribba et al. (1988) la consideran como parte del CMT.

Consiste en esquistos cuarzo-micáceos que presentan sectores migmatíticos con segregación de cuarzo y un melanosoma rico en anfíbola. Los esquistos presentan textura lepidoblástica marcada por grandes cristales de muscovita y bandas de cuarzo entrecrecidos y, subordinadamente, albita, clorita, biotita y granate. Las migmatitas presentan en el leucosoma (Figura 23) cúmulos de fenocristales centimétricos de muscovita, y en cortes transparentes de leucosomas en este trabajo se han identificado aluminosilicatos como estaurrolita y andalucita en paragénesis (Figura 24).

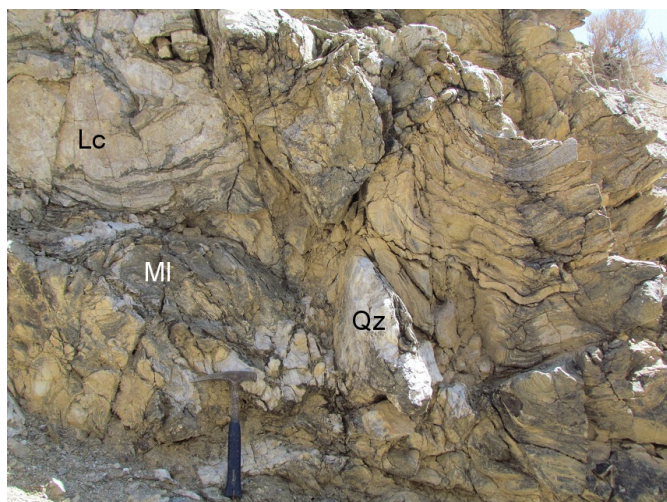


Figura 18: Distribución macroscópica de leucosomas y melanosomas de migmatíticos de los Esquistos Quebrada Seca. Lc: leucosoma; MI: melanosoma; Qz: cuarzo.

Los esquistos presentan una foliación penetrativa de rumbo N-S manteo al este de entre 20° y 45°. Se encuentran en contacto por falla con la Formación Picudo por el este y son instruidos por el plutón Chancoquín de la Unidad Guanta de la Superunidad

Elqui (SUE), al que se le ha asignado una edad de cristalización de $285,7 \pm 1,5$ Ma con U-Pb en circón (Pankhurst et al., 1996). Sin embargo Álvarez (comunicación oral) ha asignado a los EQS una edad mínima de ca. 480 Ma con U-Pb en circones.

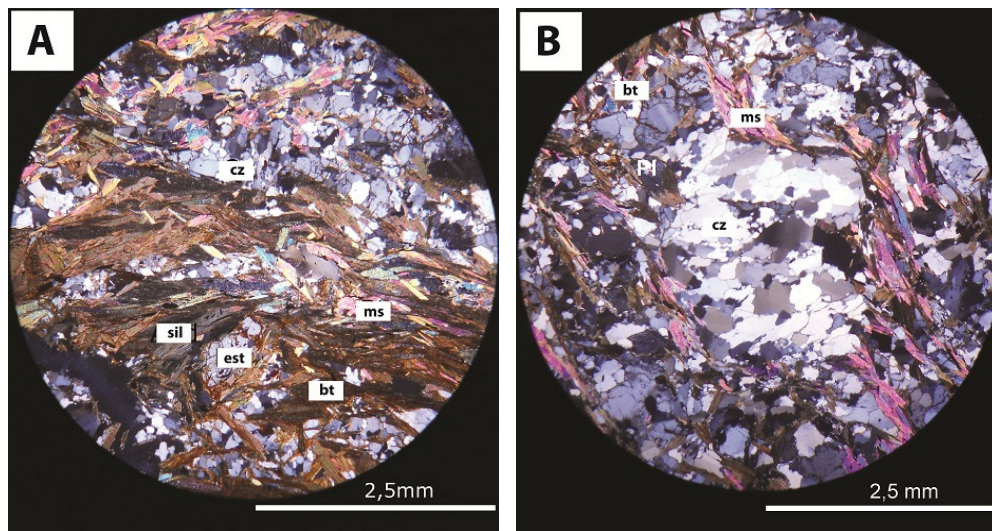


Figura 19: Cortes transparentes de la unidad Esquistos Quebrada Seca. A) Corte con bandas de andalucita en paragénesis con estauroлита. Mz retrógrada y cuarzo recristalizado con puntos triples. B) Al centro un porfiroclasto de cuarzo recristalizado y subgranos con bordes irregulares.

7.1.3 Milonitas El Portillo (MEP)

Esta unidad descrita anteriormente como Milonitas del Portillo (Ribba, 1985) aflora en una franja norte-sur en la ladera noreste del Valle de El Tránsito a la altura de la Quebrada Pinte. Está compuesta por milonitas, protomilonitas, ultramilonitas, esquistos miloníticos y blastomilonitas. Ribba (1985) interpretó estas rocas como el producto de la cataclasis de tonalitas de hornblenda y biotita, granodioritas de biotita, monzogranitos de muscovita rocas intensamente foliadas con porfiroclastos de tonalitas, granodioritas, monzogranitos y anfibolitas. La foliación milonítica está acompañada de un bandeamiento litológico con segregaciones de cuarzo y feldespato que, en sectores, están afectados por pliegues isoclinales desarraigados. La foliación milonítica es de rumbo N-S y varía de 60° en la parte occidental de esta unidad a 25° en la parte oriental, subparalelo al contacto con la Unidad Guanta.

Trabajos anteriores describieron el contacto oriental con la unidad Guanta como una falla inversa con vergencia al oeste (Ribba et al 1988), sin embargo las evidencias

presentadas en este trabajo sugieren que dicho contacto podría haber sido inicialmente por intrusión de un lacolito de la Unidad Guanta sobreyaciendo las MEP, el cual podría haberse fallado posteriormente aprovechando la zona de debilidad asociada a dicho contacto. Por lo tanto se deduce preliminarmente que una parte del protolito de este complejo sería previo al Pérmico inferior.

En este trabajo se presentan nuevos datos que permiten caracterizar las Milonitas de El Portillo litológica y estructuralmente en detalle.

7.1.4 Gneises de la Pampa (GLP)

Con este nombre se denomina a un pequeño afloramiento de gneises bandeados foliados y parcialmente recristalizados, expuestos en las cercanías de la Pampa, en el Valle del Tránsito interpretado por Ribba (1985) como un ortogneis, Hacia el sur se encuentran intruidos por monzonitas leucocráticas correlacionadas a la Unidad Cochiguaz de la Superunidad Elqui (SUE) (Ribba, 1985), mientras que al norte se encuentra intruída por la unidad Guanta de la SUE.

Corresponden a rocas de color blanco grisáceo con granos promedio de 2 mm ricas en biotita, con bandas cuarzo-feldespáticas. Poseen una textura granoblástica subidioblástica definida por un agregado polimineral, aproximadamente equigranular e idioblástica constituido por plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo y muscovita.

Por medio de una isócrona Rb-Sr Ribba (1985) asigna inicialmente a estas rocas una edad de 415 ± 14 Ma con Rb-Sr de roca total. La segunda isócrona en muscovita y biotita muestra una edad de 246 ± 18 Ma y 239 ± 10 Ma Estas edades fueron asociadas a un evento termal ocurrido en el Pérmico Superior, que habría afectado también a la Unidad Cochiguaz.

Ribba et al. (1988) Interpretan esta unidad como un megaenclave relicto de Chilenia en plutones Carbonífero-Pérmico, el que ha sido considerado por varios autores como un relicto de Chilenia.

Una nueva edad en U-Pb en circones detríticos de $332 \pm 4,6$ Ma fue obtenida recientemente por Álvarez (comunicación oral). La variación de edades U-Pb del mismo autor permite interpretar estas rocas como paragneisses.

7.1.5 Intrusivos Paleozoicos

Gran parte del basamento Paleozoico en la Cordillera Frontal chilena está conformado por los llamados Batolitos Elqui-Limarí (BEL), Chollay (BC) y Montosa-El Potro (Nasi et al, 1985), de los que sólo los primeros dos alcanzan a aflorar en la zona de estudio (Figura 25). Estos batolitos están constituidos por más de un centenar de plutones que varían en composición desde gabros a pórfidos riolíticos y que se encuentran cubiertos en discordancia erosiva por secuencias estratificadas del Mesozoico.

Las rocas de caja de estos intrusivos corresponden a unidades metamórficas del Carbonífero y del Paleozoico inferior. En el batolito Elqui-Limarí (BEL) y en la parte sur del Batolito Chollay (BC) Nasi et al. (1985), Mpodozis y Cornejo (1989) y Nasi et al. (1990) reconocen limitadas combinaciones de características como textura, color, granulometría, composición mineralógica, relaciones de contacto, deformación, tipos de xenolitos, presencia o ausencia de diques asociados, geoquímica y edades K-Ar en los distintos plutones. A partir de estas combinaciones, y siguiendo la nomenclatura de Cobbing y Pitcher (1972), estos autores agrupan los plutones del BEL y del BC en 7 unidades, las que a su vez agrupan, en base a los rangos de edades asignadas para éstas, en 2 superunidades, la Superunidad Elqui (SUE) y la Superunidad Ingaguás (SUI) (Figura 25), cada una representando un mismo evento o episodio magmático mayor (Mpodozis y Kay, 1990).

Así, basándose en radiocronología K-Ar (en biotita, muscovita y anfíbola) y Rb-Sr, Nasi et al. (1985) le asignan una edad carbonífera a la SUE y una edad pérmica-triásica inferior al SUI, destacándose una serie de edades pérmicas en la SUE interpretadas como rejuvenecidas por un evento termal generalizado relacionado con el emplazamiento de la SUI. A continuación se describen las principales unidades que constituyen a la SUE y la SUI y que afloran en el Valle de El Tránsito

A. Súper Unidad Elqui (SUE)

En la zona de estudio está representada por las unidades Guanta y Cochiguaz, las cuales se describen a continuación.

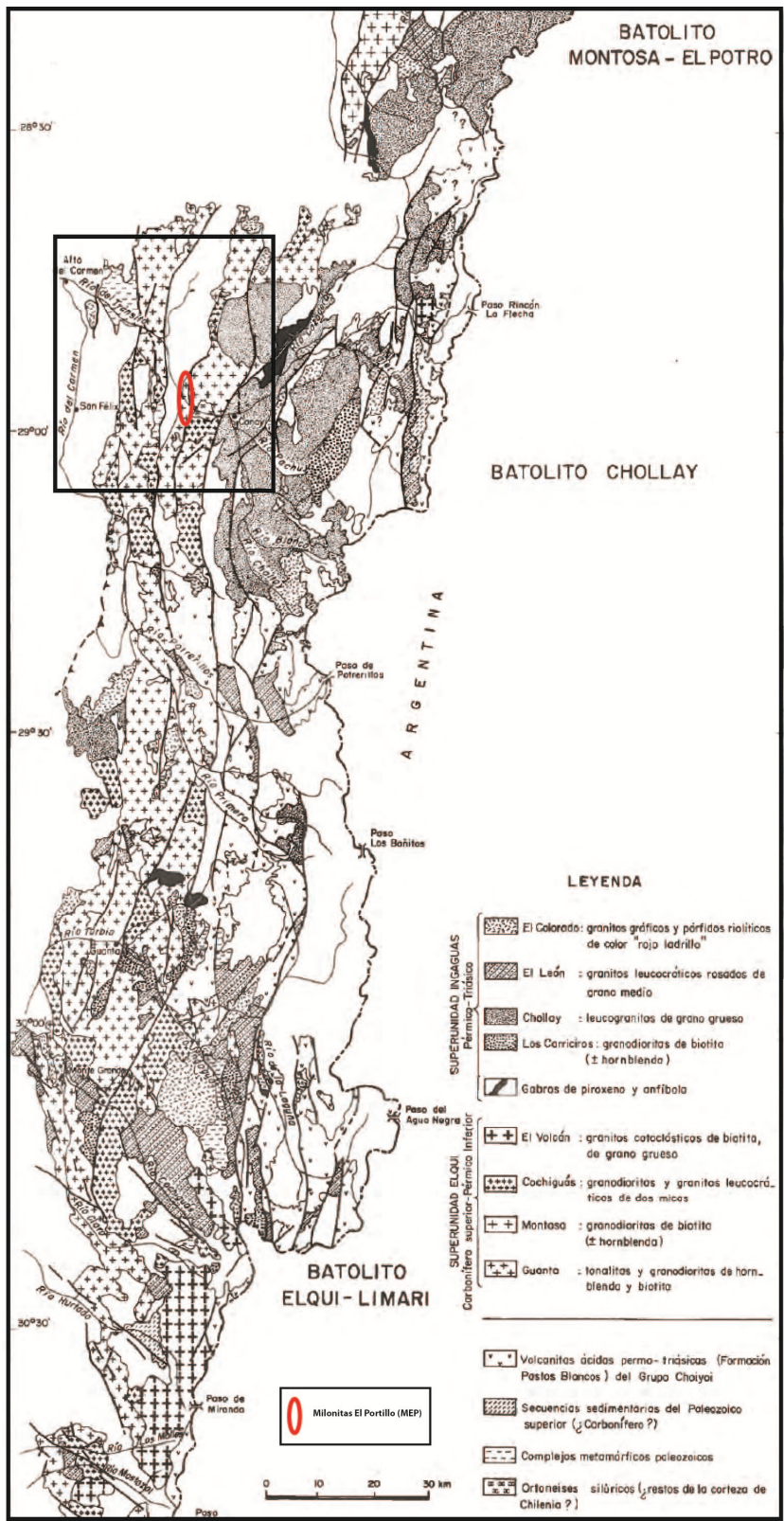


Figura 20: Mapa geológico de los batolitos de la Cordillera Frontal (CF) en Chile entre los 28° y 31°S. Cuadro negro indica sector de estudio en el valle del Río Tránsito. Elipse roja indica ubicación de las Milonitas El Portillo, objeto de estudio de este trabajo. Modificado de Mpodozis y Kay (1990).

A.1 Unidad Guanta (UG)

Corresponde a tonalitas y granodioritas de hornblenda y biotita de grano grueso (Figuras 27), puede presentar foliación sinmagmática definida por los minerales planares y tabulares orientados. Esta unidad intruye al CMT y a las MEP. Se encuentra cubierta en discordancia angular por la Formación La Totorá, a la cual se le asignó una edad triásica (Ribba, 1985).

Existe una edad U-Pb en circones de $285,7 \pm 1,5$ Ma interpretada como edad de cristalización (Pankhurst et al., 1996). Estudios anteriores obtuvieron edades K-Ar, en anfíbola, de 310 ± 18 Ma (Ribba et al., 1988, Fig. 6), 303 ± 9 Ma; 297 ± 9 Ma (Carbonífero-Pérmico) (Nasi et al., 1985); en biotita, de 252 ± 6 Ma y 260 ± 6 Ma (Pérmico superior) (Ribba et al., 1988;).

Al W del Valle de El Tránsito se encuentra intruyendo al CMT, y es intruída por el plutón Sierra del Tatul de la Unidad Cochiguaz de la SUE que tendría una edad Pérmica (Ribba, 1985). Además es intruída por unidades terciarias Cerro los Dos José y Huracán (Ribba, 1985). Se encuentra cubierto en discordancia erosiva por la Formación La Totorá.

Se caracteriza por presentar franjas foliadas (Figura 26), marcada por la orientación de biotitas que se puede observar en secciones transparentes al microscopio (Figura 28), de rumbo N-S y de manteos que varían entre 30 y 70° hacia el este. Cerca de su margen occidental, a la altura del Valle de El Tránsito la foliación se intensifica gradualmente hasta conformar una franja de deformación milonítica, definida por Ribba (1985) como Milonitas de Quebrada las Pircas, compuesta de protomilonitas de anfíbolas que incluyen lentes de esquistos interpretados por Ribba (1985) como clastos provenientes del CMT.

Ribba (1985) obtuvo edades K-Ar en biotita y hornblenda de 252 ± 6 y 310 ± 18 Ma respectivamente, interpretando la primera como un evento termal y la segunda como la edad de emplazamiento del plutón. Sin embargo la edad obtenida por Pankhurst et al. (1996) con U-Pb en circón de $285 \pm 1,5$ Ma representaría con mayor probabilidad la edad de cristalización.



Figura 21: Afloramientos de unidad Guanta de la SUE. 1-2 y 3: Guanta con enclaves deformados plásticamente. 4: Granitoide con Bandeamiento (foliación magmática) 5: Enclaves máficos (dioríticos). 6: Enclave diorítico foliado y deformado plásticamente.

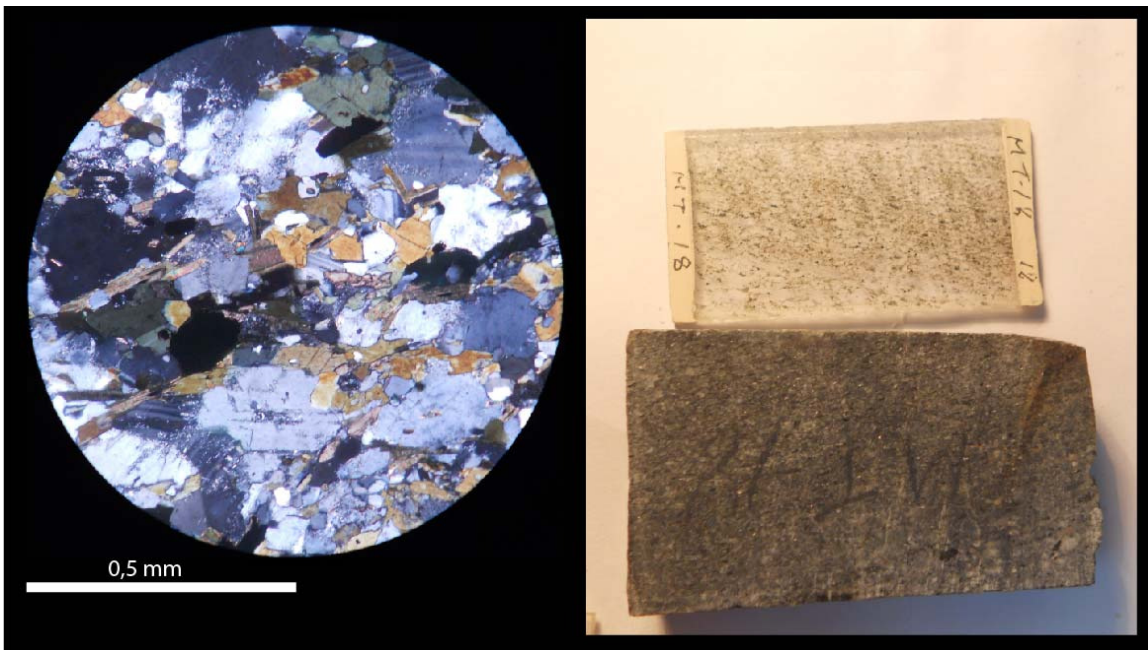


Figura 22: Muestra de mano (derecha) y corte transparente (izquierda) de Unidad Guanta de la SUE. Biotitas y anfíbolos tienen tono verdoso en placa de vidrio. Presenta bandeamiento leve. Aunque no se observa en la figura, a nicóles paralelos se ha encontrado minerales verdosos asociados a la cloritización de minerales máficos.

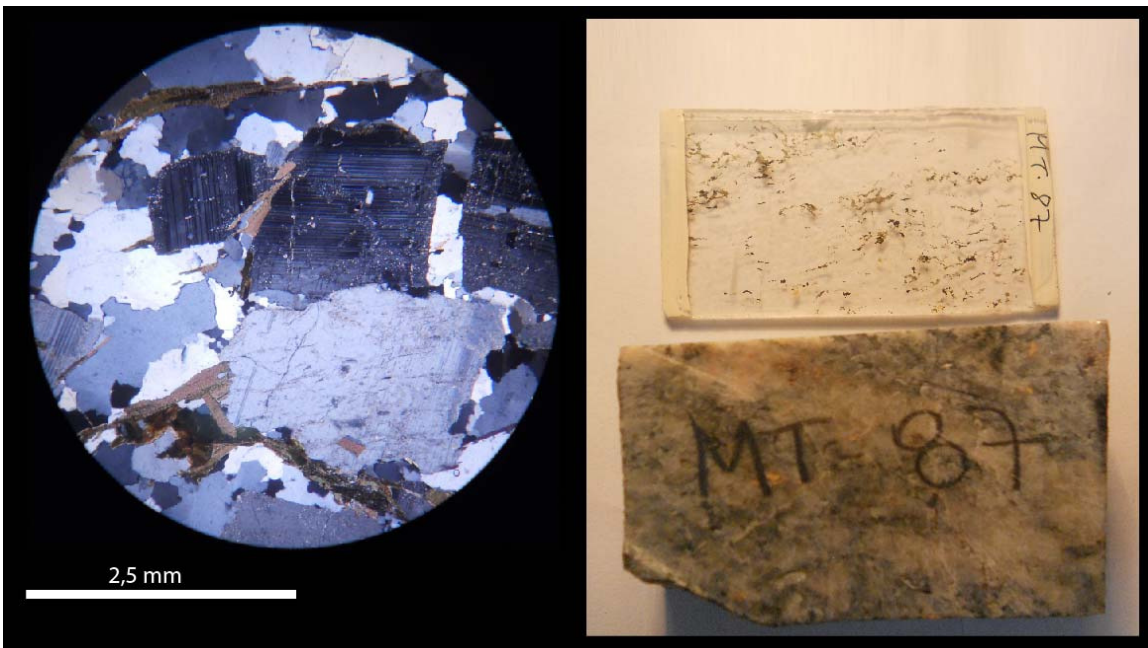


Figura 23: muestra de mano y corte transparente de tonalita con leve bandeamiento de la unidad Guanta de la SUE. Se observan plagioclasas fracturadas en una En muestra de mano se aprecia vetilla de cuarzo.

B. Unidad Cochiguaz (UCo)

Corresponde a rocas intrusivas que afloran en la sierra del Tatul y en la localidad de La Pampa. Se constituye de granodioritas y monzogranitos leucocráticos que se caracterizan por contener muscovita y biotita y por estar levemente foliados. Se encuentra intruyendo al Plutón Chancoquín de la unidad Guanta de la SUE y a las MEP, y está cubierta en discordancia de erosión por las volcanitas de la Fm. La Totorá. En algunas quebradas al noroeste de La Pampa se han encontrado enclaves de rocas porfídicas y foliadas que se han relacionado con los protolitos de las Milonitas El Portillo.

La edad U-Pb de $285 \pm 1,5$ Ma obtenida en el plutón Chancoquín (Pankhurst, 1996) es considerada como una cota superior para la edad de esta unidad, considerando la relación de contacto por intrusión con dicho plutón. Por otro lado, en el plutón La Pampa de la UC Ribba (1985) obtuvo una edad K-Ar de 239 ± 6 Ma que interpretó como rejuvenecida, atribuyéndole a esta unidad una edad carbonífera.

La edad mínima de esta unidad está acotada por las rocas estratificadas del Triásico superior de la Fm. La Totorá, por lo que el rango de edad probable para esta unidad abarca desde el Pérmico medio al Triásico medio.

Ribba (1985) correlaciona estas rocas con la Unidad Cochiguaz, definida a lo largo del río Cochiguaz (Valle del Elqui, Región de Coquimbo) como granodioritas y monzogranitos de biotita \pm muscovita (Nasi et al, 1985). En diversos plutones asignados a la Unidad Cochiguaz, al sur de los 30° S, se han obtenido edades K-Ar de 301 ± 4 y 259 ± 6 Ma en muscovita, 235 ± 6 y 259 ± 6 Ma en biotita (Mpodozis y Cornejo; 1988) además de una datación Rb-Sr de 256 ± 10 Ma (Pankhurst et al; 1996). Mpodozis y Cornejo (1988) y Ribba (1985) le atribuyeron una edad carbonífera a la Unidad Cochiguaz, interpretando las edades permotriásicas como rejuvenecidas por la intrusión de plutones de esta edad observada en terreno, sin embargo Pankhurst et al. (1996) arguye, a partir de su dato geocronológico U-Pb y las relaciones de contacto ya mencionada que la unidad Cochiguaz debe ser Pérmica.

El carácter peraluminoso y la edades presentadas permiten atribuir estas rocas a un magmatismo tardío del plutonismo pérmico, afín con procesos anatexia cortical post-

orogénica de acuerdo al marco magmatotectónico propuesto por Mpodozis y Kay (1992).

B. Superunidad Ingaguás (SUI)

En la zona de estudio está representada por las unidades Chollay y Colorado, las cuales se describen a continuación.

B.1. Unidad Chollay (UCh)

La Unidad Chollay constituye la casi totalidad del batolito del mismo nombre. Aflora en una franja norte sur al este de la zona de estudio (Figura 25), y en gran parte del Batolito del Potro, entre los 28° y 29°30'S (Figura 25). Está formada por granodioritas a sienogranitos leucocráticos, de grano grueso, predominando las facies graníticas. Los minerales máficos (biotita ± anfíbola) ocupan sólo un pequeño porcentaje en volumen. El feldespato potásico aparece como grandes cristales de ortoclasa perfitica y, en algunos casos, de microclina.

El mapeo detallado de las unidades El León y Chollay (Figura 25) (Martin et al. 1999) indican variaciones composicionales y texturales que las hacen indistinguibles porque ambas han sido consideradas como una sola unidad de escala regional denominada Chollay-El León (Martin et al., 1999).

Nasi et al. (1985) a publicado una edad para la unidad Chollay de 238 ± 6 Ma con K-Ar (biotita), y dos para la unidad El León de 276 ± 4 y 238 ± 4 con K-Ar (biotita). Posteriormente Martin et al. obtiene dos edades de 242.5 ± 1.5 Ma y 242 ± 1.5 con U-Pb (circones) en esta unidad, sumado a la edad de 249.7 ± 3.2 con U-Pb (circón) obtenida por Mpodozis y Cornejo (1988) que fue asignada originalmente a la unidad Colorado, y que luego Martin et al. (1999) asignan a la unidad Chollay.

En base a sus características compocicionales y a las edades obtenidas Martin et al. (1999) relaciona esta unidad a intrusivos altamente evolucionados emplazados en un ambiente tectónico de post-subducción, caracterizado por una relajación en la corteza y a la fusión parcial de la corteza a escala regional en un ambiente extensional a lo largo del margen occidental de Gondwana entre el Pérmico Superior y el Triásico Medio.

B.2 Unidad Colorado (UCol)

La unidad Colorado está constituida por un conjunto de plutones que afloran en una franja con orientación norte sur que intruyen los granitos de la unidad Chollay y las tonalitas y granodioritas de las unidades Guanta y Cochiguaz, respectivamente. Está representado por leocogranitos y pórfidos riolíticos ricos en sílice. Las fases presentes incluyen monzogranitos de biotita y muscovita, granitos de biotita y horblenda, pórfidos riolíticos de cuarzo y feldespato, y numerosos diques porfíricos de cuarzo y feldespato. En base a las edades de 221 ± 5 Ma en K-Ar (muscovita) y 219 ± 5 Ma en K-Ar (biotita) obtenidas por Martin et al. (1999) permiten inferir que la intrusión de la unidad El Colorado tiene una edad del Triásico medio.

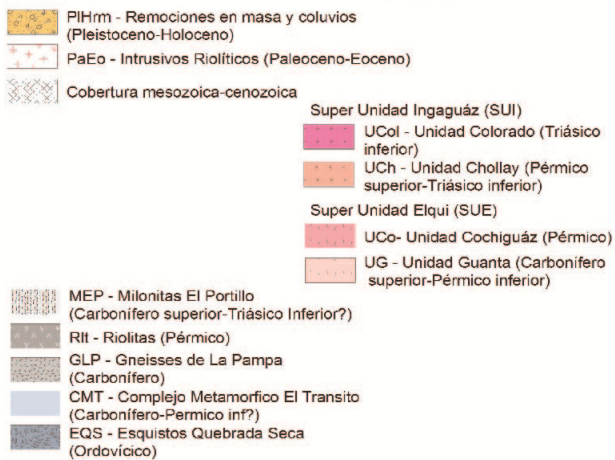
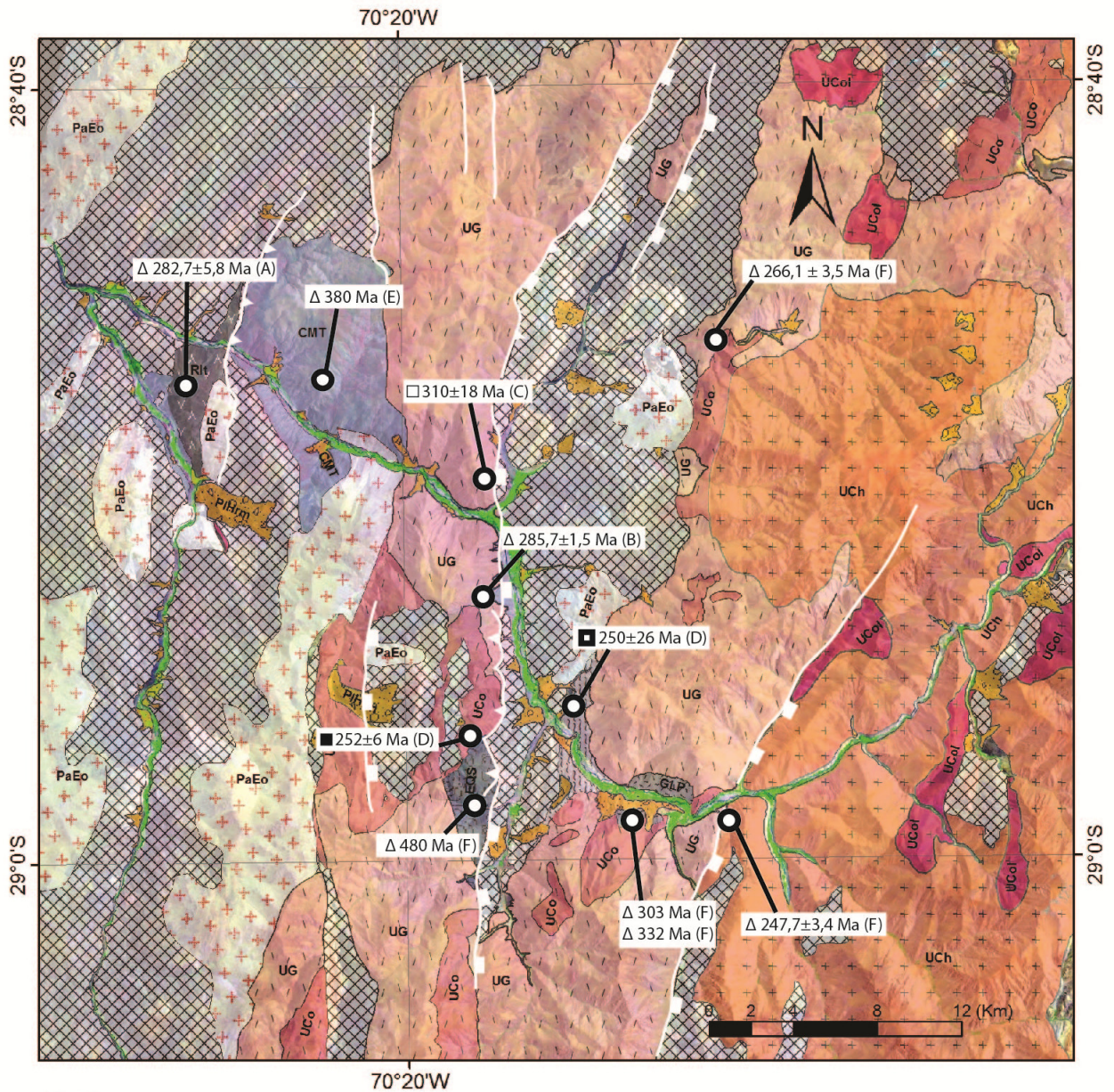
7.2 Cobertura Mesozoica e Intrusivos Eoceno-Paleoceno

En el área de estudio esta Era está representada por numerosas unidades volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias marinas y continentales del Mesozoico (Ribba, 1985) que sobreyacen las unidades del basamento paleozoico en contacto discordante por erosión (Figura 30).

En la base de la columna estratigráfica Mesozoica se encuentran las rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas a riolíticas Triásicas de la Fm. La Totorá (Reutter, 1974). Sobre esta unidad, y en contacto discordante, se encuentran rocas sedimentarias y marinas jurásicas de la Fm. Lautaro de edad (Segerstrom, 1959), la que se encuentra truncada en su techo por una superficie erosiva. Sobreyaciendo dicha discordancia se encuentran las rocas andesíticas y riolíticas del Jurásico Superior de la Fm. Picudo (Oliveros et al., 2012) las cuales limitan al oeste con tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta por fallas de alto ángulo.

Las rocas del mesozoico son a su vez intruídas por numerosos plutones Eocenos (Figura 30) que asoman en una franja norte-sur a lo largo de las quebradas Pinte y Chancoquin (Figura 1).

Las rocas estratificadas e intrusivas subyacen numerosos depósitos de remociones en masa, coluviales, aluviales y fluviales del Pleistoceno-Holoceno (Figura 30).



Simbología:



Figura 24: Mapa geológico regional simplificado del basamento paleozoico en el Valle de El Tránsito. Modificado de Ribba (1985), Salazar (2009) y Álvarez (2011).

8. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA REGIÓN

La evolución del margen occidental de Gondwana se desarrolló principalmente en un ambiente tectónico de subducción caracterizada por involucrar diversos episodios colisionales de bloques continentales, generando diferentes ciclos orogénicos asociados.

La historia acrecional de Gondwana comienza aproximadamente a los 1000 Ma, cuando Laurentia colisiona con Amazonia (Figura 25-a), dejando atrapado entre ambas el bloque continental Arequipa-Antofalla (Loewy et al., 2004), generando dos orógenos contemporáneos: Grenville y Sunsás (Figura 25-b).

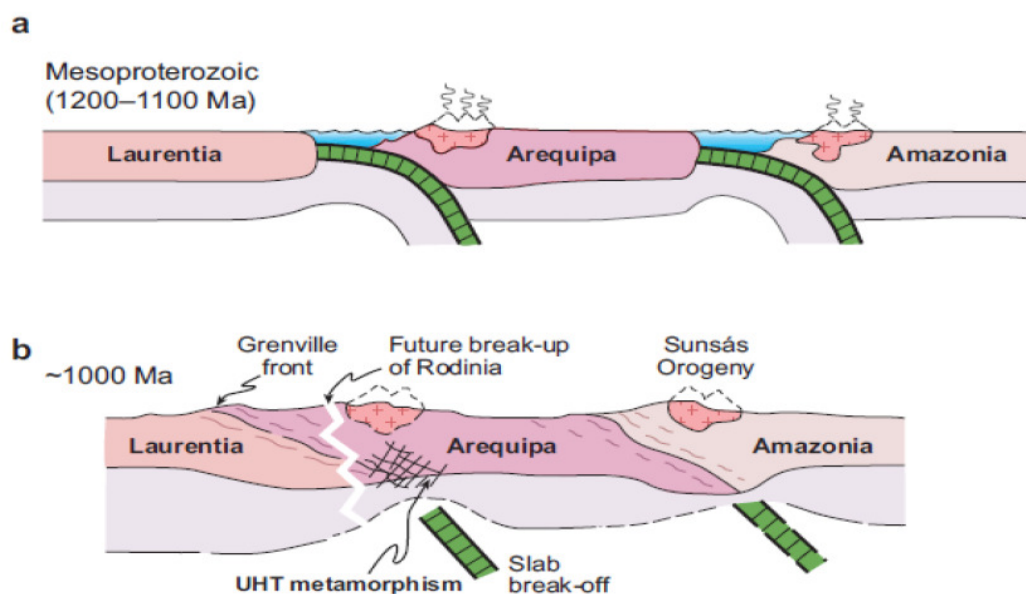


Figura 25: Esquema de la colisión entre Laurentia y Amazonia, encerrando al bloque Arequipa-Antofalla. a) Configuración previa a la colisión. b) Configuración durante la colisión, mostrando el desarrollo de los orógenos de Grenville y Sunsás. Tomada de Ramos (2008).

Hacia los 850 Ma comienza un periodo de extensión, el cual provoca la separación de dos bloques Arequipa-Antofalla y Pampia de Amazonia (Figura 26-a) (Martignole y Martelat, 2003). La separación de bloques continentales involucró el desarrollo de la cuenca Puncoviscana, con generación de piso oceánico en su base (Omarini et al., 1999). A los 600 Ma comienza el cierre de la cuenca (Figura 26-b). El movimiento rotacional de Pampia, que se separa de Amazonia y colisiona contra el cratón Río de La

Plata ubicado al sureste de Amazonia, culmina este periodo con el orógeno Pampeano aproximadamente a los 530 Ma (Ramos, 1988; Omarini et al., 1999) (Figura 26-c).

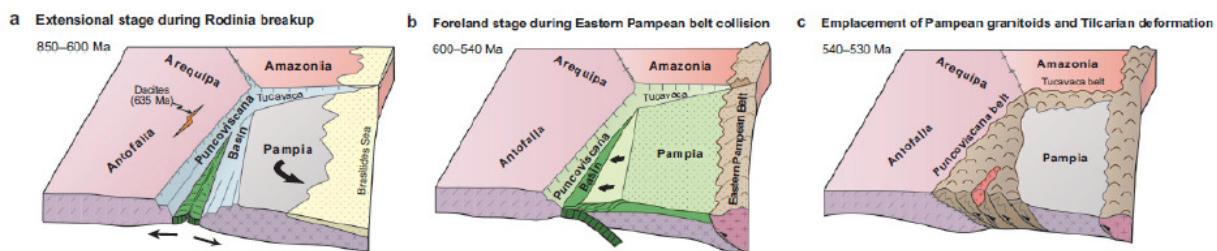


Figura 26: Esquema de la formación de la cuenca Puncoviscana y del orógeno Pampeano (Ramos, 2008).

Aproximadamente a los 465 Ma, al sur de Arequipa-Antofalla, colisiona con Pampia el bloque para-autóctono de Famatina, generando el ciclo orogénico Famatiniano. Luego, aproximadamente a los 450 Ma, colisiona con Famatina el bloque de origen Lauréntico Cuyania (Astini et al., 1995).

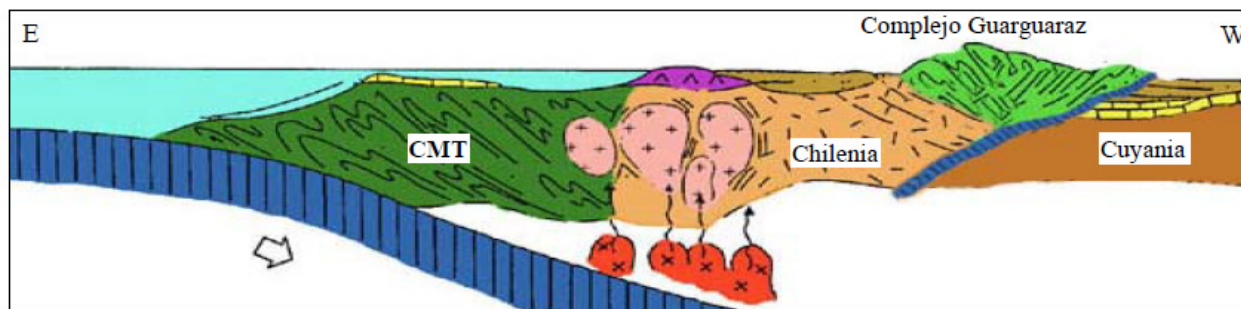


Figura 27: Perfil esquemático que muestra la relación entre los bloques Cuyania y Chilenia. Se muestra el Complejo Guarguaraz y el Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT, ver discusión en el texto). Modificado de Mpodozis y Ramos (1990) y Davis et al. (2000).

Posterior al amalgamamiento final de Cuyania a Gondwana habría colisionado durante el Devónico medio a superior otro bloque continental, definido por Ramos et al. (1984) como Chilenia (Figura 27). Las primeras evidencias acerca de la existencia de este terreno alóctono son la presencia de un cordón ofiolítico asociado a rocas metamórficas de prisma de acreción, denominado Complejo Guarguaraz (Ramos et al., 1984; López de Azarevich et al., 2009), en el borde occidental de Cuyania (Figura 27), que representaría el remanente de una subducción del Paleozoico inferior, y el corrimiento del arco magmático hacia el oeste (Ramos et al., 1984).

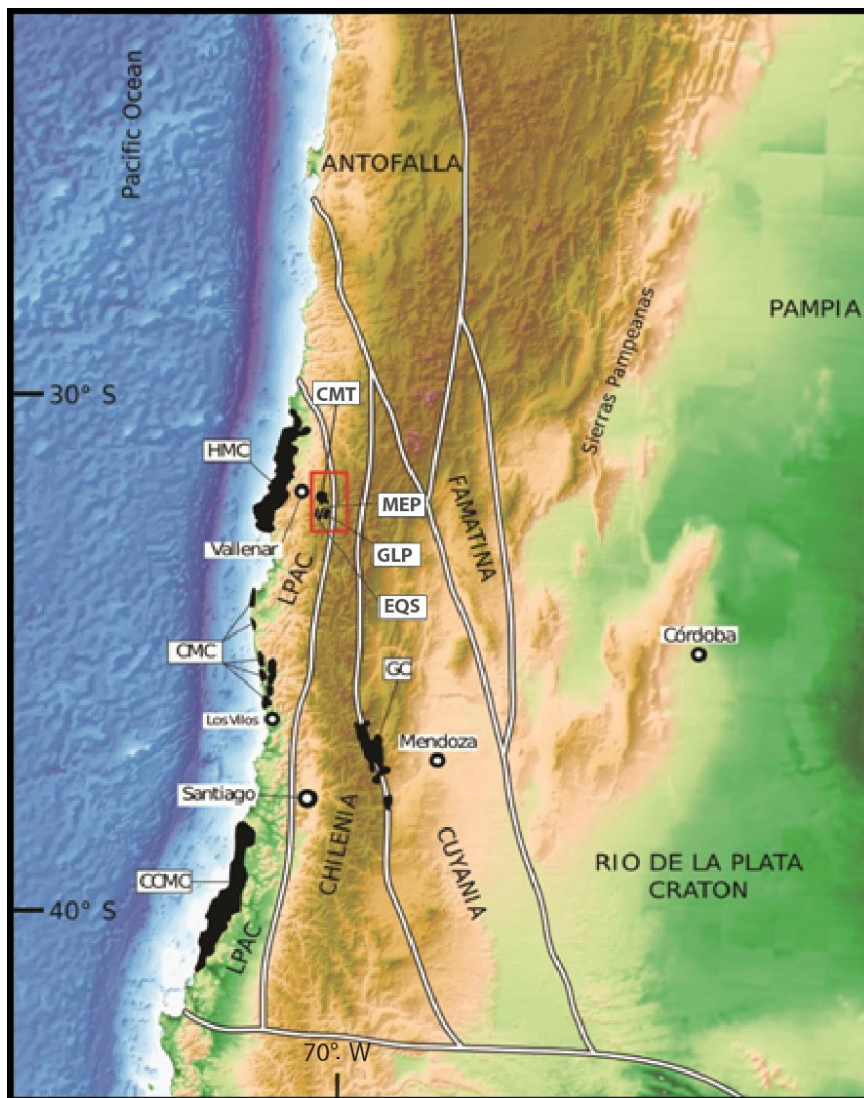


Figura 28: Esquema de las unidades tectonoestratigráficas de Chile central y Argentina, mostrando aproximadamente la ubicación de las suturas (líneas blancas gruesas). En negro, afloramientos de los principales complejos y unidades de rocas metamórficas. LPAC: Complejos de acreción del Paleozoico superior en la Cordillera de la Costa, CMT: Complejo Metamórfico El Tránsito, MEP: Milonitas El Portillo, EQS: Esquistos Quebrada Seca, HMC: Complejo Metamórfico del Huasco, CMC: Complejo Metamórfico del Choapa, LPG: Gneises de La Pampa, GC: Complejo Guarguaraz, CCMC: Complejos metamórficos de Chile Central. El recuadro rojo muestra la zona del Valle de El Carmen y El Tránsito. Modificado de Ramos (2009)

El límite occidental de Chilenia estaría representado por los sistemas acrecionarios de la Cordillera de la Costa, cuyos afloramientos aparecen de manera discontinua entre La Serena y Los Vilos: Complejo Metamórfico del Choapa (Irwin et al., 1988; Figura 28) y en la costa de la región de Atacama: Complejo Metamórfico del Huasco (Moscoso et al., 1982; Godoy; Welkner et al., 2006; Figura 28).

Posterior a la acreción del Bloque Chilenia se habría desarrollado un ciclo orogénico en el margen occidental de Gondwana, cuyas rocas se pueden clasificar temporalmente en tres etapas.

La primera etapa se desarrolló durante el Devónico Medio-Tardío al Carbonífero Temprano. En esta etapa se pueden observar unidades metamórficas, metasedimentarias y sedimentarias, las que afloran con orientación NNO-SSE presentando un aumento en el metamorfismo hacia el oeste. Las facies metamórficas son transicionales entre esquistos verdes y la facies de anfibolitas. Los protolitos de estas rocas tienen distinta naturaleza, la intensa deformación de esquistos y de unidades metasedimentarias sugieren un ambiente de subducción (Hervé et al. 1981a).

El registro de actividad magmática en este período es reducido. La fuente de los componentes magmáticos encontrados es probablemente el Arco Puneño localizado al este de la Cuenca de Antearco (Coira et al. 1982; Niemeyer et al. 1997). La evidencia sobre la actividad magmática indica que en este período se produjo un gap magmático mencionado por Balhburg y Hervé (1997) o que los centros volcánicos estaban localizados más al este en territorio Argentino.

Durante el Carbonífero Tardío y comienzos del Pérmico se desarrolló la segunda etapa del ciclo Gondwánico, caracterizada por una intensa actividad magmática asociada a un período de rápida deriva continental y alta tasa de convergencia a lo largo de un margen de subducción (Vilas y Valencia 1978; Marinovic et al., 1995) que habría permitido el desarrollo de orógenos. La evidencia de esta actividad magmática deriva de potentes depósitos volcánicos y de cuerpos plutónicos vinculados a la Superunidad Elqui (SUE) durante el Carbonífero Tardío y el Pérmico Temprano (Nasi et al. 1985; Mpodozis y Kay 1990).

El fin de la segunda etapa coincide con un evento tectónico denominado Fase San Rafael a Partir de la segunda mitad del Pérmico inferior (Llambías y Sato, 1990), hasta inicios del Pérmico superior (Lopez y Gamundi, 2006) que permitió el desarrollo de una foliación sinmagmática y fábrica cataclástica en algunas unidades de la SUE (Mpodozis y Kay 1990), y una discordancia para las rocas de esta edad hacia el este del arco, lo cual marcaría el inicio de la tercera etapa del ciclo gondwánico hasta fines del Pérmico superior. Dichos antecedentes, sumado al prisma de acreción desarrollado al oeste del

arco indicarían un evento deformativo y un alzamiento durante esta etapa, que sería responsable de la rotación del bloque San Rafael en Argentina (Rapalini, 1989). La causa de este evento deformativo podría deberse a la colisión del "Terreno X", que explicaría el desplazamiento del margen continental y del arco magmático que se desarrollaría más tarde en el Jurásico (Mpodozis y Kay, 1990). Dicho desplazamiento del también pudo ser causado por la acreción de un prisma paleozoico (Charrier et al., 2007).

El margen de Gondwana habría evolucionado a un ambiente tectónico de post-subducción entre el Pérmico inferior y el Permico superior durante la tercera etapa del ciclo Gondwánico, caracterizado por una relajación de la corteza. Esta condición habría favorecido la acumulación de calor en el manto superior produciendo enormes cantidades de magma (Kay et al., 1989; Mpodozis y Kay, 1990). Como consecuencia de de ello se habría desarrollado durante el Triásico inferior un ambiente extensional con actividad magmática silícea representada en el grupo Choiyoi, y una paleogeografía dominada por cuencas con orientación NNW-SSE (Charrier 1979; Uliana y Biddle, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990; Suarez y Bell, 1992; Stipanovic, 2001). Otra evidencia de la existencia de Chilenia es la geoquímica de las rocas ígneas de dicho grupo, que indicaría fundidos provenientes de material continental subyacente (Kay et al., 1989; Mpodozis y Kay, 1992; Llambías, 1999).

A diferencia de otros terrenos previamente acrecionados al margen occidental de Gondwana, como Arequipa-Antofalla, Pampia, Famatina y Cuyania, donde existen varios afloramientos que demuestran su existencia, en el hipotético bloque Chilenia escasean los afloramientos de rocas paleozoicas.

Una zona privilegiada donde existen numerosos afloramientos tanto de rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico es en borde occidental de la Cordillera Frontal en la III Región de Atacama, específicamente en los Valles Del Carmen y El Tránsito. Las rocas miloníticas objeto este estudio pertenecen a este último valle, cuya ocurrencia coincide con borde occidental de la Cordillera Frontal.

9. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL VALLE DEL TRÁNSITO

La geología estructural del Valle de El Tránsito está caracterizada por una serie de franjas de orientación norte-sur y noreste-sureste que limitan en contacto a veces por falla y otras por discordancia las rocas de la cobertura mesozoica-cenozoica con el basamento paleozoico que le subyace. Bajo este criterio morfoestructural de primer orden, podemos dividir el valle en 2 dominios.

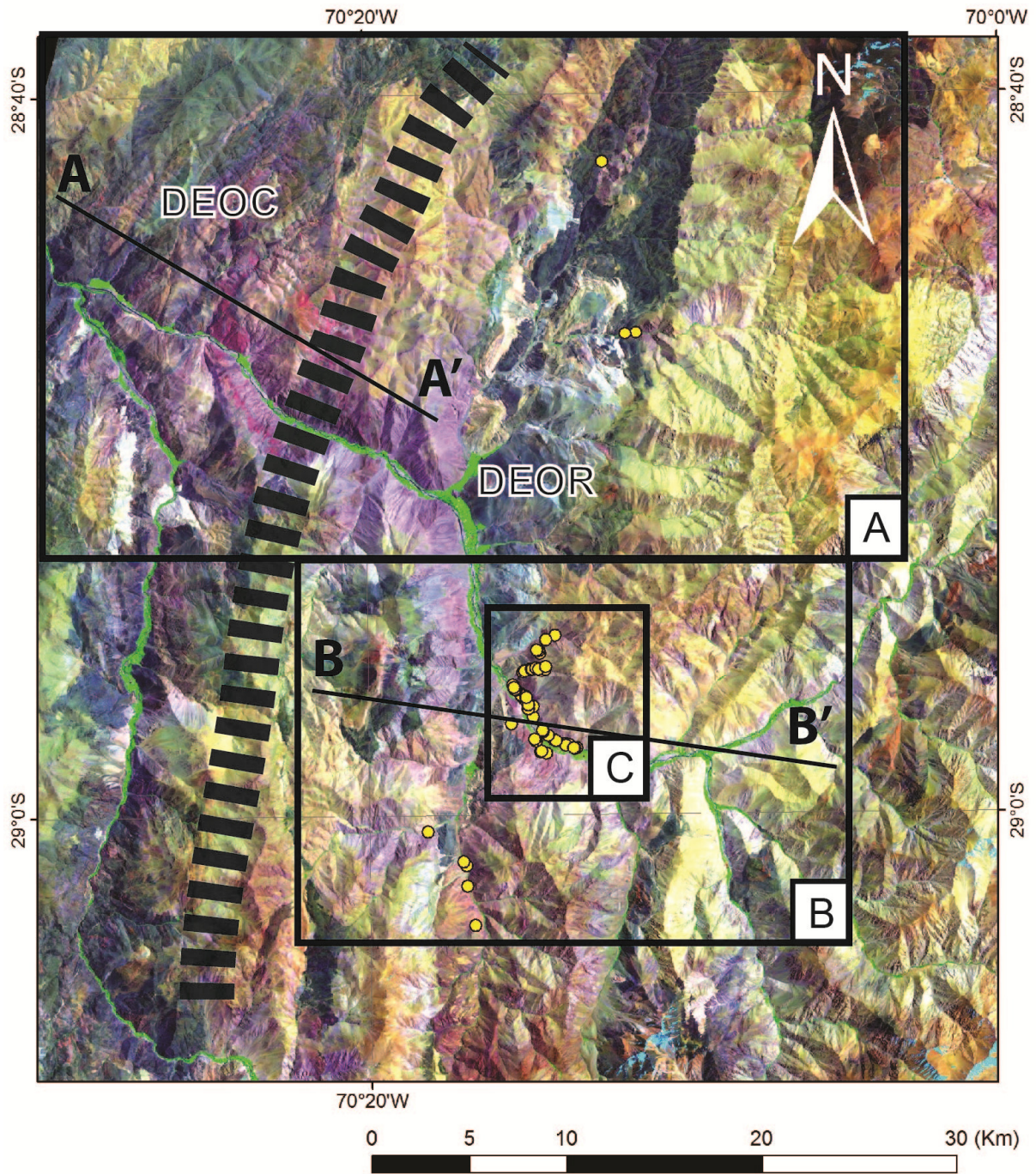
El primer dominio ubicado en el borde occidental del valle del Tránsito se ha denominado Dominio Estructural Occidental (DEOC) (Figura 30), donde encontramos rocas predominantemente Mesozoicas y cuya deformación fue caracterizada por Salazar (2009) (Figura 31; Perfil A-A'; Mapa A).


El segundo dominio ubicado en el borde oriental del valle del Tránsito se ha denominado o Dominio Estructural Oriental (DEOR) (Figura 30), donde encontramos extensos afloramientos del basamento Paleozoico en orientación norte-sur delimitados por fallas normales con vergencia este que ponen en contacto dicho basamento con la cobertura Mesozoica-Paleozoica. La geología estructural de este dominio fue caracterizada en detalle en este (Figura 31; Perfil B-B'; Mapa B).

El análisis estructural regional de ambos dominios, que se presenta a continuación, permitirá establecer un contexto geológico a las estructuras mapeadas en las Milonitas El Portillo en detalle (Figura 31; Mapa C), que son objeto de estudio de este trabajo, lo cual se analizará más adelante.

9.1 Dominio Estructural Occidental (DEOC)

La geología estructural del dominio Occidental ya ha sido caracterizada recientemente por Salazar (Figuras 16 y 17, 2009), reconociendo secuencias mesozoicas que sobreyacen las unidades cristalinas del Paleozoico (Figura 54). Estas secuencias que tienden a verticalizarse hacia el E tienden a ser afectadas por fallas inversas con vergencia W, y sobreyacen en contacto discordante por erosión una estructura regional tipo "hemi-domo" de basamento (Figura 33), cuyo eje, al sur del río Tránsito, es NS y




 Límite entre Dominio Estructural Occidental (DEOC; tomado de Salazar, 2009) y Dominio Estructural Oriental (DEOR) (este estudio), concordante con límite de unidades morfoestructurales CC (Cordillera de la Costa) y CF (Cordillera Frontal) (Jordan et al., 1983; Mpodozis and Ramos, 1989; Kley et al., 1999; Tassara, 2005)



 Ubicación muestras este trabajo

Figura 29: Ubicación de los Dominios Estructurales Occidental (DEOC) y Dominio Estructural Oriental (DEOR). Imagen Landsat con clasificación de bandas [7-3-1] para discriminación de litologías. Mapa A y Perfil A-A' tomado de Salazar (2009). Mapa B y Perfil B-B' realizado en este trabajo. Mapa C en detalle realizado en este trabajo.

sub-horizontal, mientras que al norte se curva hacia el NE y se inclina en esa dirección hasta desaparecer bajo la cobertura (Figura 33). Esta estructura a la cual se amoldan, con elevados manteos, las secuencias mesozoicas que lo rodean por su borde occidental, está truncada al este por extensas fallas normales con orientación norte-sur y vergencia E, lo cual constituye el rasgo estructural característico que marca el fin del DEOC y el inicio del DEOR (Figura 33).

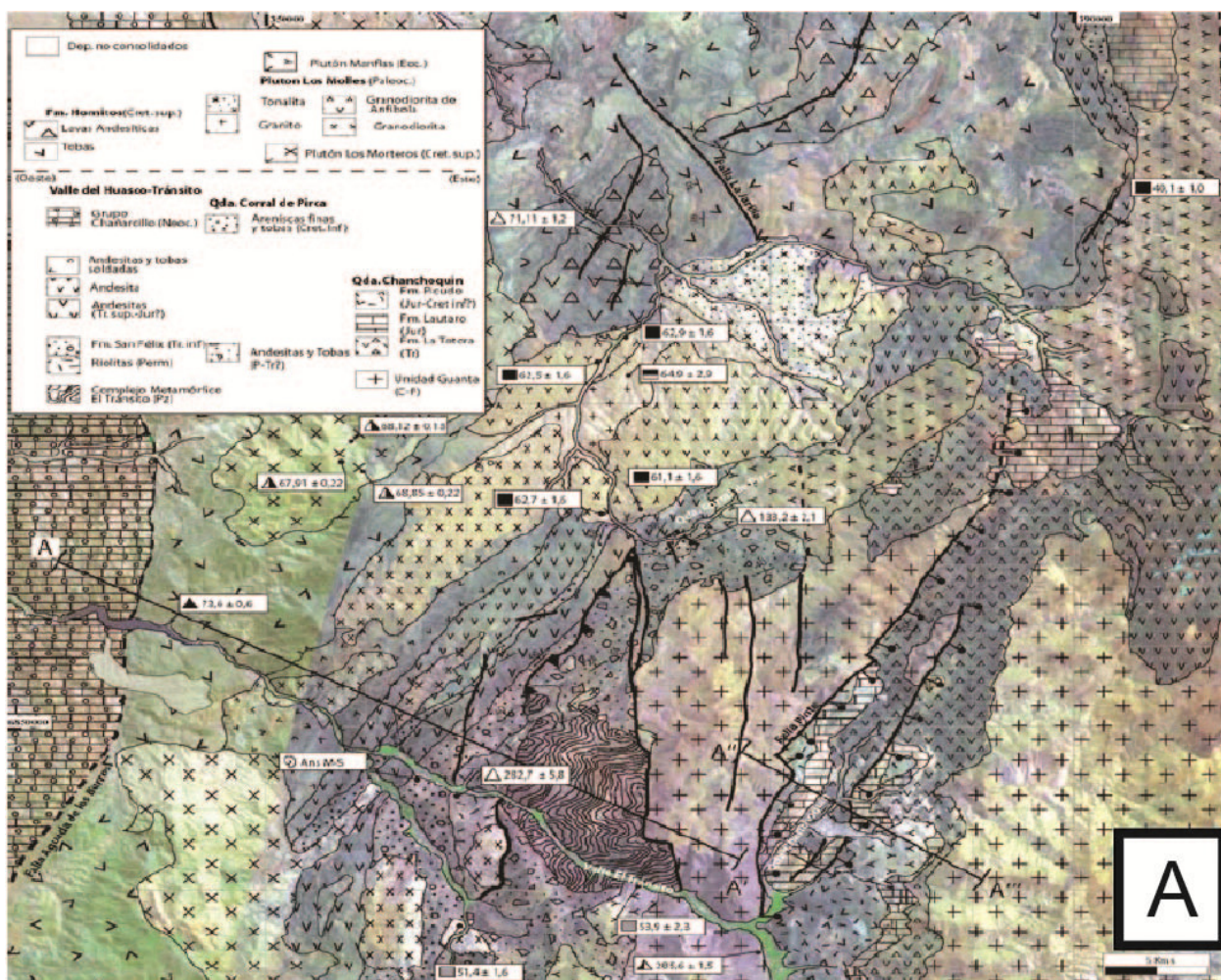


Figura 30: Mapa del valle de El Tránsito entre la quebrada Chanchoquín y el embalse Santa Juana (cuadrángulo A de la Figura 30). A-A' representaría el perfil del DEOC (Figura 29). A''-A''' representaría análogamente el borde occidental del DEOR (Figura 29) descrito en detalle en este trabajo. Modificado de Salazar (2009).

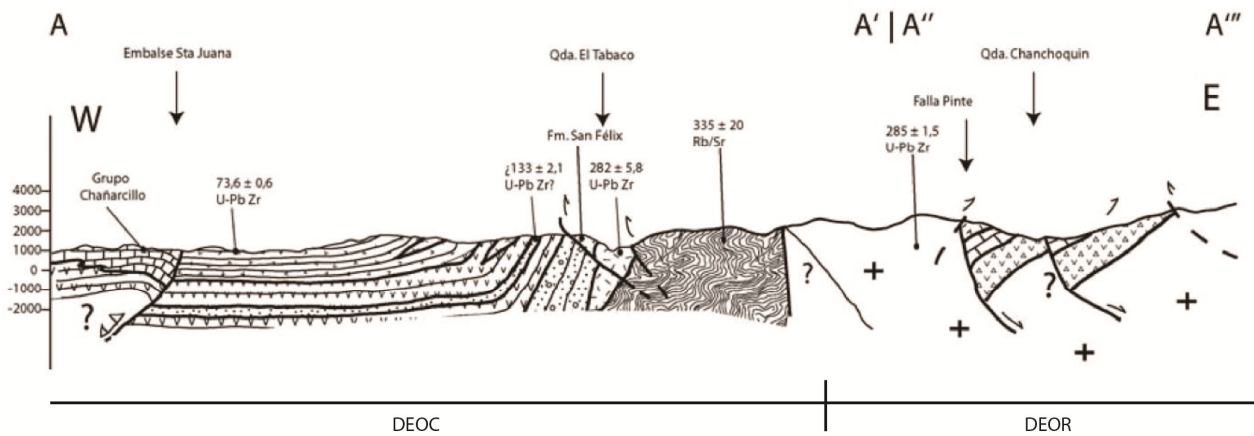


Figura 31: Perfil estructural del Valle del Tránsito indicando Dominio Estructural Occidental (DEOC) y un segmento ubicado al oeste del Dominio Estructural Oriental (DEOR). Modificado de Salazar (2009).

9.2 Dominio Estructural Oriental (DEOR)

La geología estructural de este dominio se caracterizó en base al mapeo realizado en este trabajo a una escala 1:50.000 en el sector sureste del Valle de El Tránsito, y que rodea los afloramientos de las MEP (cuadrángulo B de la Figura 30).

Este dominio exhibe una serie de franjas delimitadas por estructuras de alto ángulo con rumbo generalizado norte sur que ponen en contacto abruptamente el basamento paleozoico con las rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico. Reutter (1974) y Mpodozis (1980) interpretaron originalmente estas estructuras como fallas inversas con vergencia al este. Sin embargo las evidencias observadas en terreno que se presentan a continuación han permitido reinterpretar dichas estructuras de primer orden como extensas fallas normales asociadas a la extensión de un borde de cuenca mesozoica.

Fallas inversas de menor importancia, menor ángulo y de rumbo norte sur afectan por lo general dichas estructuras mesozoicas, formando pliegues asimétricos y volcados frecuentemente con vergencia al este y en ocasiones al oeste (Figura 35).

La primera falla que aparece al W de este dominio es la Falla Cerro los Quemados, de tipo normal, que pone en contacto la Unidad Cochiguaz al oeste con la cobertura mesozoica al este, la cual presenta una flexura que podría interpretarse como un pliegue sinclinal por arrastre en el bloque colgante, o bien puede corresponder a un

footwall syncline asociado a una falla inversa inferida más joven con vergencia E que decapitaría la Falla Cerro Los Quemados.

Al E de esta falla (2 Km aprox.) encontramos una a una falla de alto ángulo de carácter regional que pone en contacto abrupto una potente secuencia mesozoica al este con el basamento paleozoico al oeste. Reutter (1974) denominó esta estructura como Falla Pinte, la cual interpretó como una falla inversa con vergencia al este paralela a la quebrada del mismo nombre.

Adyacentes a esta falla se desarrollan estratos de crecimiento de la Fm. Lauraro y la Fm. Picudo, los cuales presentan un aumento de espesor de este a oeste (Figura 35 y 36) que se han asociado a estratos de crecimiento del Jurásico, formando un anticlinal con geometría de *roll-over* al este de la falla Pinte.

Asociados a esta estructura, pero a una escala local en la juntura de la Quebrada Pinte con el Valle de El Tránsito ocurren sets de estructuras normales en dominó y *hemigrabens* afectando la Formación Lautaro (Figura 36).

Los estratos de crecimiento descritos, la geometría de anticlinal de *roll-over*, las fallas en dominó, y la ausencia de corrimientos significativos al este de la falla Pinte constituyen evidencias que permiten reinterpretar esta estructura como una importante falla normal, probablemente asociada al borde de una cuenca extensional mesozoica, la cual se encuentra decapitada localmente por una falla inversa de bajo ángulo con vergencia E denominada Falla La Cortadera (Figura 39), asociada a las fases compresivas cenozoicas que habrían reactivado las fallas descritas previamente.

Concordante con la geometría descrita previamente, 10 Km al este de la Falla Pinte encontramos una última estructura que en este estudio se ha denominado como falla Conay, la cual pone en contacto la Unidad Chollay al este (Pérmico superior-Triásico inferior) con la Unidad Guanta al oeste (Carbonífero superior-Pérmico inferior). La prolongación de esta estructura hacia el sur concuerda con el contacto entre depósitos mesozoicos al este con Guanta al oeste, por lo que de manera análoga a la Falla Pinte esta falla ha sido interpretada como una falla normal de edad mesozoica con vergencia al este (ver mapa y perfil en Figuras 37 y 38).

Al E de la Falla Pinte, en contacto discordante y manteniendo aprox. $30^{\circ}W$ se encuentra el contacto de rocas mesozoicas con basamento paleozoico, donde aflora una franja de rocas ígneas y metamórficas miloníticas que fueron denominadas por Ribba (1985) como las Milonitas El Portillo (MEP) (Figura 36).

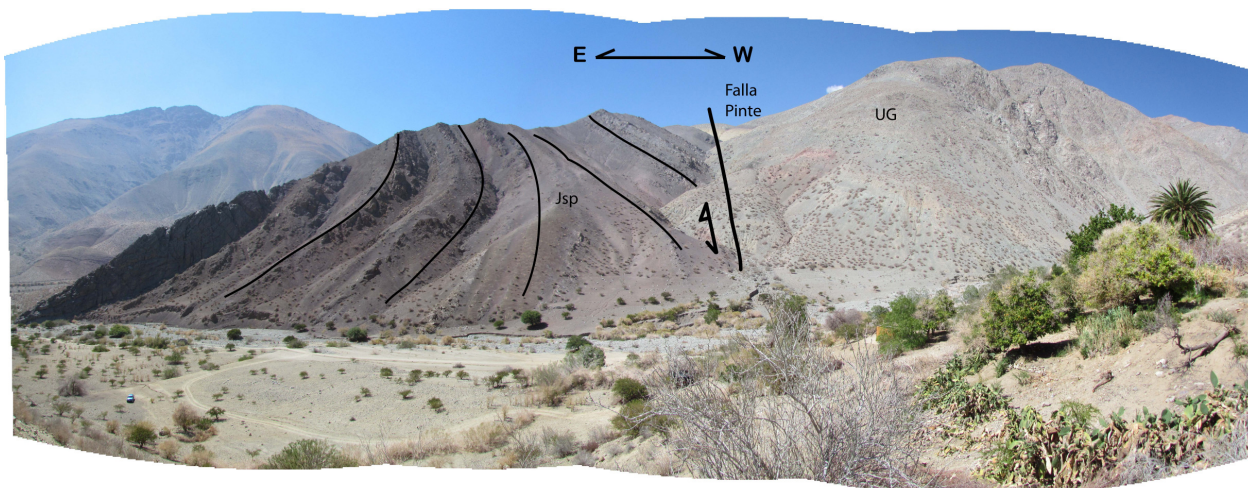


Figura 32: Depósitos volcánicos y sedimentarios cretácicos de la Fm. Picudo (Jsp) en contacto por falla con la unidad Guanta (UG) en la Quebrada del Ají. Se observa la geometría de anticlinal de rollover y estratos de crecimiento asociados a la actividad de la falla Pinte

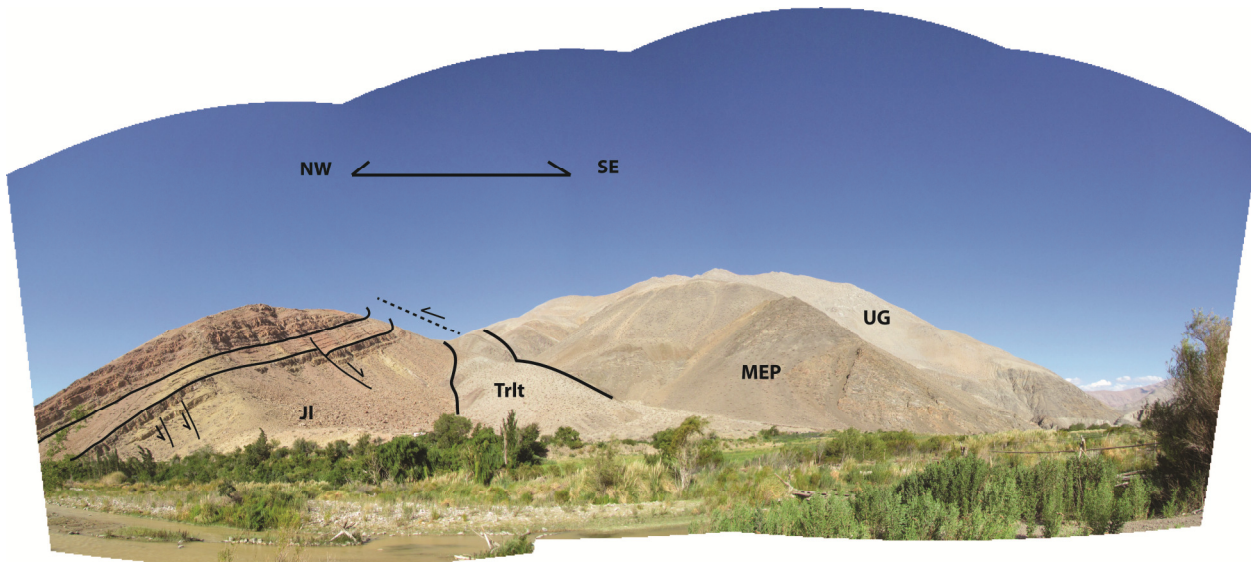


Figura 33: Estructuras en dominó, *hemigrabens* y estratos de crecimiento en la Fm. Lautaro (Jl) frente a la localidad El Portillo. Al oeste le subyacen lavas andesíticas del Triásico (Trlt), las cuales se apoyan en contacto discordante sobre las unidades paleozoicas (MEP y UG). El contacto de las MEP con la unidad Guanta manta levemente al oeste. Estratos de la Formación Lautaro presentan un pequeño sinclinal cerca del contacto con las MEP, por lo que se infiere una falla inversa con vergencia al W.

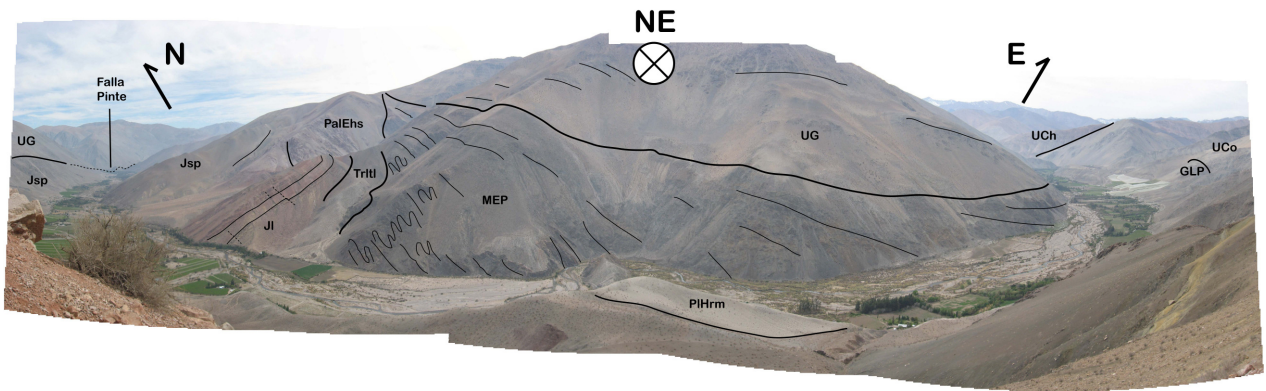


Figura 34: Panorámica de la geología del Dominio Estructural Oriental. Líneas gruesas indican contactos. Líneas delgadas indican lineaciones. MEP: Milonitas El Portillo; GLP: Gneises de la Pampa; UG: Unidad Guanta; UCo: Unidad Cochiguaz; UCh: Unidad Cholay; Trlt: Fm. La Totorá; JI: Fm Lautará; Jsp: Fm. Picudo; PalEhs: Intrusivos Paleocenos-Eocenos; PIHrm: Remociones en masa.

El mapeo de las estructuras de las MEP cambia de subvertical a subhorizontal de oeste a este (Figura 36), formando un gran flexura. El análisis estructural de estas rocas se analizará en detalle en el capítulo siguiente de este trabajo.

En base a antecedentes que se presentarán más adelante se deduce que el contacto oriental de las MEP con la Unidad Guanta podría haber sido inicialmente por intrusión de un lacolito de dicha unidad que sobreyace a las MEP, el cual podría haberse fallado posteriormente aprovechando la zona de debilidad asociada a dicho contacto.

A continuación se presentan los resultados del Mapeo 1:50.000 (Figura 37) y su interpretación estructural (Figura 38) en base a los antecedentes obtenidos en terreno descritos en este trabajo.

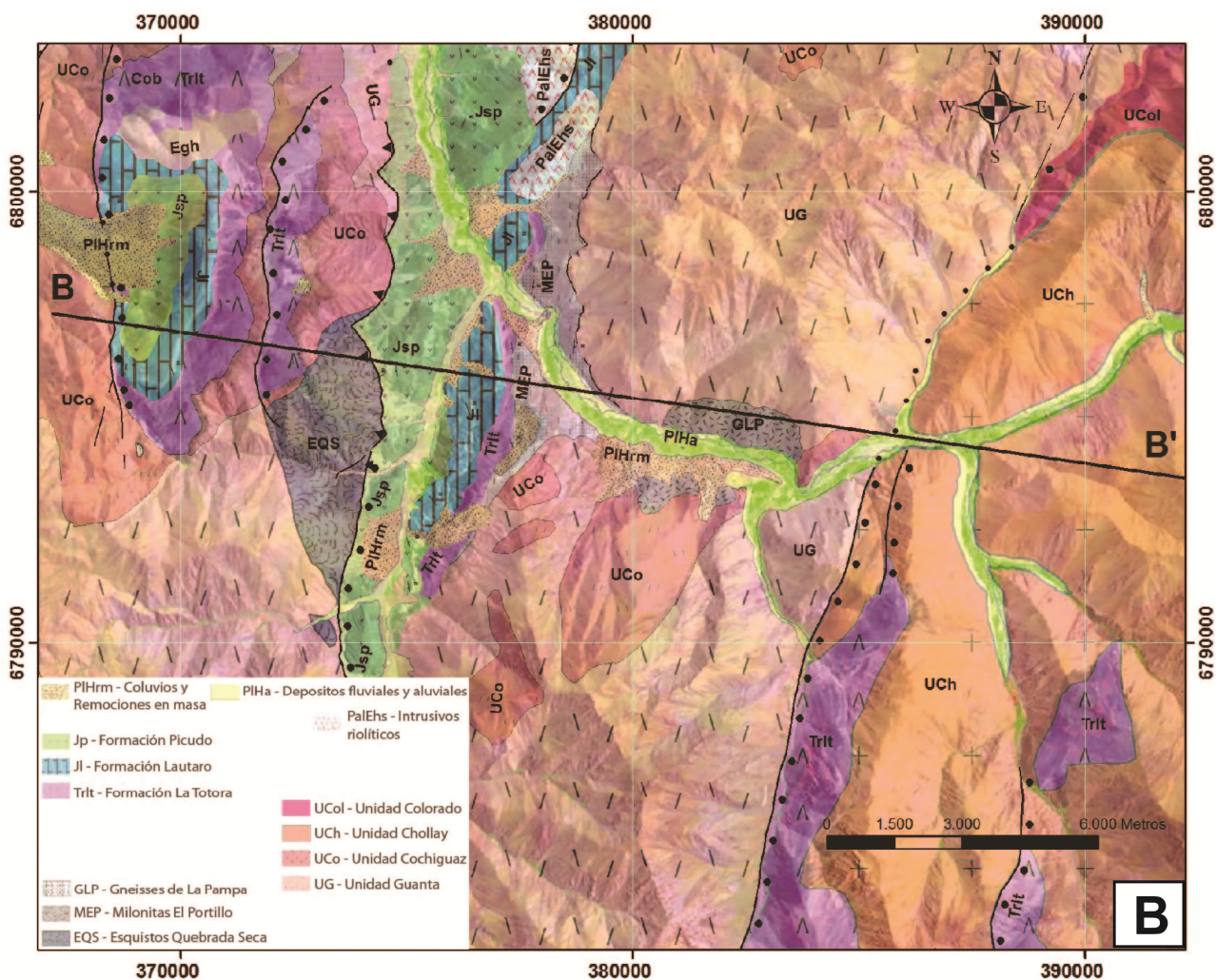


Figura 35: Mapa B (Figura 32) del valle Del Tránsito entre la Sierra de Tatul y Conay. B-B' representa el perfil estructural de lo que en este trabajo de ha descrito como Dominio Estructural Oriental (DEOR)

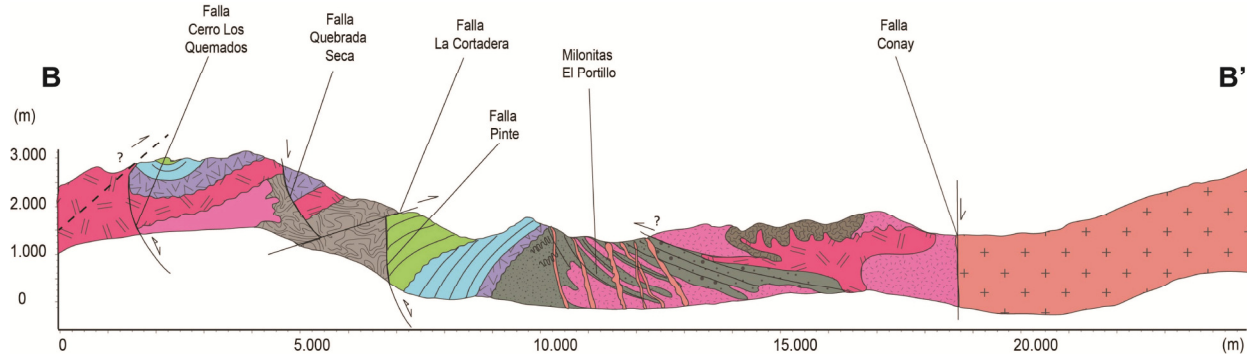


Figura 36: Perfil estructural B-B' del Valle El Tránsito, Dominio Estructural Oriental (DEOR) realizado en este trabajo.

10. UNIDADES LITOLÓGICAS DE LAS MILONITAS EL PORTILLO

A continuación se describirán las características litológicas mesoscópicas y microscópicas de las diversas unidades rocosas que se han reconocido en las Milonitas El Portillo.

10.1 Unidad Laminillas (UL)

Esta consiste en alternancias laminares milimétricas a métricas de protomilonitas y milonitas con bandas composicionales dioríticas, tonalíticas a granodioríticas. Las bandas y laminaciones mantean entre 30° y 70° al W con rumbo N-S, de forma subparalela a la foliación, y en ellos se han logrado identificar pequeñas estructuras lenticulares similares a paleocanales o pliegues asimétricos (Figuras 37b y 37d).

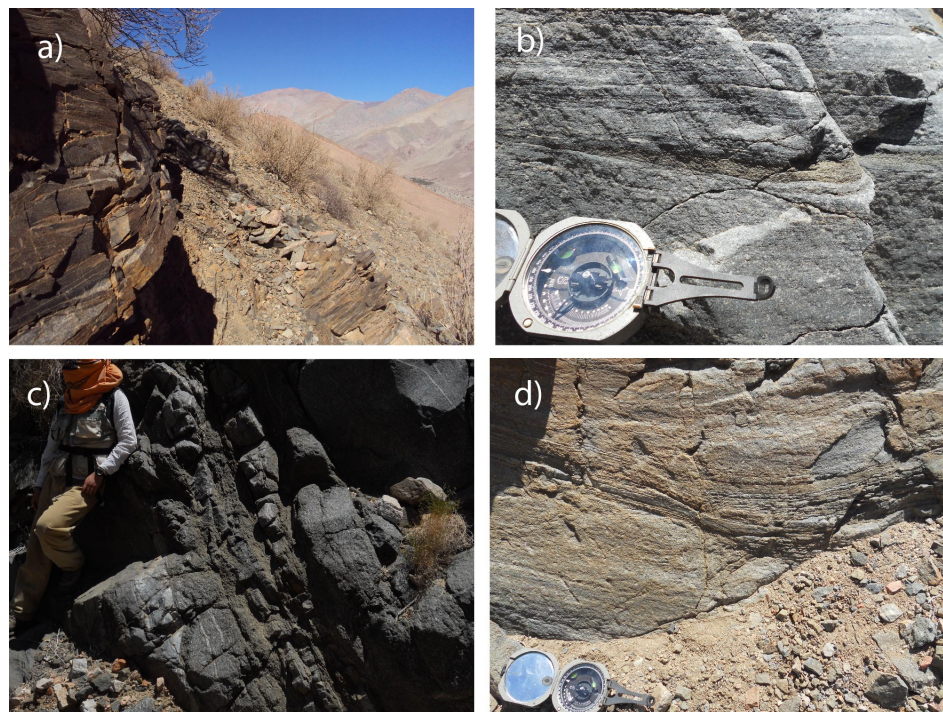


Figura 37: Imágenes de la MEP, Unidad Laminillas. a) y b) Alternancia de laminaciones milimétricas a decimétricas de rocas deformadas con estructuras lenticulares c) Alternancia de laminaciones y bandas decimétricas a ceintimétricas en rocas deformadas. Presenta láminas menos competentes con matriz de biotita comúnmente cloritizada. d) Laminaciones milimétricas en roca deformada con estructuras lenticulares.

Presenta porfiroclastos subredondeados de feldespatos fracturados con maclas polisintéticas y de Carlsbad, cuarzo recristalizado, a veces anfíbolos y biotita orientadas que definen los planos de foliación (Figuras 38 y 39). Los porfiroclastos de las láminas

tienen tamaño milimétrico y son medianamente equigranulares, aunque pueden presentar pequeños cambios en la granulometría (Figura 39).

Está intruída por numerosos filones y diques tonalíticos, dioríticos, granodioríticos a sienograníticos, los cuales se encuentran deformados con variados grados de esquistosidad y milonitización.

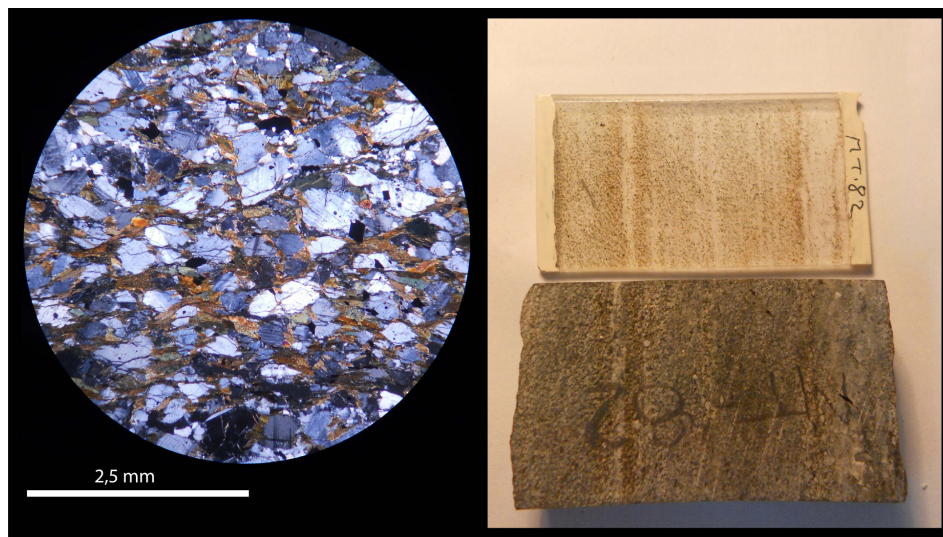


Figura 38: Muestra de mano (derecha) y corte transparente (izquierda) de la Unidad Laminillas (UL). A la derecha se observa laminación milimétrica de muestra de mano. A la izquierda se muestran porfidoclastos relativamente equigranulares de plagioclasa con maclas (textura ígnea), cuarzo y feldespatos potásico (ortoclasas).

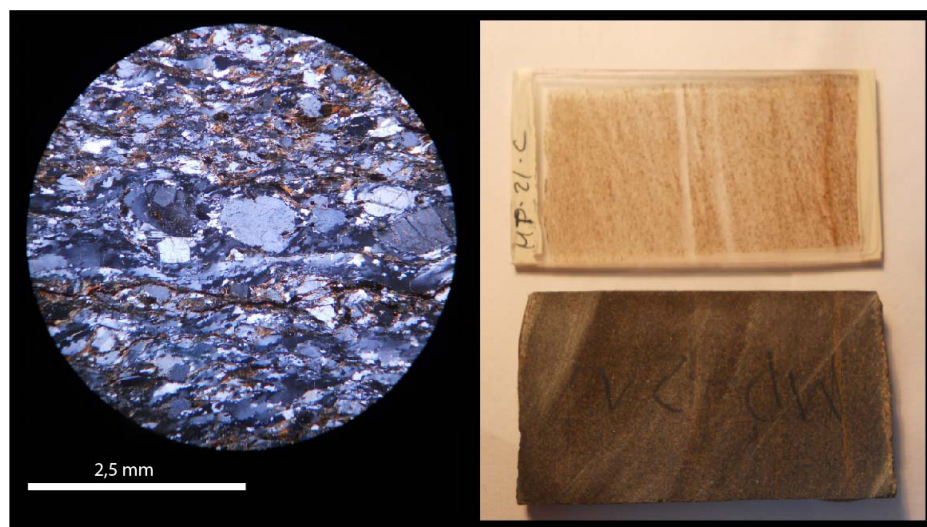


Figura 39: Muestra de mano (derecha) y corte transparente (izquierda) de Unidad Laminillas(UL). A la derecha se observa laminación milimétrica de muestra de mano. A la izquierda se observan los cambios en la granulometría en laminillas con tamaño de grano fino (arriba y abajo) a medio (al centro).

10.2 Unidad Puntos Blancos (UPB)

Consiste en alternancias centimétricas a métricas de protomilonitas y milonitas melanocráticas de composición diorítica, tonalítica a granodiorítica con textura porfírica (Figura 40), con porfiroclastos de feldespato y anfíbola fragmentados (Figura 41, 42 y 43), biotita definiendo la foliación y cuarzo recristalizado en la matriz (Figura 43). Los cristales fracturados suele ser inequigranulares, principalmente de plagioclasa, con maclas polisintéticas o de Carlsbad, ortoclasa con textura perítica y anfíbolos fracturados (Figuras 41 y 42). La matriz en las bandas más fisibles puede ser de biotita (frecuentemente cloritizada), las cuales intercalan con bandas de matriz silíceas más competente, con cuarzo y feldespato recristalizado (Figuras 42 y 43). Los manteos de los bandeamientos varían entre 50° y 30° al W con rumbo N-S, de forma subparalela a la foliación.

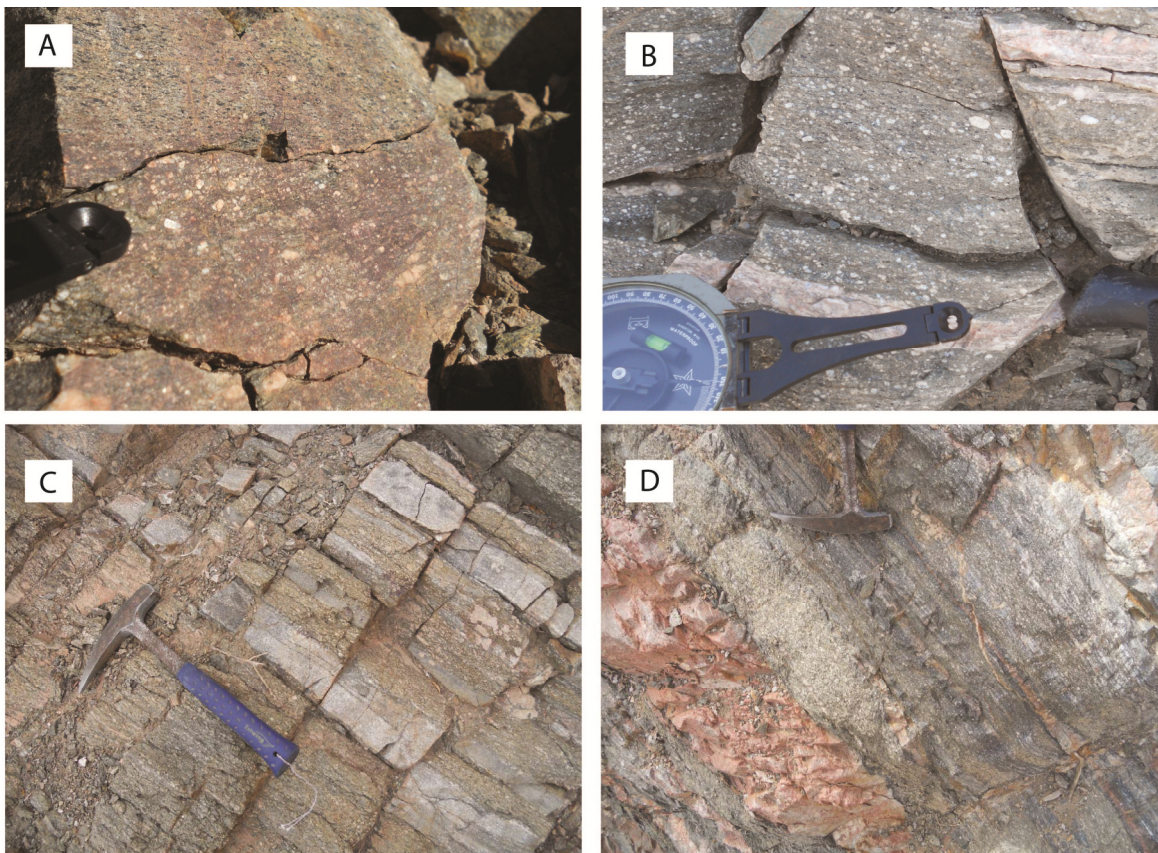


Figura 40: Imágenes las MEP, Unidad Puntos Blancos (UPB). A) Roca porfírica de unidad Puntos Blancos con cristales y porfiroclastos inequigranulares y fracturados. B) Rocas de la UPB con textura porfídica con porfidoclastos de plagioclasa y porfidoblastos de feldespato potásico y venillas sienograníticas con muscovita. C) Alternancias decimétricas a centimétricas en la UPB de rocas porfíricas fisibles y cloritizadas con bandas silicificadas competentes. D) Alternancias decimétricas a centimétricas de UPB cortadas por dique rosado de sienogranito.

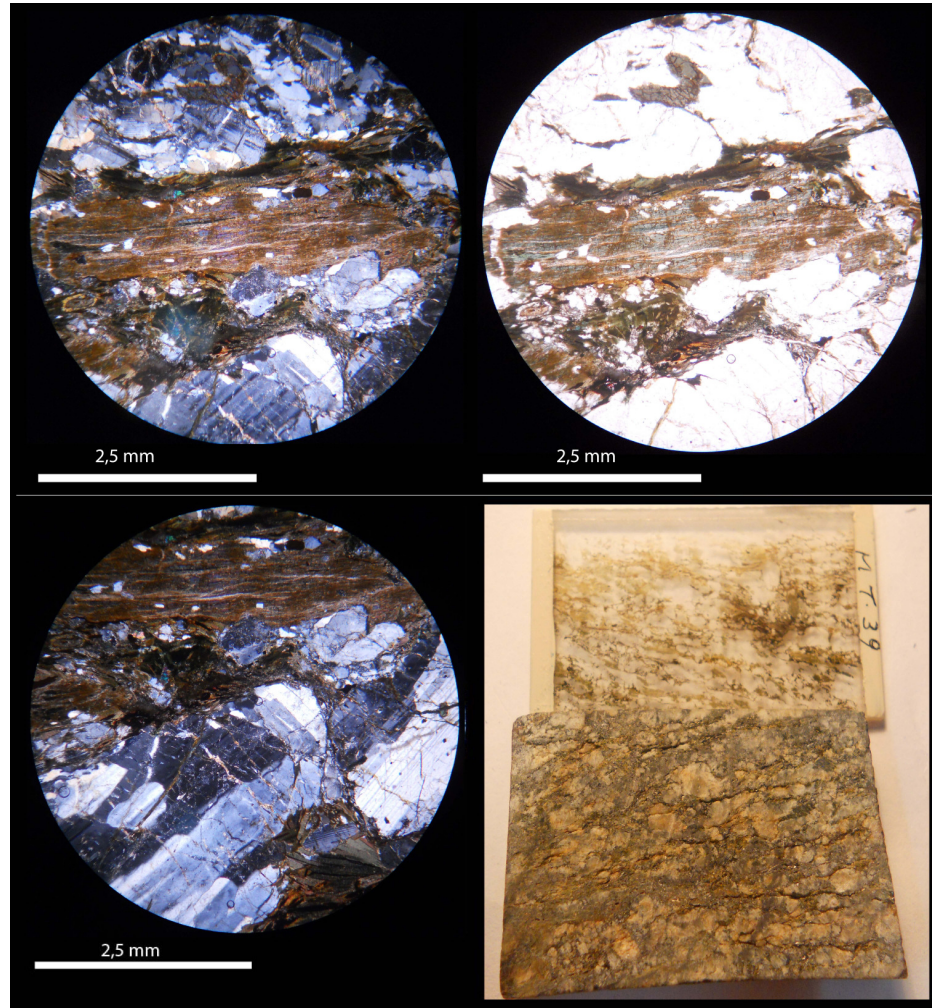


Figura 41: Muestra de mano y fotografías de cortes transparentes de la unidad Puntos Blancos milonitizada. Arriba se muestra fotografía al microscopio con nicoles cruzados (a la izquierda) y nicoles paralelos (a la derecha), donde se aprecia matriz de biotita cloritizada. Fragmentos cristalinos porfíricos corresponden principalmente a plagioclasas fracturadas. Abajo fotografía al microscopio de plagioclasas porfíricas subhedrales fracturadas en masa de biotita (a la izquierda), y muestra de mano evidencia gran cantidad de fracturas (a la derecha).

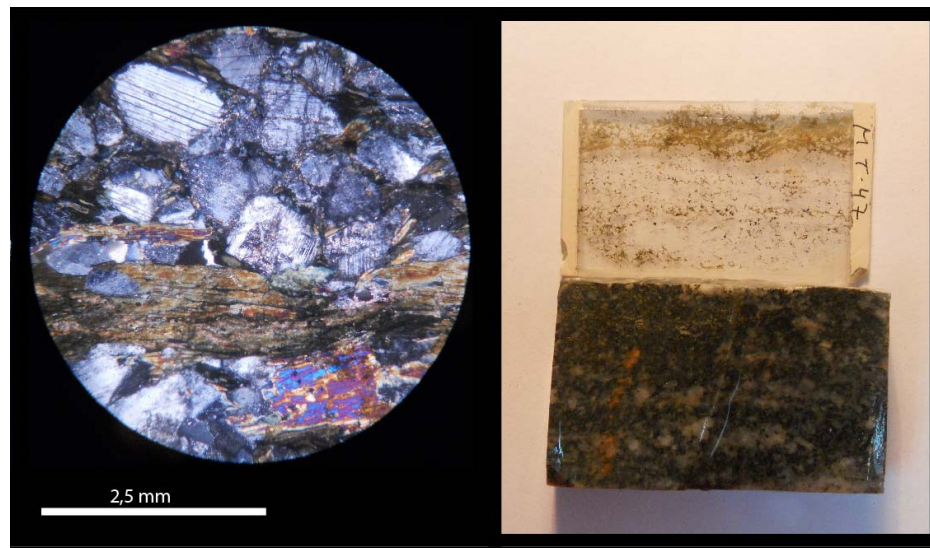


Figura 42: Muestra de mano (derecha) y corte transparente (izquierda) de unidad Puntos Blancos. A la izquierda se observan cristales de plagioclasa, feldespato potásico y anfíbola fracturados y subredondeados. Se observan bandas de máficas con biotita y anfíbola alternando con bandas de porfiroclastos de feldespato.

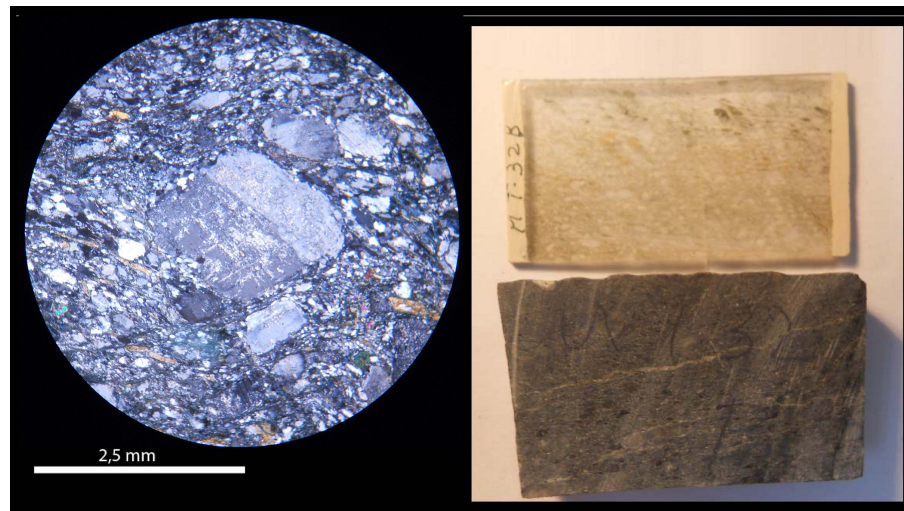


Figura 43: Muestra de mano (derecha) y corte transparente (izquierda) de unidad Puntos Blancos. A la izquierda se observan cristales de plagioclasa, feldespato potásico y anfíbola, con porfiroclastos de feldespato y matriz compuesta principalmente por cuarzo recristalizado y fragmentos de feldespato de tamaño fino.

10.3 Unidad Bandas Grises (UBG)

Consiste en unidades intrusivas, filones, diques y de grosor decimétrico a métrico de composición tonalítica, diorítica y granodiorítica, holocristalinos equigranulares a inequigranulares, con textura fanerítica a porfídica de grano fino a medio.

En la mayoría de los casos está foliada, y puede presentar bandas plegadas y deformadas plásticamente (Figura 44-1 y 44-2). En otros casos se presenta débilmente foliada (Figura 44-3 y 44-5). Contiene enclaves deformados plásticamente y xenolitos dioríticos bandeados y angulosos de las rocas encajantes (Figura 44-1, 44-4 y 44-6).



Figura 44: Afloramientos de la UBG. 1: Tonalita intruyendo diorita con enclaves dioríticos foliados deformados plásticamente. 2: Bandeamientos granodioríticos, tonalíticos y dioríticos plegados y deformados plásticamente. 3: Tonalita foliada intruída por dique sienogranítico. 4: Franjas con tonalita fanerítica-porfídica y afanítica. 5: Tonalita fanerítica y foliada intruyendo diorita. 6: Enclaves dioríticos angulosos en tonalita cortados por dique sienogranítico.

Los cristales son subhedrales a anhedrales (Figuras 45 y 46) y puede presentar estructura homogénea, bandeada (Figura 45) y nodulosa. La fábrica es comúnmente planar y a veces lineal.

Tiene dominios con bandeamientos y microbandeamientos de minerales melanocráticos y leucocráticos alternados, y en algunos casos laminaciones ígneas como resultado de la cristalización de cristales planares y tabulares con sus ejes mayores paralelos al plano de laminación (Figura 45).

Es intruida por diques sienograníticos (Figura 44-3 y 44-6) y andesíticos.

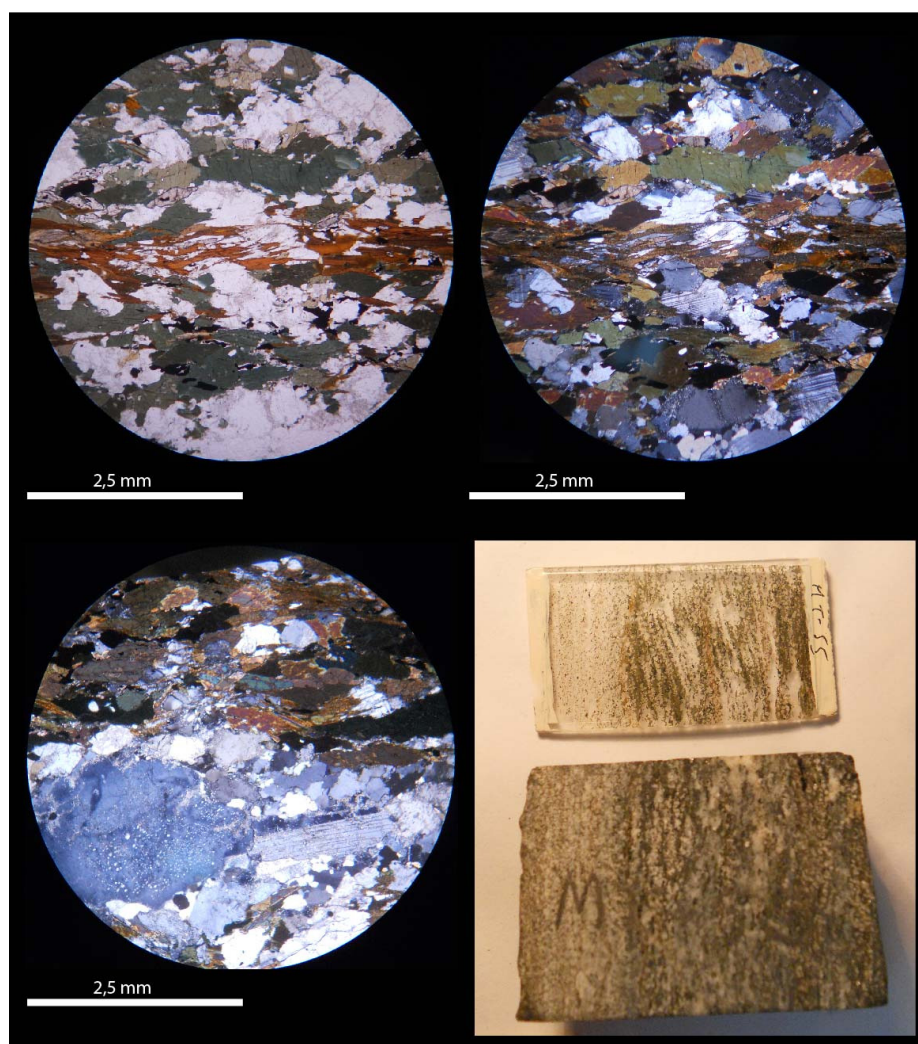


Figura 45: Muestra de mano y corte transparente de UBG. Arriba a la derecha imagen a nicoles paralelos, se aprecian anfíbolos cloritizados. En las 3 fotos de corte transparente se puede observar bandeamiento mineral de composición granodiorítica a tonalítica con textura ígnea laminada.

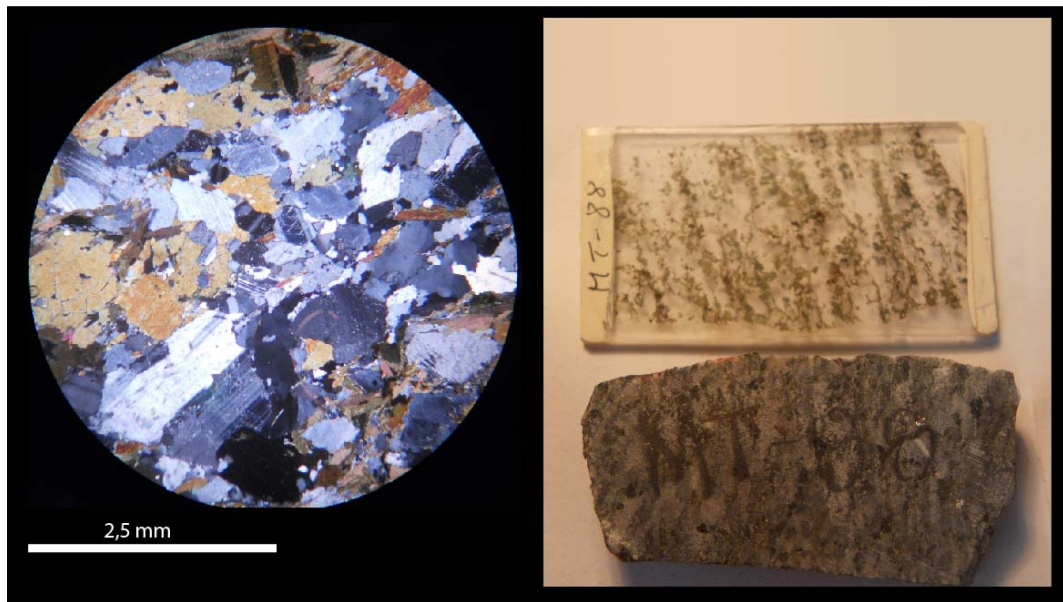


Figura 46: Muestra de mano y corte transparente de UBG. Anfíbolos están levemente cloritizada. Presenta estructura isotrópica. Esquistosidad muy baja.

10.4 Unidad Bandas Rosadas (UBR)

Esta unidad está constituida por bandas, filones y diques de grosor centimétricos a métricos de sienogranitos y monzogranitos (Figura 47), holocristalinos e inequigranulares, de textura porfídica o afanítica, con porfiroclastos de 0,2 a 20 mm de feldespato potásico (Figura 49). Presenta una masa fundamental rica en cuarzo y micas blancas (Figura 49). Su índice de color es leucocrático, y puede presentar tonos rosados y anaranjados (Figura 47 y 48).

Estas bandas tienden a concentrar una intensa deformación o milonitización que las distingue de las demás rocas observadas en la zona de calle de las MEP (Figura 47-3).

Un porcentaje menor de estos diques presentan fábricas isotrópicas, sin foliación ni milonitización que evidencie un evento deformativo de carácter tectónico. Además pueden presentar grietas de tensión subverticales con rumbo aproximado N-S (Figura 48-A y 48-B).

Los diques tienden una orientación con rumbo y manteo promedio de $5/68^\circ$ al este (Figura 50), y a veces cortan subverticalmente de forma oblicua los bandeamientos y la foliación principal de las rocas encajantes de la Unidad Bandas Grises (UBG).



Figura 47: Afloramientos de la UIA. 1) y 2) Dique sienítico intruyendo UIB. 3) Bandas de sienogranitos y monzogranitos milonitizados alternando con dioritas y tonalitas de la UIB.

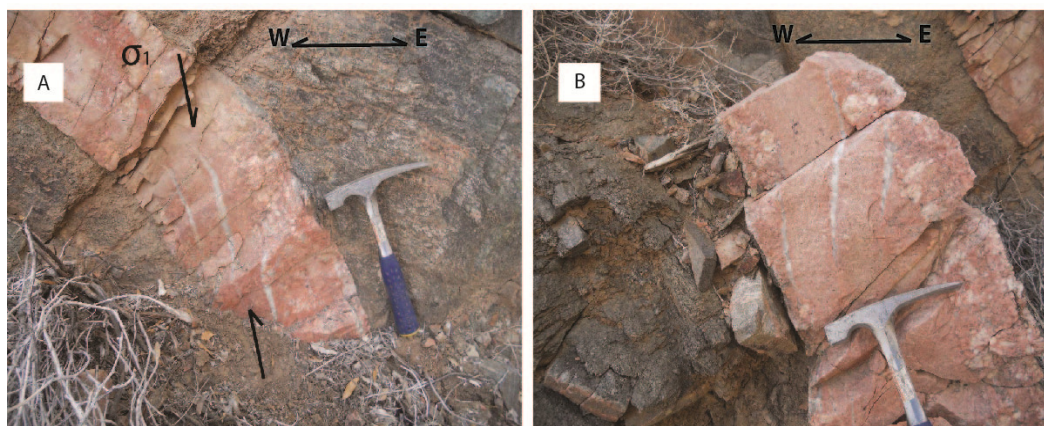


Figura 48: A y B) Grietas de tensión subverticales en diques de cuarzo-sienitas isotropas no deformadas. Abertura de la vena es paralela a la dirección de la extensión.

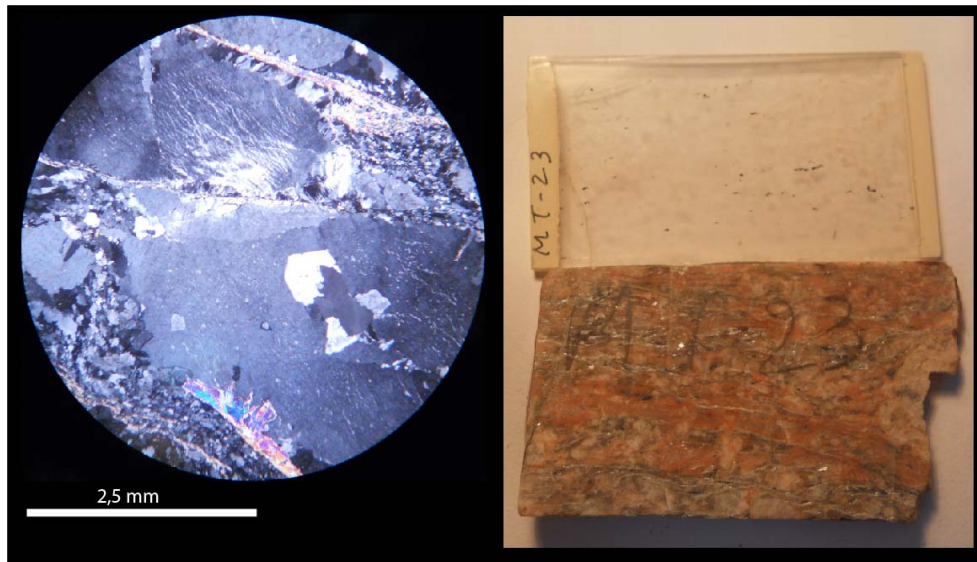


Figura 49: Muestra de mano y corte transparente de UIA. Feldespato potásico presenta textura perítica y lamelas de exsolución. Cuarzo presenta recristalización dinámica en la matriz. Micas blancas orientadas definen foliación.

10.5 Unidad Diques Verdes (UDV)

Consiste en una serie de dique andesíticos de color verdoso no deformados de espesor métrico (Figura 51), hipocristalinos e inequigranulares con textura porfídica. Presenta cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa y anfíbola con textura homogénea y xenolitos de la roca encajante.

Su matriz está comúnmente cloritizada, y puede presentar epidota en la matriz o alterando a plagioclasa.



Figura 51: Afloramientos de Diques Isótopos Andesíticos no deformados (DIA) intruyendo las Milonitas El Portillo (MEP).

11. GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LAS MILONITAS EL PORTILLO (MEP)

11.1 Deformación y cinemática en las Milonitas El Portillo

A continuación se presenta la descripción de distintos estilos de deformación observadas en la zona de cizalle de las Milonitas El Portillo.

11.1.1 Intrusivos con Foliación Débil (IFD)

Corresponde a cuerpos intrusivos tales como filones y diques, débilmente foliados, con una composición diorítica, tonalítica a granodiorítica, que tienden a ser subparalelos a la foliación principal (Sp) de las rocas encajantes y comúnmente competentes. Pueden presentar bandeamientos, esquistosidad, minerales tabulares subhedrales con fábrica linear y masa fundamental con cuarzo anhedral (Figura 52-A y 52-B). No se han encontrado evidencias de indicadores cinemáticos que permitan determinar un sentido de deformación en estos intrusivos. Estos rasgos texturales son característicos en la Unidad Ígnea Bandeada (UIB).

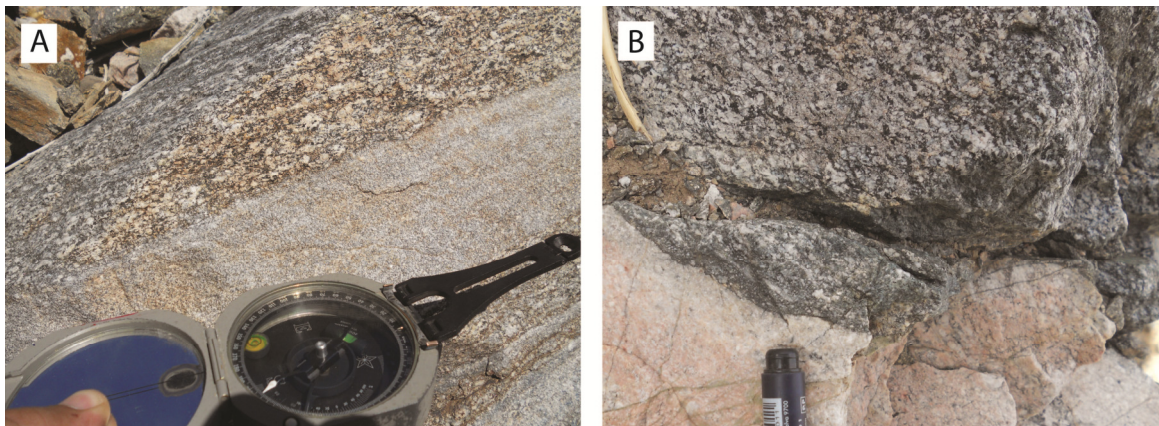


Figura 52: A) Intrusivos tonalítica granodioríticos de grano grueso (arriba) y fino (abajo) foliado. B) Intrusivos tonalítica granodioríticos de grano grueso foliado e intruído por dique de sianita sin deformación.

11.1.2 Milonitas Dioríticas a Granodioríticas (PMD)

En las Milonitas El Portillo se han identificado numerosas bandas de protomilonitas y milonitas de composición diorítica, andesítica a tonalítica (Figura 61), que pueden presentar pliegues asimétricos (Figura 61-A), porfiroclastos sigmoidales de feldespato y cuarzo (. Se caracterizan por presentar abundantes porfiroclastos de plagioclasa y

anfíbola fracturados subangulosos a subredondeados, con alternancia de bandas de color verdoso más fisibles, y otras gris más silíceas y competentes (Figuras 62 y 63).

La lineación subhorizontal con orientación N-S a NNW-SSE está definida por anfíbolos comúnmente biotitizados y por estiramiento de feldespatos subhorizontales.

Las biotitas que definen la foliación están fracturadas y pueden presentar pliegues en kink (Figura 64), aureolas sigmoidales y estructuras S-C (Figuras 62 y 63). La Mayoría de los indicadores cinemáticos encontrados en estas bandas concuerdan con el sentido sinistral predominante encontrado en los demás franjas descritas.

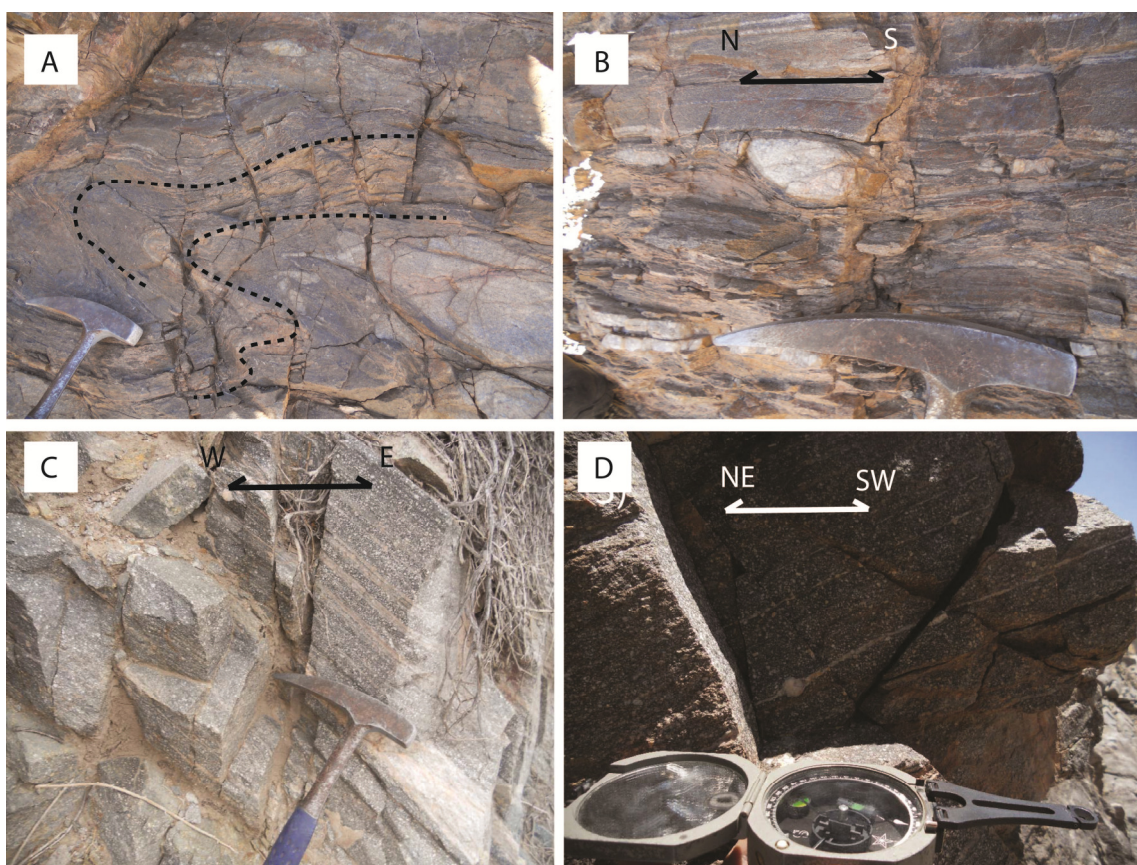


Figura 61: A) Milonitas con porfidoclastos de cuarzo y venas abudinadas con pliegues isoclinales deformando Unidad Laminillas. B) Milonitas con porfidoclastos sigmoidales sinestrales de la Unidad Laminillas (UL). C) Milonitas con porfiroclastos y venillas de sienogranitos de la Unidad Puntos Blancos (UPB). D) Milonitas con porfiroclastos sigmoidales y venillas de sienogranitos de la Unidad Puntos Blancos (UPB).

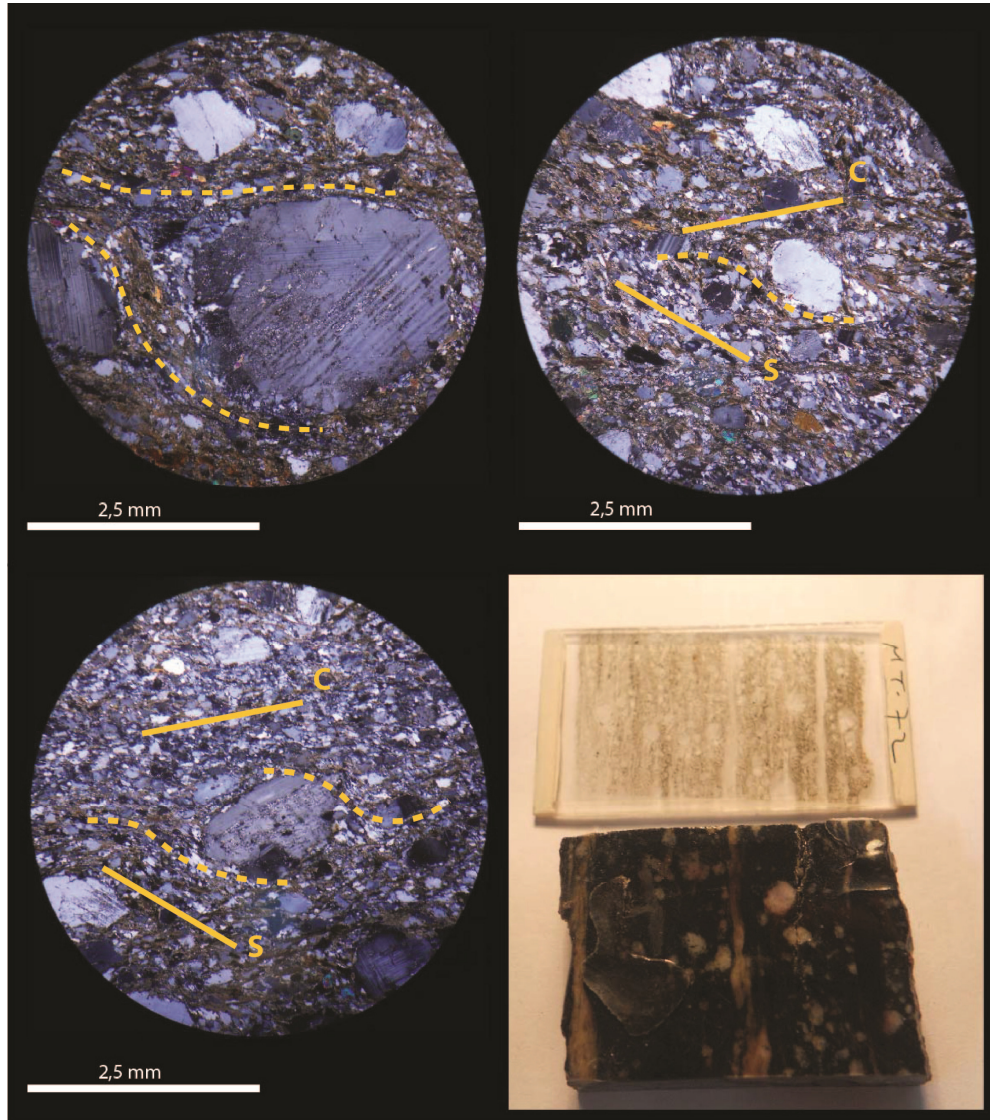


Figura 62: Muestra de mano y corte transparente de bandas de Protomilonitas y Milonitas Porfidoclásticas (PMP). Se observan mantos recrystalizados sigmoidales y estructuras S-C sinestrales.

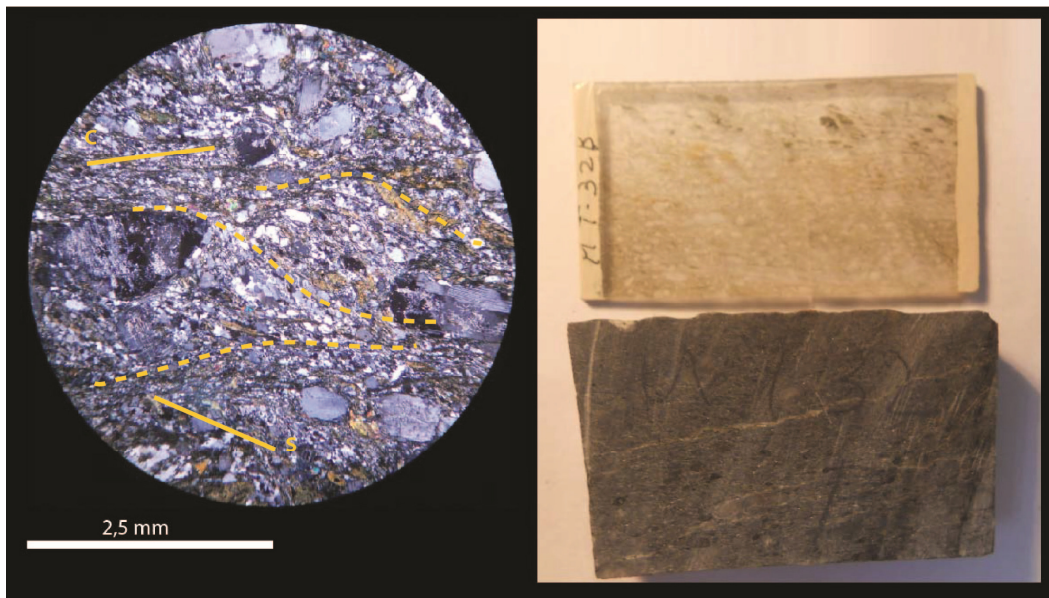


Figura 63: Muestra de mano y corte transparente de bandas de Protomilonitas y Milonitas Porfidoclásticas (PMP). Se observan mantos recristalizados sigmoidales y estructuras S-C sinestrales.

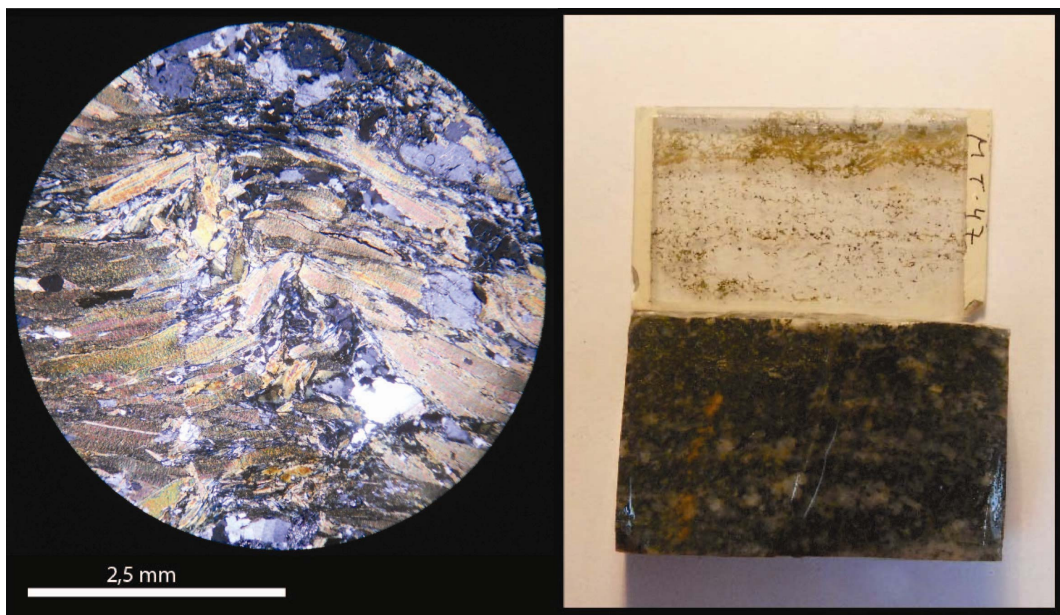


Figura 64: Muestra de mano y corte transparente de bandas de Protomilonitas y Milonitas Porfidoclásticas (PMP). Se observan pliegues kink en biotitas cloritizadas.

11.1.2 Milonitas Sienograníticas (MSG)

En las Milonitas El Portillo se ha podido reconocer numerosas bandas de milonitas de sienogranitos y monzogranitos con espesor decamétrico (Figura 54-1) a centimétrico (Figuras 54-2, 54-3, 54-4, 54-5 y 54-6), las cuales tienden a presentarse fuertemente deformadas y milonitizadas.

La lineación está definida por la elongación de porfidoblastos de feldespato, o por mantos elongados de cuarzo y mica blanca en porfidoclastos, con orientación subhorizontal y subparalela al rumbo N-S, Observados en la cara paralela a los ejes XY del elipsiode de deformación se observa una gran cantidad de indicadores cinemáticos predominantemente sinestrales (Figura 55).

Dichos indicadores, macroscópicos y microscópicos, varían desde pliegues asimétricos centimétricos en estilo "S" o dúplex (Figura 54-4, 54-5 y 54-6) con vergencia NNW, colas sigma (Figura 55, 56, 57 y 60), delta, mica fish (Figura 58) y estructuras S-C (Figuras 55, 56, 57, 58 y 60).

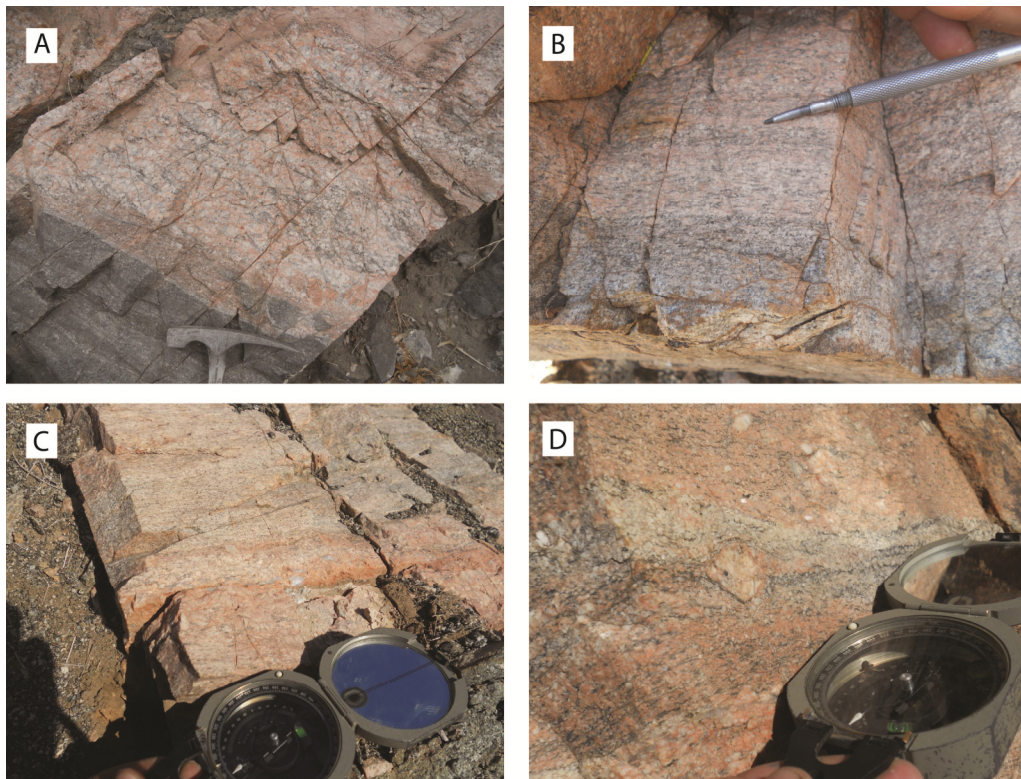


Figura 53: Sianitas y Granitos de feldespato alcalino Milonitizados (SGM). A) Dique de sianita cuarcífera a granítica milonitizada intruyendo roca diorítica de Unidad Ignea Bandeada (UIB). B) Dique de Granitoide rosado bandeado y milonitizado.

Los feldspatos pueden presentarse recristalizados con creeps de dislocación o extinción ondulosa, lamelas de exsolución y textura perfitica (Figuras 57, 59 y 60). El cuarzo presenta recristalización producto de rotación de subgranos y bulging (Figura 60).



Figura 54: Afloramientos de Bandas de Fluidos Alcalinos. 1) Franja decamétrica adyacente al contacto con Guanta al E del DE-2 con sianitas alterando Unidad Puntos Blancos (UPB), al W de DE2. 2) Bandas sieníticas centimétricas subverticales alterando roca tonalítica de la Unidad Puntos Blancos (UPB). 3) Bandas de fluidos alcalinos alterando diferencialmente estratos de UVP. 4) y 5) Sistema de dúplex sinestrales deformando banda alcalina en estratos de UVP. 6) Mini pliegues deformando venas de grosor centimétricos de sienitas en roca tonalítica de la UPB.

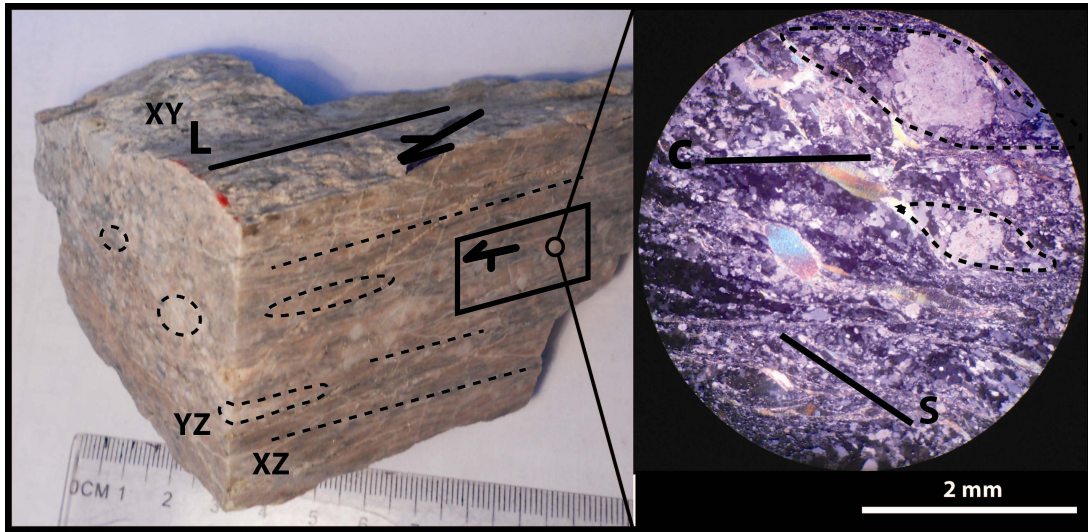


Figura 55: Muestra de dique alcalino milonitizado con cara orientada XY (Strike/dip=355/65°); lineación por estiramiento aproximada N-S (azimut/buzamiento=13/20°, equivalente a eje X). En sección transparente se distinguen mica fish, estructuras sigma en porfidoclastos (arriba a la derecha) y planos S-C. El sentido de movimiento de la muestra es sinistral normal.

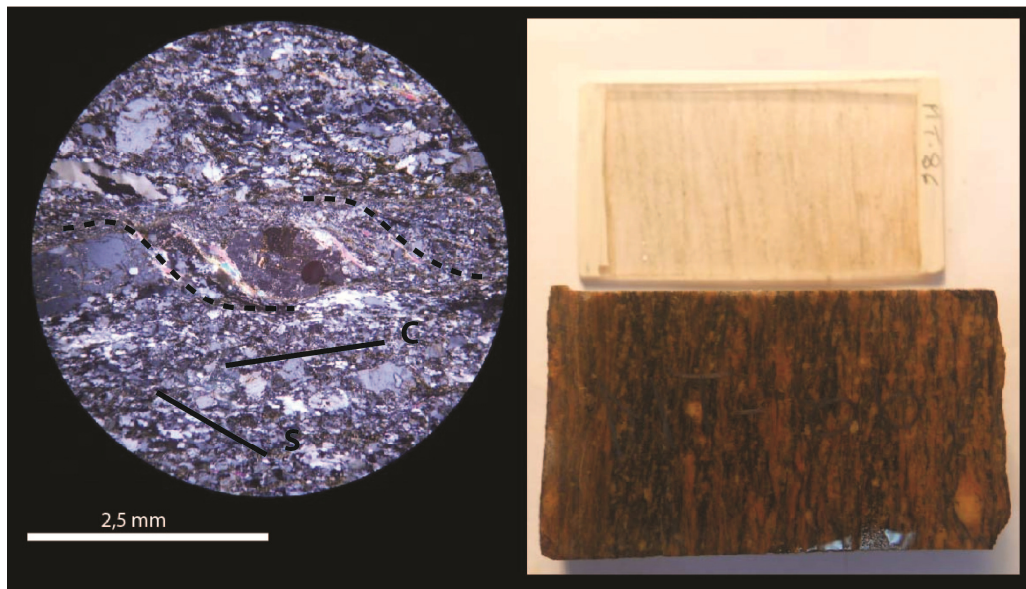


Figura 56: muestra de mano y corte transparente de granito milonitizados. A la izquierda se puede distinguir un porfidoclasto de Feldespato sigmoidal sinistral, con “quarter mats” de muscovita paralelos al plano S a los costados y delimitados en su techo y base por planos de Cizalle C.

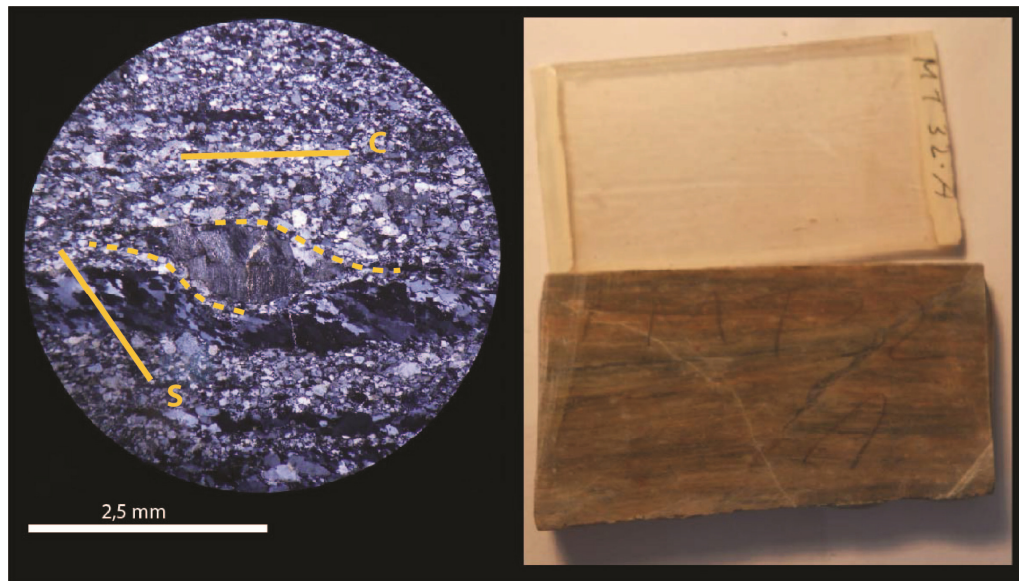


Figura 57: muestra de mano y corte transparente de dique alcalino deformado plásticamente. Al centro se distingue porfidoclasto sigmoidal de Feldespato sinistral. Se puede observar vetilla de cuarzo recrystalizado dinámicamente con cristales elongados paralelos a plano S y delimitada en techo y base por plano de cizalle C.

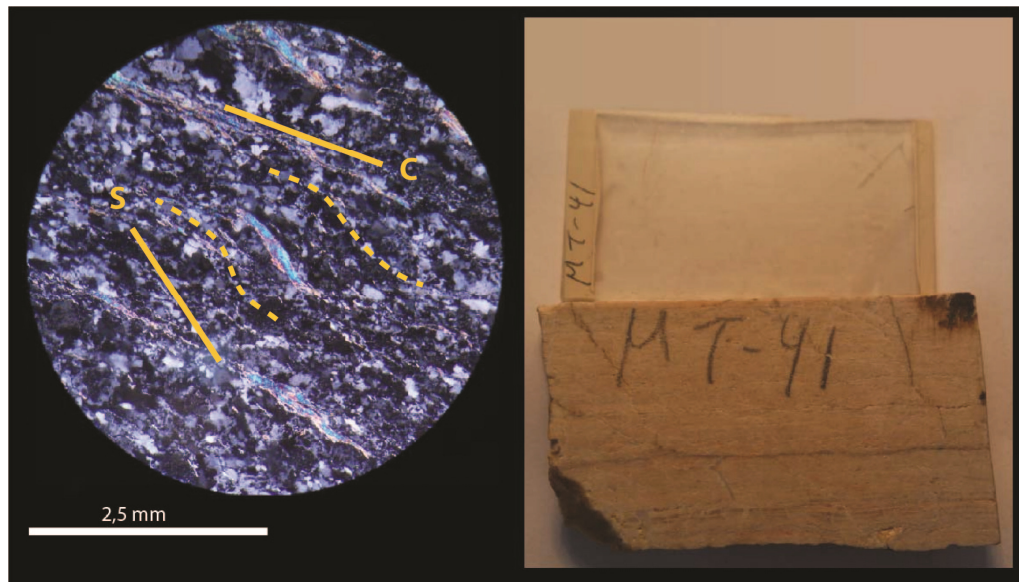


Figura 58: muestra de mano y corte transparente de dique alcalino deformado plásticamente. A la izquierda se distingue mica fish sinistral.

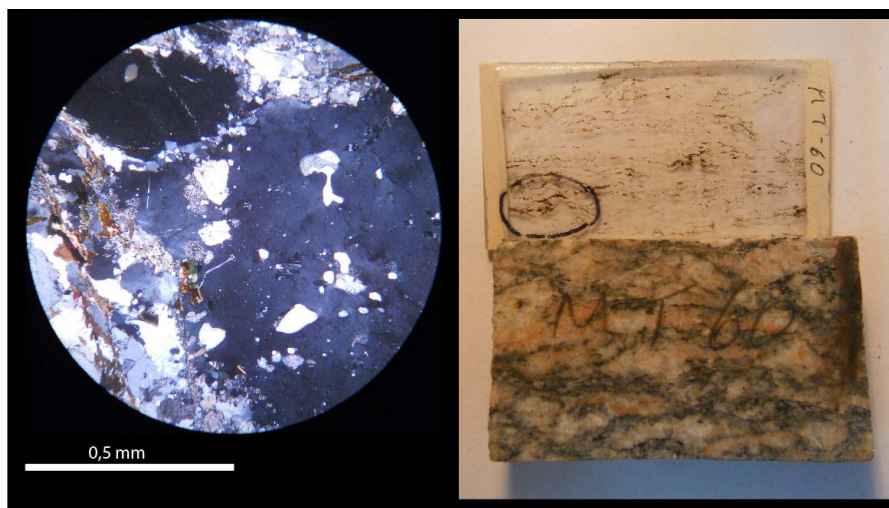


Figura 59: muestra de mano y corte transparente de UVP alterada por fluidos alcalinos. A la izquierda se puede distinguir el extremo superior derecho de la cola de un porfidoblasto de Feldespato Potásico con textura perítica y poiquiloblastica.

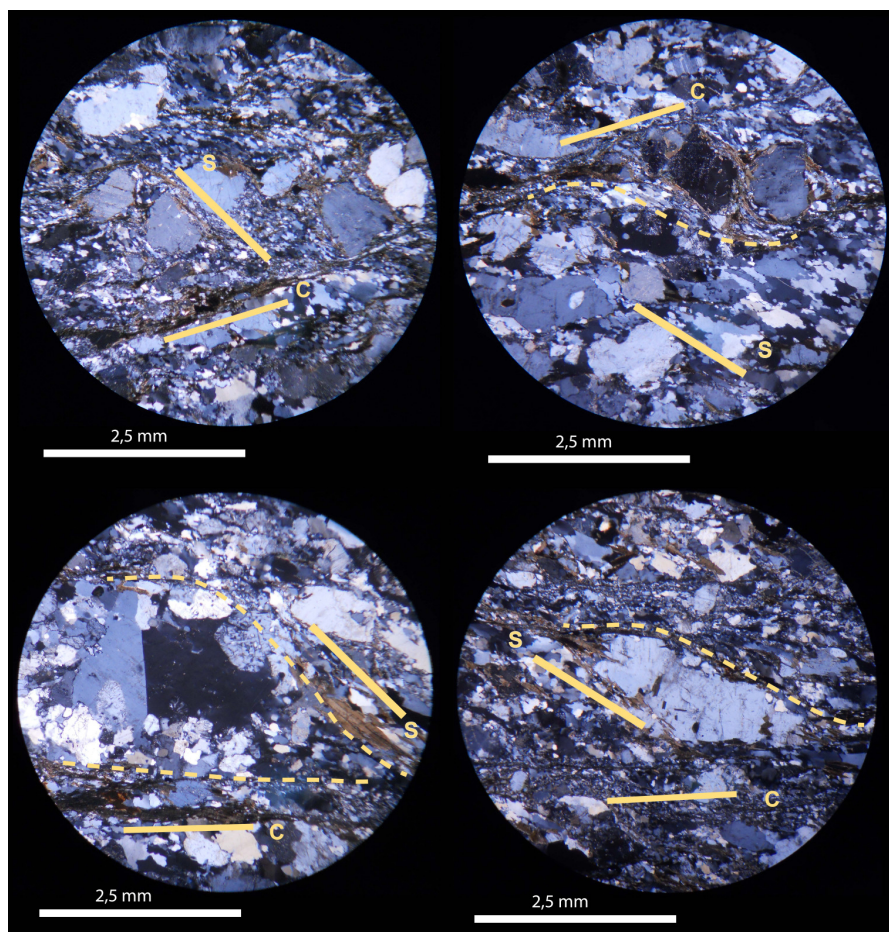


Figura 60: Arriba: fotografías en corte transparente JA16 en DE1 señalando estructuras S-C con movimiento sinistral. Abajo: fotografías en corte transparente JA22 en DE1 señalando estructuras S-C con movimiento sinistral. Se observan porfidoclastos de ortoclasa con textura perítica (abajo a la izquierda). Protolitos plutónicos con cuarzo y feldespato recristalizados dinámicamente (abajo a la derecha)

11.1.4 Ultramilonitas (UM)

Adyacentes a las brechas de falla descritas previamente, se han observado ultramilonitas, las cuales a veces se presentan deformadas frágilmente con espejos de falla (Figura 65-1 y 65-2). La matriz es de grano muy fino y representa entre un 80% y 90% del total de la roca (Figuras 66 y 67). Presenta líticos sin deformación dúctil con clastos redondeados (Figura 66), además de cristales de plagioclasa fracturados en la matriz. La presencia de calcita evidencia que las rocas han sido alteradas por fluidos carbonatados.



Figura 65. Planos de falla. 1) Estrías en espejo de falla, 2) Estrías de falla con pátinas de calcita en ultramilonita.

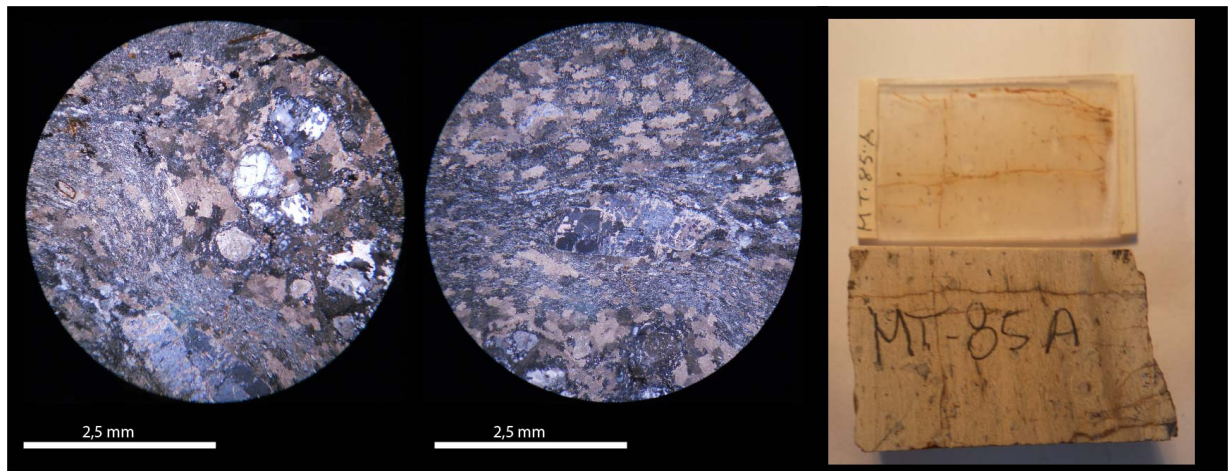


Figura 66: Ultramilonita con matriz de grano muy fino a vítreo alterada a carbonato. A la izquierda se pueden ver fragmentos cristalinos o conglomerádicos sigmoidales sinestrales. Al centro imagen se observa un fragmento de feldespato fracturado con movimiento relativo sinistral.

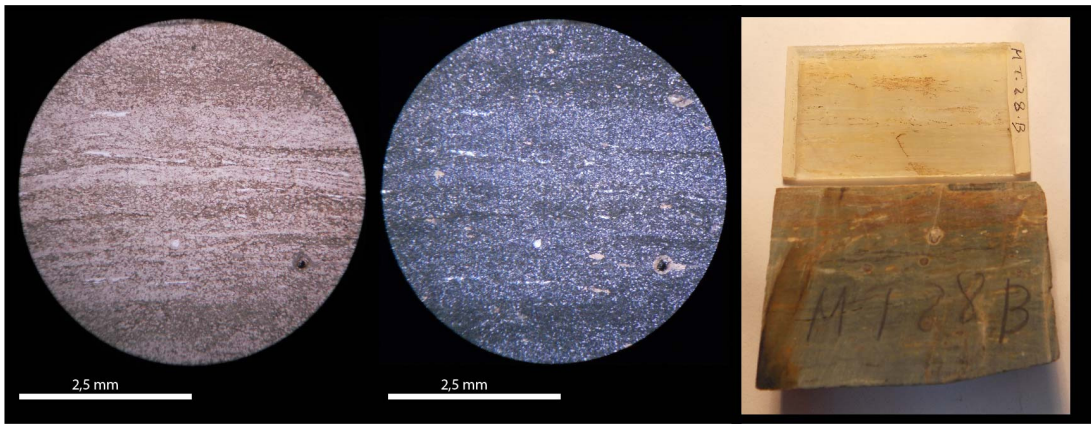


Figura 67: Ultramilonita con matriz de grano muy fino a vítreo levemente cloritizada y carbonatada. Presenta laminaciones muy finas. No es posible encontrar indicadores cinemáticos.

11.1.5 Boudinage (BD)

En las Milonitas El Portillo es posible observar abundantes vetas y venillas de cuarzo y sienogranitos de cuarzo abudinadas y con “pinch and swell”, generados por un intenso estiramiento durante un evento deformativo (Figura 68).

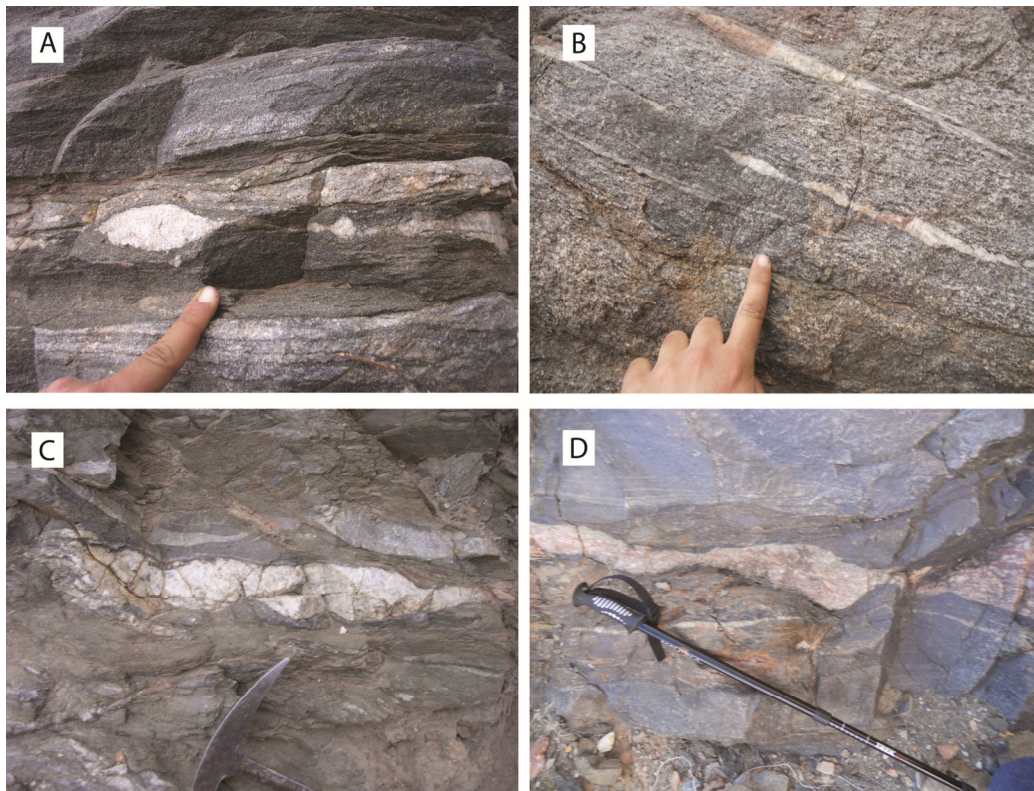


Figura 68: A) Boudins lenticulares en rocas de composición diorítica y tonalítica de la Unidad Laminillas (UL). B) Boudins lenticulares en rocas de composición tonalítica de la Unidad Ígnea Bandeaba (UIB). C) y D) Boudins tipo “pinch and swell” en rocas dioríticas y tonalíticas de UL.

11.1.6 Fallas Normales (FN)

En el sector donde afloran las Milonitas EL Portillo, en particular en el DE-2, se ha encontrado evidencia de pequeñas fallas normales, comúnmente de alto ángulo y con vergencia al este (Figuras 69-A, 69-B y 69-C). Estas fallas frágiles con manteo subparalelo a la Sp cortan las rocas de las MEP. Pueden presentar además pliegues por propagación de falla con planos axiales manteando al este (Figuras 69-A y 69-B).

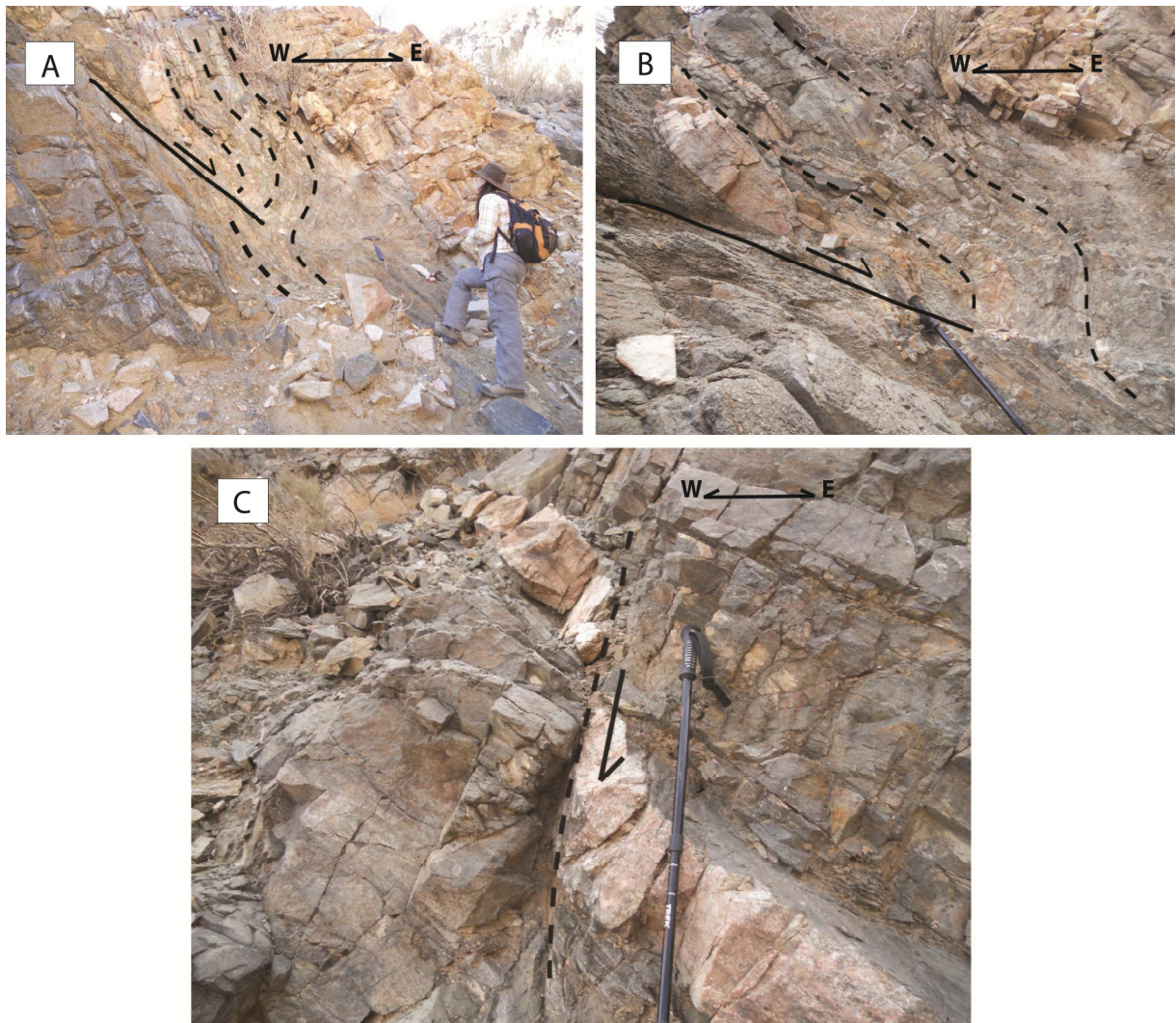


Figura 69: A y B) Pliegues por propagación de falla normal cortando las MEP en DE2. 3) Falla normal afectando a dique cuarzo-sienítico.

11.1.7 Brechas de Falla (BF)

En las MEP, específicamente en el DE-2, se han encontrado evidencia de rocas de fallas frágiles brechizadas con fragmentos de andesitas, conglomerados y rocas carbonatadas y matriz de grano fino (Figura 70-A). Los fragmentos angulosos son

polimicticos con andesitas y calizas no deformadas. Estas rocas pueden estar encajonadas a los costados por ultramilonitas y por diques andesíticos isótropos sin deformación.

11.1.8 Salbandas (SB)

El contacto entre las Milonitas El Portillo y la Unidad Guanta se encuentra en algunos sectores con evidencia de brechización y salvandas asociados a fallas no coesivas que han aprovechado el contacto entre estas unidades como una zona de debilidad. El material encontrado tiende a ser de grano muy fino de color amarillo a pardo y fuertemente argilizado (Figura 70-B).

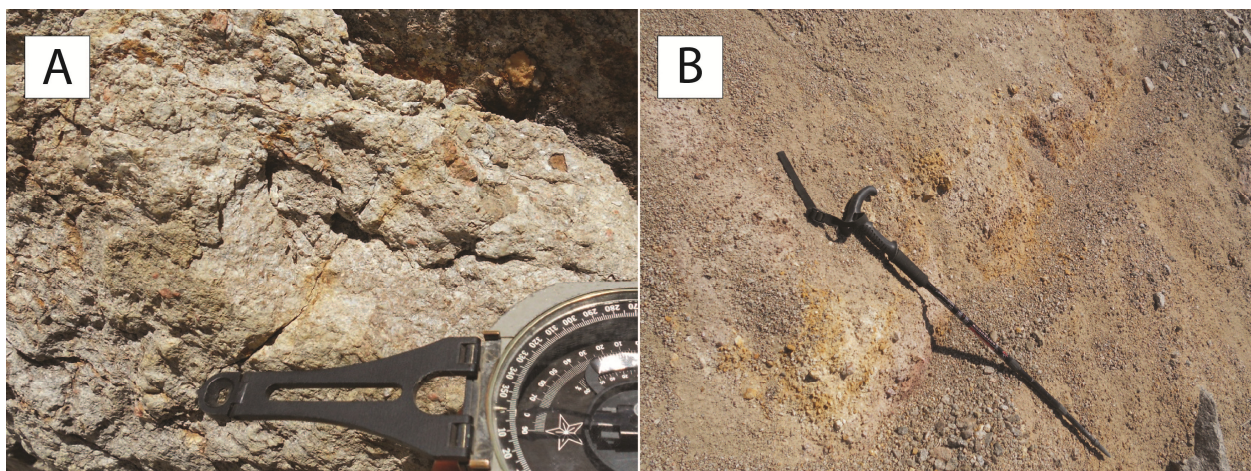


Figura 70: Fallas frágiles. A) Brecha de falla con fragmentos andesíticos y conglomerádicos con matriz de grano fino. B) Salvanda encontrada en contacto entre rocas dioríticas porfíricas Unidad Puntos Blancos (UPB) de las Milonitas El Portillo y tonalitas deformadas y foliadas de la unidad Guanta.

11.2 Dominios Estructurales de las Milonitas El Portillo

La deformación de las Milonitas El Portillo se ha caracterizado en detalle en este estudio a lo largo de una franja N-S que presenta alternancia de bandas milonitizadas.

Al Oeste de dicha franja se han observado numerosos pliegues métricos isoclinales y asimétricos con un eje axial con orientación preferente N-S. Este criterio ha permitido separar a las MEP en dos subdominios estructurales: **el Dominio Estructural 1 (DE1) al W y el Dominio Estructural 2 (DE2) al E** (Figuras 52 y 53).

Al E y sobreyaciendo las MEP se ha descrito un lacolito de la Unidad Guanta el cual evidencia una deformación menos intensa, foliada en bandas que mantean en promedio

26° al E, con cizalle en franjas de orientación preferente N-S, y planos de foliación subparalelos a las MEP. Estos rasgos permiten separar esta unidad como un dominio estructural independiente: el **Dominio Estructural Guanta (DE-g)** (Figuras 53 y 54).

Al extremo oriental del DE-g tenemos los Gneises de la Pampa (GLP), los cuales presentan una deformación más caótica, con numerosos pliegues asimétricos, pliegues isoclinales y crenulaciones, lo que se vería reflejado en una mayor dispersión de los planos de foliación respecto a los dominios DE-g, DE1 y DE2. Esta unidad se ha descrito como **Dominio Estructural La Pampa (DE-lp)** (Figura 54).

A continuación se presentan los resultados del mapeo local de las MEP escala 1:20.000 (Figura 71), los dominios estructurales y sus características macroscópicas y microscópicas

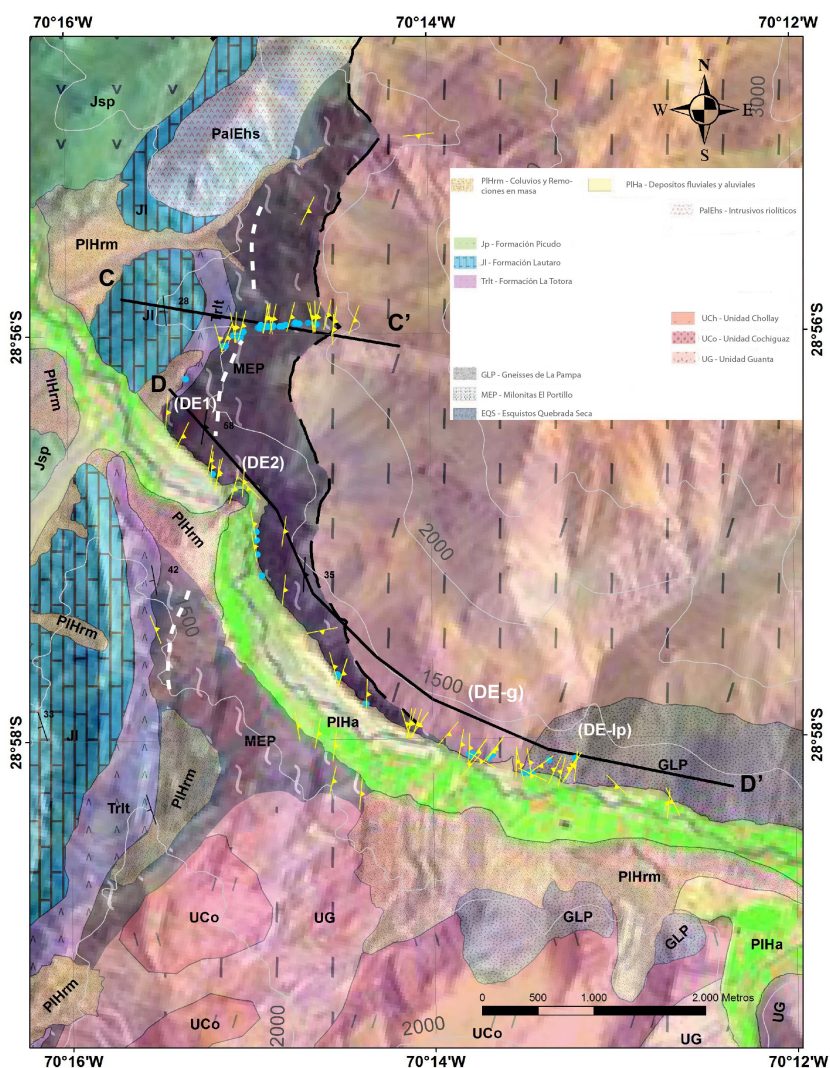


Figura 71: Mapa de las MEP y de las rocas adyacentes. DE1: Dominio Estructural 1; DE2: Dominio Estructural 2; DE-g: Dominio Estructural Guanta; DE-lp: Dominio Estructural La Pampa. Datos de manteos de foliación principal en amarillo (ver ANEXO). Datos litológicos representados con puntos azules (ver ANEXO). Líneas blancas indican límite aproximado de dominios estructurales de las MEP.

11.2.1 Dominio Estructural 1 (DE1)

En este dominio se extiende como una franja de ~300 m de grosor con orientación N-S en el borde occidental de las Milonitas El Portillo (Figura 72), y se caracteriza por la presencia de numerosos pliegues isoclinales y asimétricos de tamaño métrico, con planos axiales subparalelos a la foliación principal, vergencia al W y rumbo N-S a NNE-SSW. La foliación principal miente entre 51° al E (transecta C-C'; Figura 71) y 62° al E (Transecta D-D'; Figura 71) en promedio, con planos de foliación que definen la orientación de los ejes de los pliegues (Figura 73). Las lineaciones minerales o por estiramiento tienen un azimut/buzamiento promedio de 190/3° (Figura 74-1), y el rumbo es NNE-SSW (Figura 74-2). Presenta crenulaciones que intersectan planos de foliación (Figura 75-1), generando lineaciones subparalelas a los ejes axiales de los pliegues isoclinales (Figura 75-2, 75-3, 75-4 y 75-6) y asimétricos (Figura 75-5).

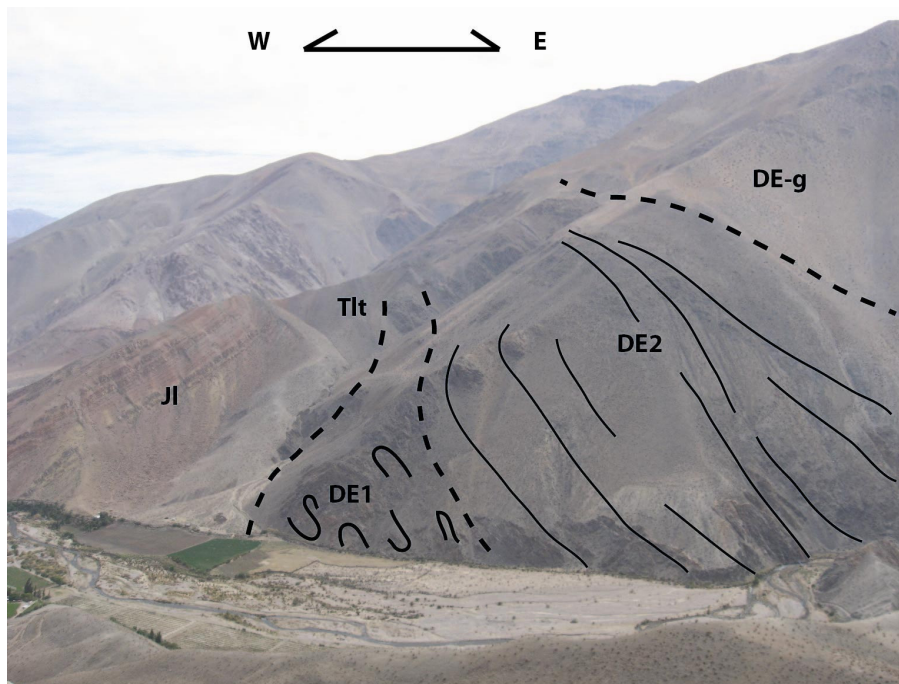


Figura 72: Panorámica de los dominios estructurales DE1, DE2 y DE-g. Al W se aprecian las Fm. mesozoicas Lautaro y La Totora.

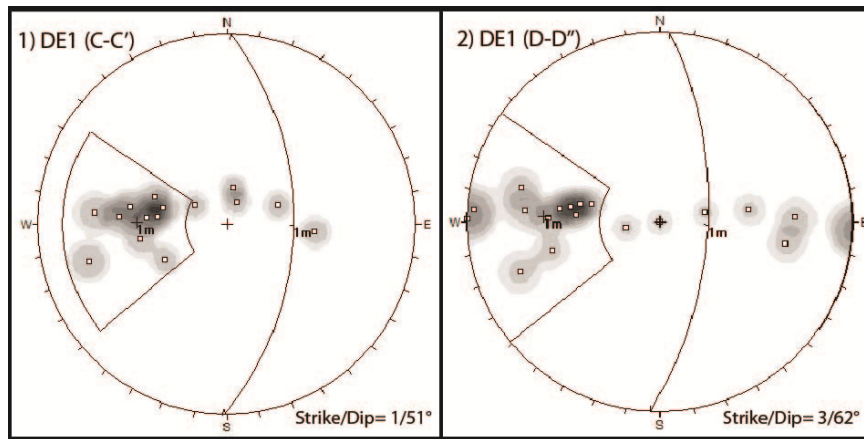


Figura 73: Redes estereográficas (hemisferio inferior) con polos de foliaciones y lineaciones en DE1. 1) Datos de foliación Sp y bandeamientos en perfil AA'. Abajo se indica rumbo y mateo (Strike/Dip) promedio del set de polos con mayor densidad. 2) Datos de foliación Sp y bandeamientos en perfil BB'. Abajo se indica rumbo y mateo (Strike/Dip) promedio de set de polos con mayor densidad.

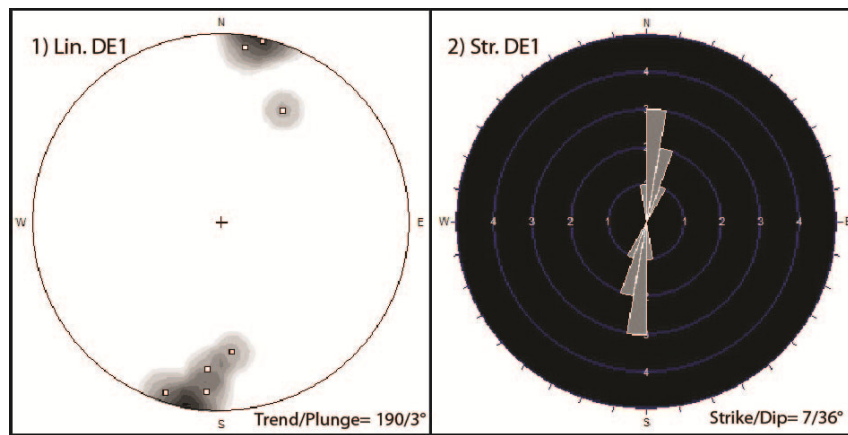


Figura 74: 1) Azimuth y buzamiento (trend y plunge) de lineaciones medidas en DE-1. 2) Rumbos de planos Sp En DE-2. En el perfil A-A' los manteos de la foliación y los bandeamientos tienen un rumbo y mateo promedio de 1/51° (Figura 55-1), y de 3/62° en B-B' (Figuras 55-2). Las lineaciones por estiramiento presentan un azimuth y un buzamiento promedio de 190/3° en promedio (Figura 56-1). El rumbo tiende a ser subparalelo al eje N-S (Figura 56-2).

La foliación principal está en concordancia con los bandeamientos y algunos intrusivos tabulares, principalmente diques y algunos filones tonalíticos, granodioríticos y graníticos con fábricas magmáticas y débilmente foliadas con distintos grados de milonitización producto del strain.

En este dominio se han reconocido rocas dioríticas, tonalíticas y granodioríticas foliadas y bandeadas; milonitas sienograníticas y monzograníticas; protomilonitas y milonitas porfiroclásticas de composición diorítica, andesítica y tonalítica; y una gran diversidad de indicadores cinemáticos macroscópicos y microscópicos tales como colas sigma,

delta, y estructuras S-C predominantemente sinestrales, y algunos dextrales normales más escasos en los flancos de los pliegues descritos, tales como estructuras dominó (Figura 75-2) o colas sigmoidales.

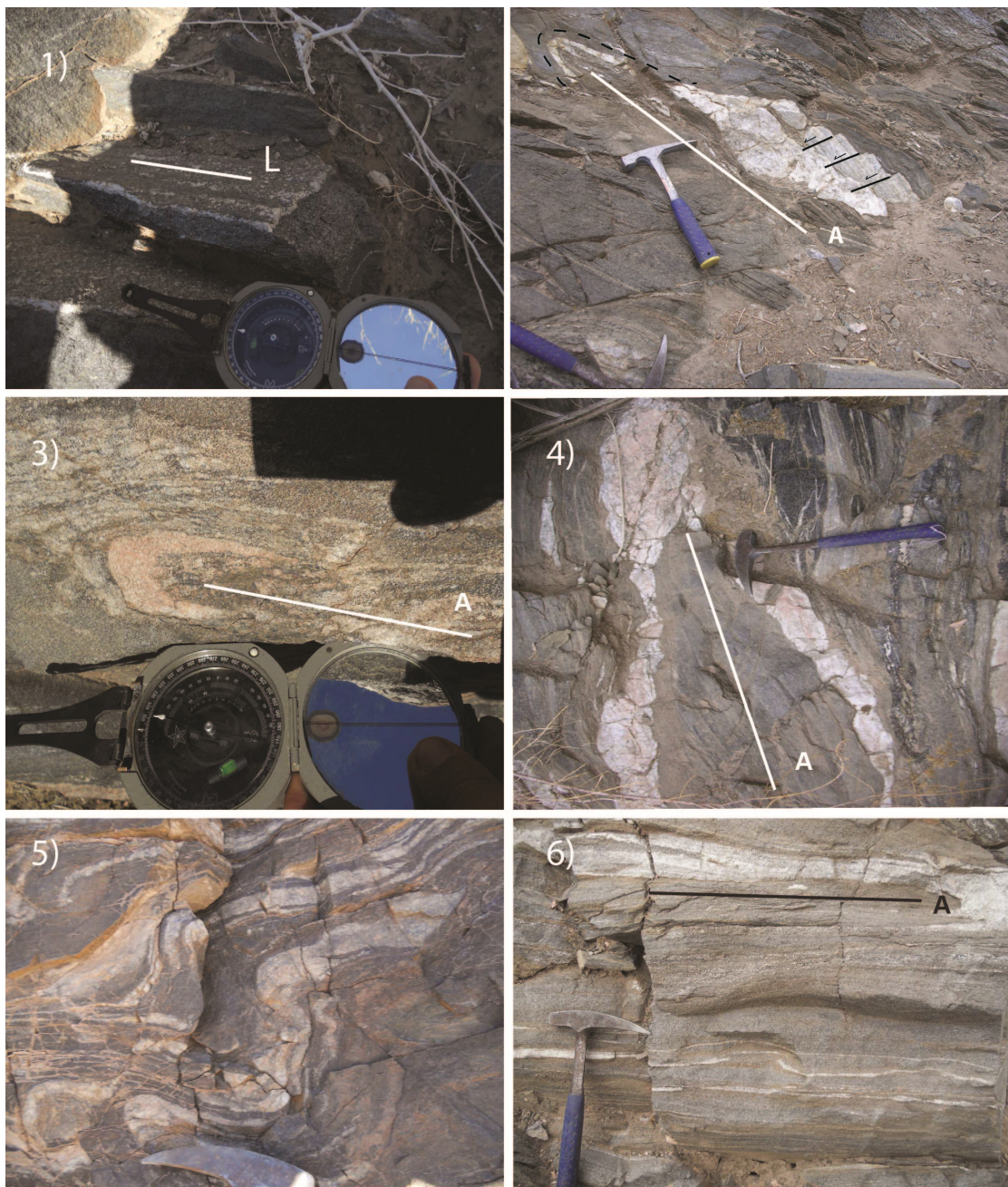


Figura 75: Afloramientos de DE1. 1) Lineación de intersección de crenulación observada en plano de foliación. 2) Venas de cuarzo plegadas isoclinalmente, abudinadas y deformadas estilo dominó. Recta A indica orientación de eje axial. 3) Pliegue isoclinal desarraigado. Recta A indica orientación de plano axial. 4) Pliegue isoclinal desarraigado afectando dique sienítico se cuarzo. Recta A indica orientación de plano axial. 5) Pliegues asimétricos en roca diorítica deformada. 6) Pliegue isoclinal desarraigado afectando banda de segregación de cuarzo. Recta A indica orientación de plano axial.

11.2.2 Dominio Estructural 2 (DE2)

En este dominio se extiende como una franja de ~300 m que aflora en el borde oriental de las MEP, con orientación N-S y subyaciendo el Dominio Estructural Guanta (DE-g) (Figura 76). Se caracteriza por la presencia predominante de bandeamientos subparalelos entre sí (Figura 77-A y 78-A) y algunos pliegues asimétricos tipo “S” de tamaño centimétrico con vergencia NNW.

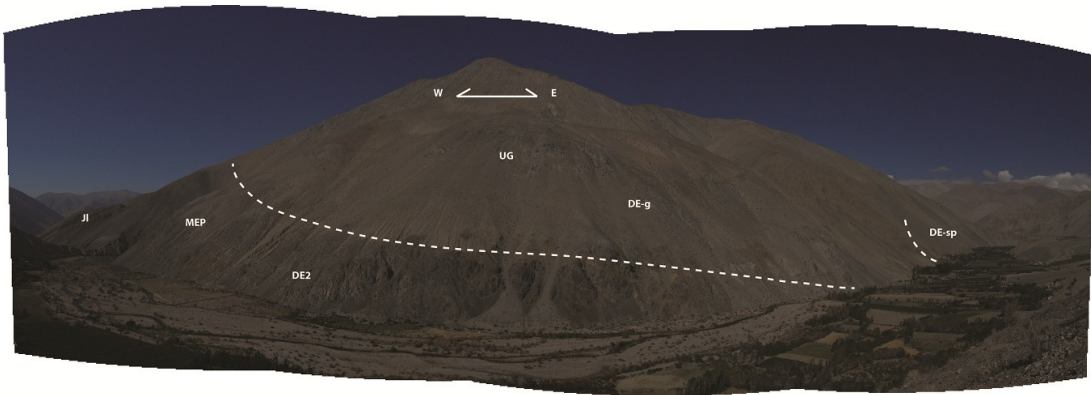


Figura 76: Panorámica del borde oriental de las MEP. Al fondo a la izquierda se pueden apreciar los depósitos sedimentarios de la Fm. Lautaro mantando al E y sobreyaciendo en discordancia a las MEP. En frente se distingue borde E del DE2 (DE2-E), subyaciendo la Unidad Guanta (UG). Lineaciones muestran una disminución gradual de los manteos. Al E se aprecia el DE-g y los Gneises de la Pampa (GLP)

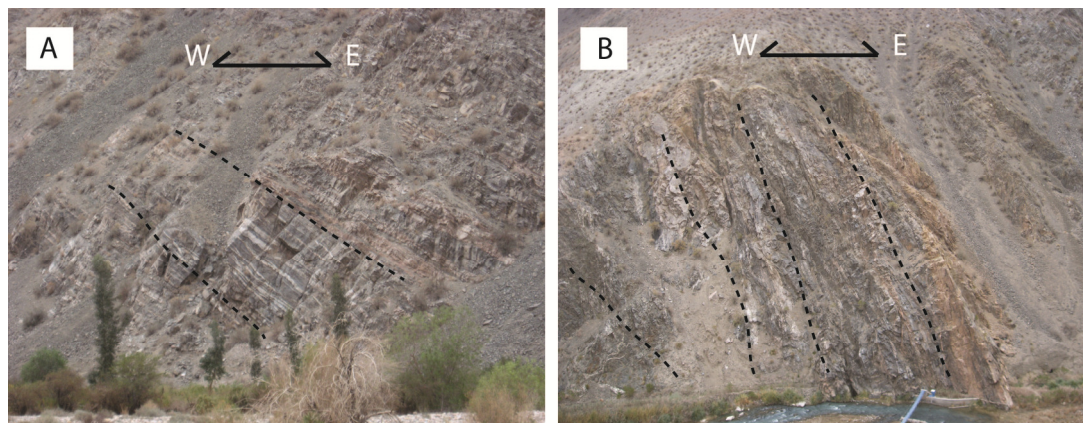


Figura 77: Panorámicas de Milonitas El Portillo en DE-2. A) Bandeamientos subparalelos en el borde oriental del DE-2 mantando ~30° al este. B) Bandeamientos al centro del DE-2 mantando ~50° al este y cortados por franjas de diques y milonitas de sienogranitos de feldespatos potásico subverticales mantando ~70° al este

Contiene bandas de cuarzo y “ribbons (Figura 78-A), pliegues asimétricos centimétricos a decamétricos y boudinages, además de algunas franjas con venillas sianíticas con

pliegues milimétricos a centimétricos con vergencia N-W y plano axial subparalelo a foliación principal.

En la transecta del perfil C-C' (Figura 71) los manteos de la foliación y los bandeamientos varían de oeste a este de 62° a 48° en promedio respectivamente (Figura 79), y de manera análoga varían entre 56° y 36° en la transecta del perfil D-D' (Figura 71), evidenciando una disminución de los manteos de oeste a este (Figura 80).

Puede presentar crenulaciones que intersectan planos de foliación, las que junto al estiramiento de porfiroclastos y orientación de minerales tabulares, definen lineaciones subhorizontales paralelas al rumbo de la foliación N-S, con un azimut/buzamiento promedio de 185/5° en promedio (Figura 81-1). El rumbo tiende a ser subparalelo al eje N-S (Figura 81-2).

Algunos sectores presentan diques y bandas subverticales que cortan de forma oblicua la foliación principal subvertical de las rocas encajantes (Figura 77-B).

En este dominio se han reconocido rocas dioríticas, tonalíticas y granodioríticas foliadas y bandeadas; milonitas sienograníticas y monzograníticas; ultramilonitas sienograníticas; protomilonitas y milonitas porfiroclásticas de composición diorítica, andesítica y tonalítica; y una gran diversidad de indicadores cinemáticos macroscópicos y microscópicos tales como pliegues tipo "S", colas sigma, delta, y estructuras S-C predominantemente sinestrales (78-B).

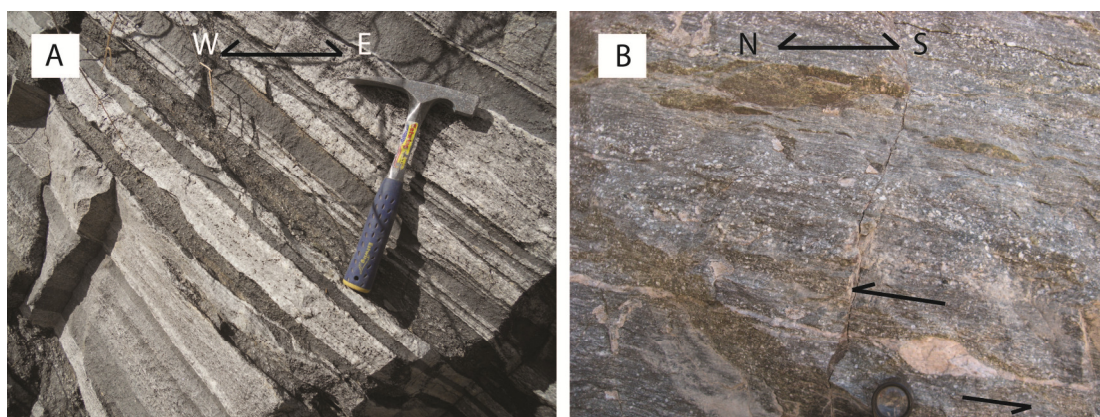


Figura 78: Afloramientos de Milonitas El Portillo en DE-2. A) Bandeamientos con intercalaciones de rocas dioríticas y tonalíticas de la Unidad Puntos Blancos (UPB) intercaladas con bandas silíceas ricas en cuarzo similares a ribbons. B) Roca tonalítica de la UPB con indicadores porfiroclastos sigmoidales sinestrales.

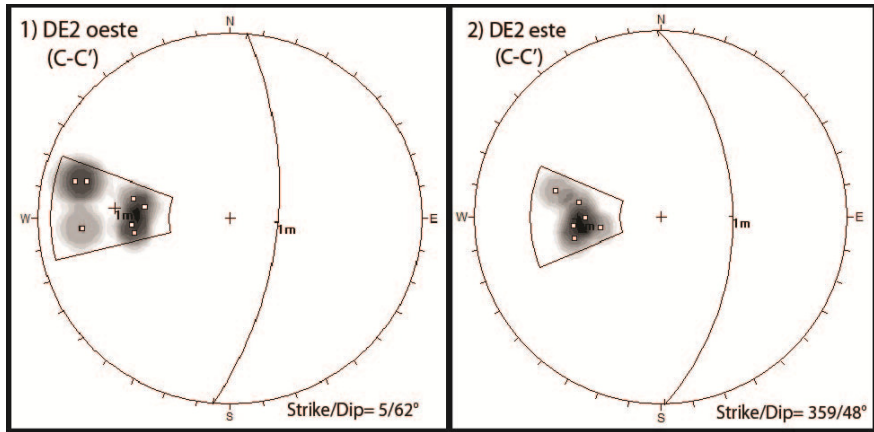


Figura 79: Redes estereográficas con polos de los planos medidos en el DE2 perfil A-A'. 1) y 2) Los datos se han separado en dos subdominios W y E para poder observar la disminución gradual de los manteos. Abajo se indica rumbo y manteo (strike/dip) promedio.

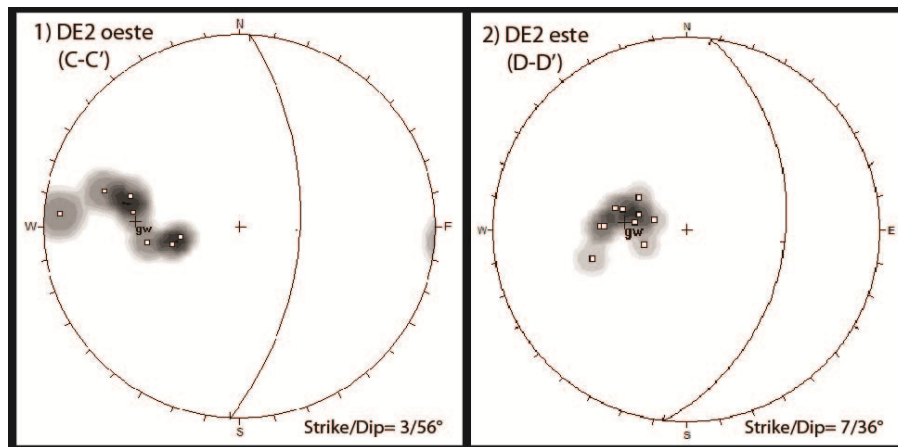


Figura 80: Redes estereográficas con polos de los planos medidos en el DE2 perfil B-B'. 1) y 2) Los datos se han separado en dos subdominios W y E para poder observar la disminución gradual de los manteos. Abajo se indica Strike/Dip promedio.

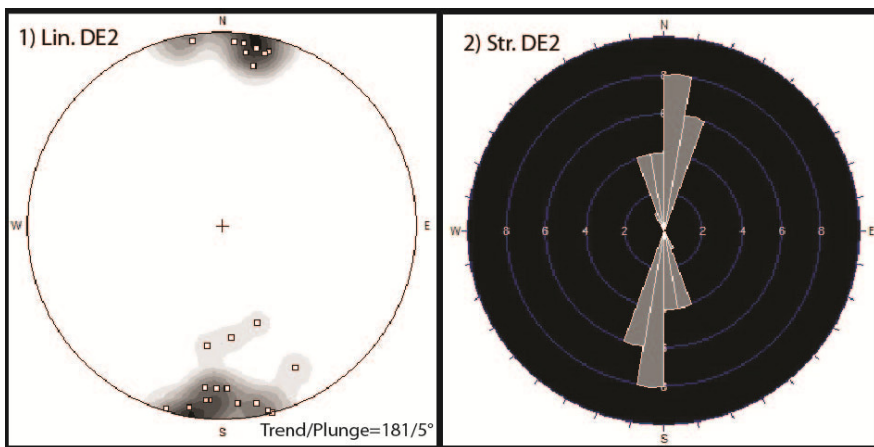


Figura 81: 1) Azimuth y buzamiento (trend y plunge) de lineaciones medidas en DE-2. 2) Rumbos de planos Sp.en DE-2

11.3 Dominios estructurales adyacentes

Con el objeto de comparar los estilos de deformación de las Milonitas El Portillo (MEP) con las rocas de las unidades adyacentes, a continuación se presentarán algunas características estructurales de los dominios adyacentes, en particular aquellos que se encuentran al E de las MEP.

11.3.1 Dominio Estructural Guanta (DE-g)

Las rocas de la unidad Guanta afloran en una franja de 3 Km de ancho sobreyaciendo las MEP en su borde oriental. El dominio se caracteriza por presentar una foliación poco penetrativa en relación a las MEP, con manteos de bajo ángulo de $12/26^\circ$ al E (Figura 82-1) y rumbos N-S a NNE-SSW en promedio (Figura 82-2). Puede presentar además minerales tabulares primarios orientados respecto a su eje de elongación.

Se observa una desviación mayor de los planos de foliación que en los dominios estructurales del las MEP, pero una semejanza respecto a la presencia indicadores sinemáticos por milonitización (Figura 83-A), a los rumbos preferentemente paralelos al eje N-S y a la presencia de numerosos pliegues asimétricos con planos axiales subparalelos a la foliación principal S_p (Figura 83).

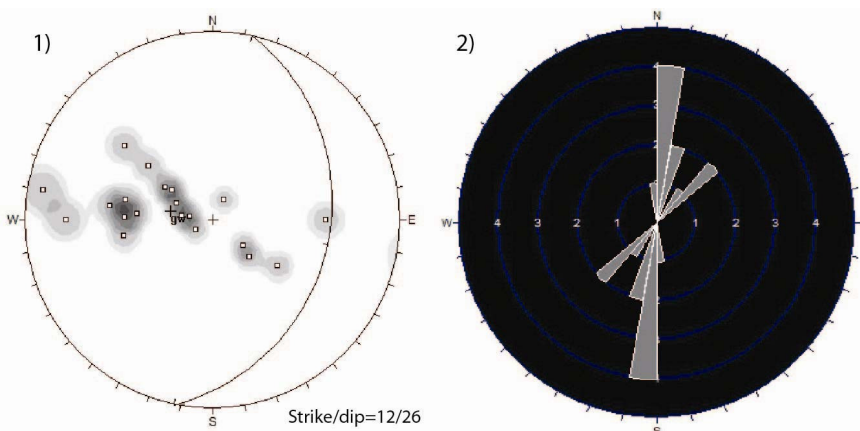


Figura 82: Datos medidos en DE-g. 1) Polos de planos de foliación medidos. Abajo se indica Strike/Dip promedio. 2) Roseta con los rombos medidos.

En este dominio se han reconocido evidencia de deformación plástica tales como pliegues asimétricos, colas, venillas deformadas y plegadas (Figura 84-A, 84-B y 84-c). Se han encontrado también xenolitos de rocas máficas foliadas y laminadas similares a las MEP (Figura 84-D). Además se observa una orientación preferente de los cristales

tabulares de plagioclasa en una matriz cuarcífera, similar a una fábrica magmática (Figura 86).

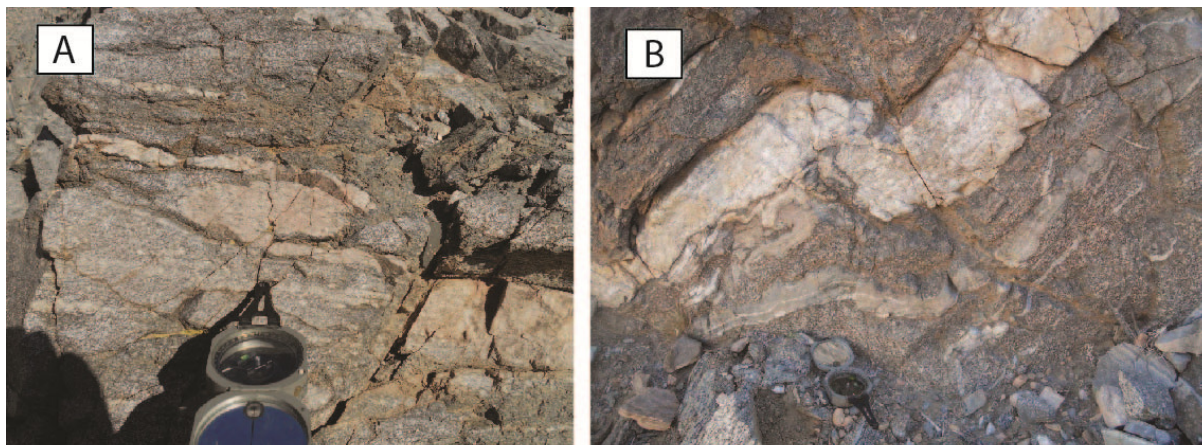


Figura 83: Afloramientos en Dominio Estructural Guanta (DE-g). A) Cola macroscópica en afloramiento de unidad Guanta adyacente a las MEP. B) Pliegue asimétrico macroscópico afectando a dique leucocrático en afloramiento de unidad Guanta adyacente a las MEP.

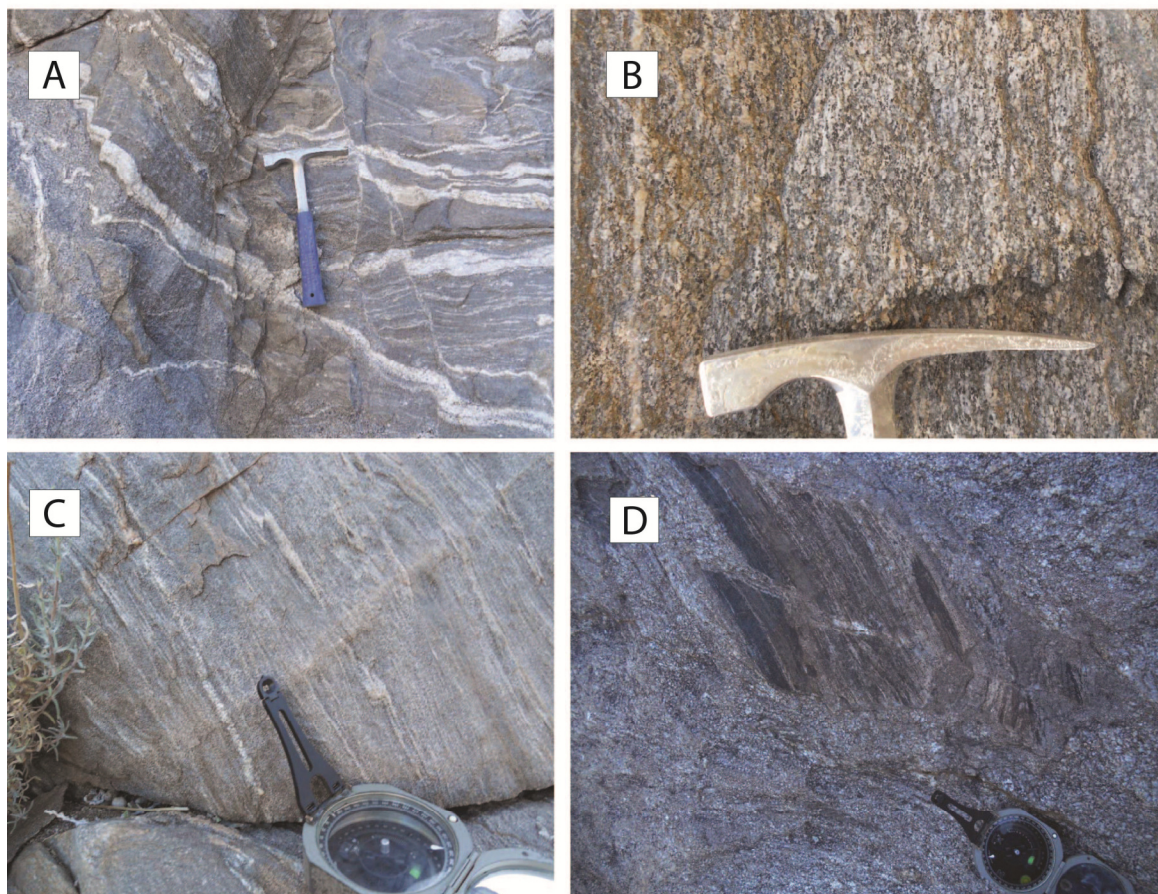


Figura 84: Afloramientos en Dominio Estructural Guanta (DE-g). A) y C) Vetillas y bandas de segregación de cuarzo deformadas. B) Guanta Foliado. D) Xenolitos de roca máfica bandeada y foliada.

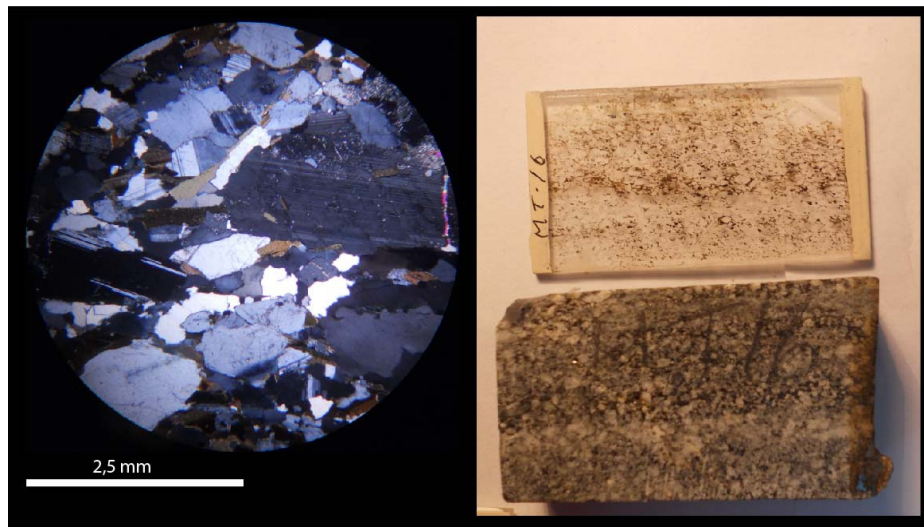


Figura 85: Muestra de mano y corte transparente de roca intrusiva de Unidad Guanta foliada y bandeada. A la izquierda se observan algunos cristales de plagioclasa con sus ejes de elongación c subparalelos.

11.3.2 Dominio Estructural Gneisses de La Pampa (DE-lp)

Los Gneisses de la Pampa afloran en una pequeña franja de 3 Km de ancho ubicada frente a la localidad de La Pampa. El dominio se caracteriza por presentar una foliación relativamente penetrativa. A escala de afloramiento se han observado numerosos pliegues asimétricos con planos axiales subparalelos a la foliación principal (Sp), colas sigmoidales, venillas deformadas y plegadas (Figura 87-1, 87-2 y 87-3). Los datos de foliación medidos en este trabajo (Figura 86-A) permiten inferir un fuerte plegamiento con ejes axiales con orientación preferente N-S en el dominio, con planos que tienden a mantener al E en su borde occidental, y al W en su extremo oriental.

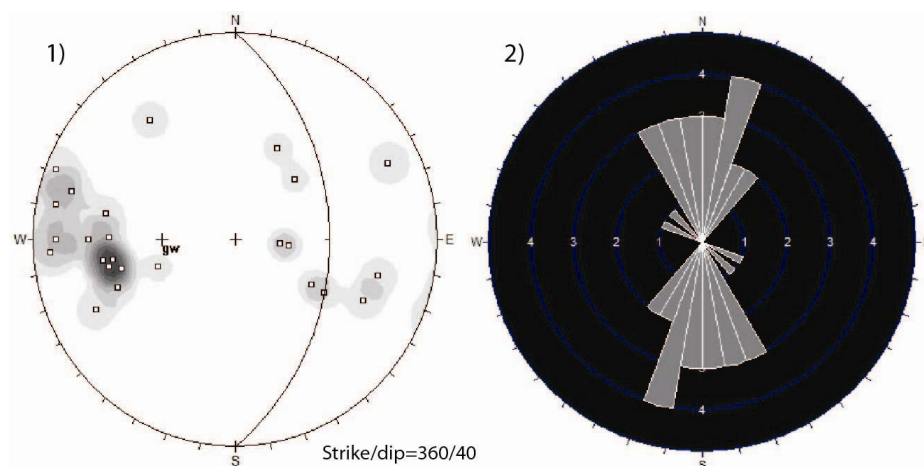


Figura 86: Datos medidos en DE-sp. 1) Polos de planos de foliación medidos. Abajo se indica Strike/Dip promedio. 2) Roseta con los rombos medidos.

Los manteos de la foliación y los bandeamientos presentan un ángulo muy variable, a veces caótico, con un rumbo/manteo promedio de $360/40^\circ$ al este (Figura 86-1), con rumbos preferente N-S (Figura 86-2).

Se han encontrado bandas ígneas intruyendo este dominio, deformadas plásticamente y con enclaves melanocráticos elongados y xenolitos de rocas máficas foliadas y laminadas, posiblemente relacionadas genéticamente con las MEP (Figura 87-4, 87-5 y 87-6)



Figura 87: Estructuras de Gneises de la Pampa en DE-sp. 1) y 2) foliación penetrativa deformada internamente. 3) Roca foliada con indicadores cinemáticos sigmoidales. 4) y 6) Xenolitos máficos bandeados y foliados en roca intrusiva levemente foliada. 5) Enclaves máficos elongados deformados plásticamente en roca ígnea intruyendo los Gneises de la Pampa.

11.3 Mapas y perfiles estructurales de las Milonitas El Portillo

Los mapas estructurales finales de este trabajo presentan todos los datos obtenidos, tales como planos de foliación, lineaciones y sentido del movimiento de las zonas de cizalle, inferidos en base un análisis estadístico de los resultados cinemáticos macroscópicos y microscópicos presentados en este trabajo (Figura 88).

Además se presentan los perfiles estructurales finales de las MEP (Figuras 89 y 90). El primero A-A' corresponde a una pequeña quebrada E-W justo al norte del río Tránsito frente a la localidad de El Portillo, y abarca desde los afloramientos mesozoicos de la cobertura al W hasta el DE-g al E (Figura 89). El segundo recorre todo el basamento paleozoico reconocido en el Valle del Tránsito entre las localidades El Portillo y la Pampa (Figura 90).

El sentido cinemático de los indicadores de los dominios DE-g y DE-sp no aparecen en el mapa pues no muestran una tendencia clara y son relativamente escasos como para construir un análisis estadístico confiable.

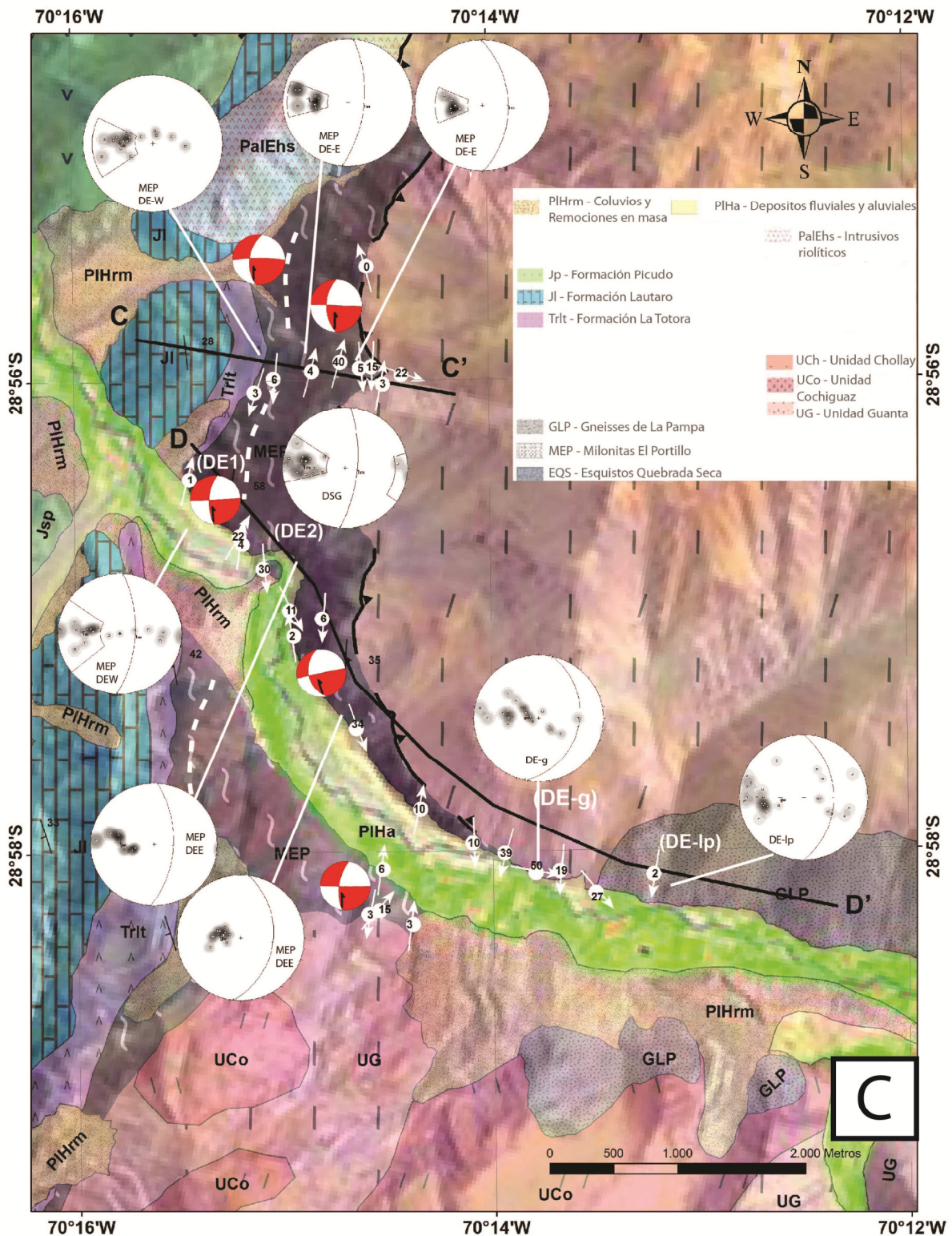


Figura 88: Mapa C (Figura 29) con caracterización estructural de las MEP. Proyecciones estereográficas (hemisferio inferior) de bandeamientos y foliación medidos en terreno. Pelotas de playa indican sentido del desplazamiento relativo. Fracciones rojas se mueven hacia fracciones blancas. Flecha negra indica dirección y sentido de movimiento del bloque colgante o adyacente. Flechas blancas indican Trend/Plunge de lineaciones medidas en terreno.

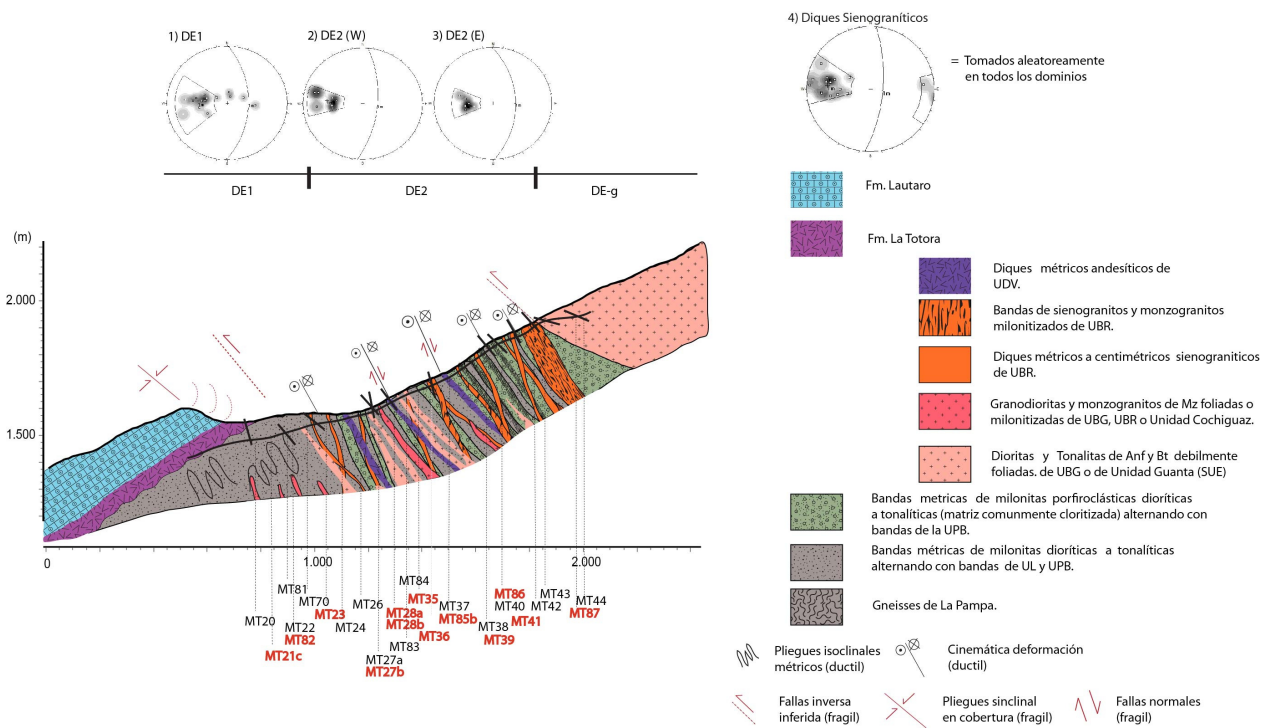


Figura 89: Perfil estructural C-C' (Figura 88) de las MEP. Datos rojos: Muestras con corte transparente; Datos grises: muestras sin corte transparente. Redes estereográficas con polos de planos de foliación según dominios estructurales. Derecha-arriba se muestra ploteo de orientación de diques alcalinos que cortan subverticalmente todos los dominios de las MEP. Leyenda abajo a la derecha. UL: Unidad Laminillas; UPB: Unidad Puntos Blancos; UBG: Unidad Bandas Grises; UBR: Unidad Bandas Rosadas; UDV: Unidad Diques Verdes.

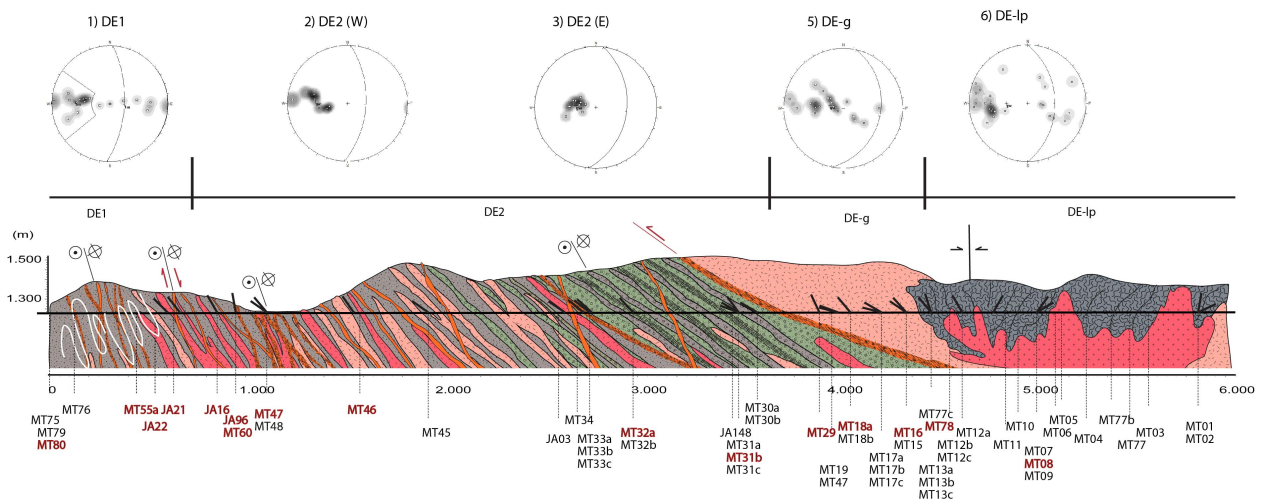


Figura 90: Perfil estructural D-D' (Figura 88) de las MEP. Datos rojos: Muestras con corte transparente; Datos grises: muestras sin corte transparente. Redes estereográficas con polos de planos de foliación según dominios estructurales. Leyenda análoga a Figura 89.

12. DISCUSION

A continuación se discuten diversos aspectos relacionados con las unidades descritas en las Milonitas El Portillo: litología, deformación, evidencias cinemáticas, condiciones de deformación y su relación con la evolución tectónica desde el Paleozoico superior.

12.1 Protolitos de las Milonitas El Portillo

Las rocas miloníticas descritas en este trabajo, sus protolitos, y su relación con las unidades paleozoicas que afloran en el Valle de El Tránsito, constituyen un aporte a la comprensión de los procesos tectónicos y magmáticos que afectaron al margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico superior. En algunos casos, debido a la intensa deformación de las rocas miloníticas, los protolitos de las unidades litológicas descritas en este trabajo son difíciles de determinar.

Basado en la descripción petrológica de la unidad Laminillas, es probable que esta tenga un protolito ígneo diorítico, tonalítico a granodiorítico similar a la Unidad Bandas Grises (UBG), con bandeamientos magmáticos deformados, plegados y abudizados. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que las texturas laminares descritas tengan relación con estructuras sedimentarias. Durante la etapa de trabajo en taller de este trabajo se han separado abundantes circones en las muestras de esta unidad, con el objeto de obtener dataciones U-Pb, y aportar antecedentes a esta discusión. La Unidad Puntos Blancos (UPB), de forma análoga a la Unidad Laminillas (UL), podría relacionarse a un protolito intrusivo porfírico de composición diorítica. Una segunda hipótesis es que se trate de un protolito extrusivo o volcanoclástico andesítico.

La edad de estas rocas es incierta mientras no se obtengan nuevas dataciones, sin embargo estas tendrían una edad mínima similar a la edad de las rocas ígneas más antiguas de las MEP, que según sus relaciones de contacto corresponderían a la Unidad Bandas Grises (UBG), la cual a su vez sería más antigua que la Unidad Bandas Rosadas (UBR).

La intensa milonitización que presentan algunas de las bandas en la UBR relación a las rocas encajantes, cuya deformación se ha caracterizado y clasificado en este estudio como Milonitas Sienograníticas (MS), representarían un importante evento

tectonomagmático que afectó a las MEP. El protolito de esta unidad correspondería a intrusivos sienograníticos.

La Unidad Diques Verdes sería la unidad más joven que aflora en las MEP, y al presentarse sin evidencias de deformación dúctil o strain, representaría un evento magmático posterior a la milonitización descrita en las rocas de la UBR.

12.2 Cinemática de la deformación en las MEP

Las lineaciones en minerales tabulares y por estiramiento en feldespatos son comúnmente subhorizontales, con una orientación N-S, y están contenidas en los planos de foliación de las MEP. Dichos lineamientos constituyen una evidencia de la dirección de propagación de la deformación, la cual podría relacionarse a un estado de strain bajo a intermedio, en un régimen transpresivo dominado por cizalle simple (Figura 91-b) (Sanderson y Marchini et al., 1984; Haakon et al., 1994; Tikoff y Greene, 1997). La presencia de franjas foliadas en el Dominio Estructural Guanta, con rumbos N-S al este de las MEP, podrían asociarse a los bloques adyacentes de la zona de cizalle simple, dominados por deformación de cizalle puro (Fossen et al., 1994) (Figura 92).

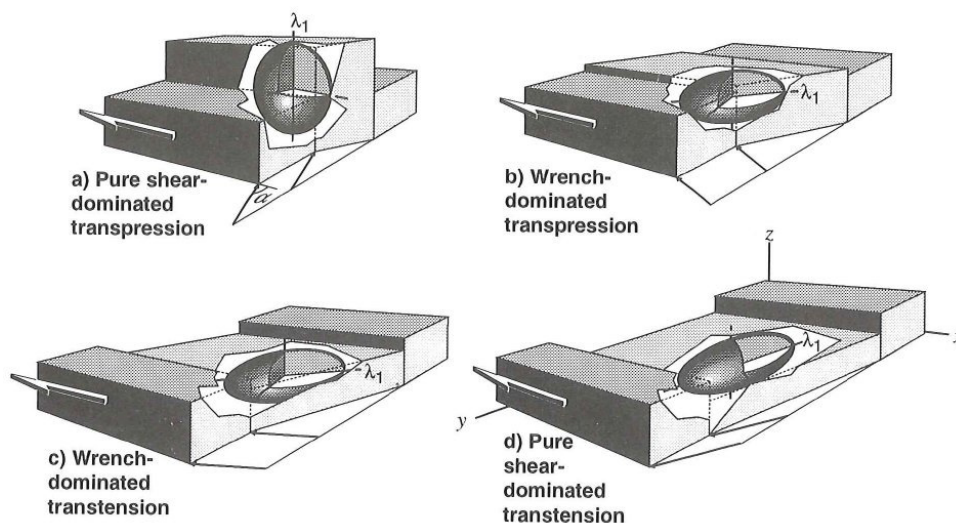


Figura 91: Deformación del elipsoide de strain finito en cuatro ambientes transpresivos/transensivos (Haakon et al., 1994; Sanderson y Marchini et al., 1984).

Sin embargo, estas evidencias cinemáticas descritas en las MEP, son igualmente compatibles con un régimen transtensivo, y un strain dominado por cizalle simple (Figura 91-c) (Sanderson y Marchini et al., 1984; Haakon et al., 1994). Los numerosos indicadores cinématicos observados en cortes transparentes tanto en las Milonitas

Sienograníticas (MSG), como en las Milonitas Dioríticas a Granodioríticas (MDG), indican que este evento transcurrente tuvo un carácter predominantemente sinistral.

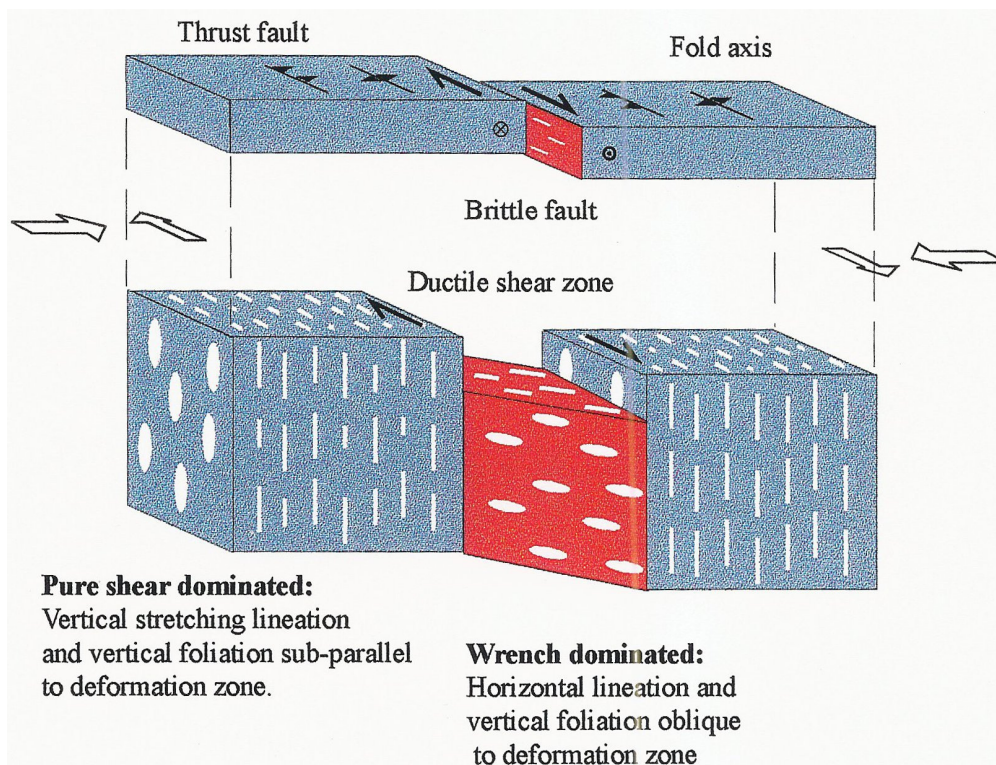


Figura 92: Deformación dúctil en un régimen tectónico transpresivo con dominios con cizalle puro en los márgenes delimitando una zona dúctil con cizalle simple. Modificado de Fossen et al. (1994).

Por otro lado, las Fallas Normales (FN) descritas en este trabajo, evidencian un evento extensional frágil a frágil-dúctil posterior al desarrollo de las bandas de cizalle sinistral, el cual habría aprovechado los planos de debilidad preexistentes para acomodar la deformación.

13.3 Temperatura de deformación de las Milonitas El Portillo

Las franjas que presentan un mayor grado de deformación en las MEP tienden a estar relacionadas a las Milonitas Sienograníticas (MSG) de la Unidad Bandas Rosadas (UBR). La presencia de porfiroclastos de feldespatos fracturados, con mantos y colas de cuarzo recristalizado dinámicamente, en una matriz de cuarzo recristalizado, indica una mayor resistencia relativa de los feldespatos frágiles respecto del cuarzo dúctil durante el evento deformativo.

Esta relación entre los mecanismos de deformación de ambos minerales se puede clasificar de bajo grado, y de acuerdo a Passchier y Trow (1996) indicaría una temperatura de deformación aproximada entre los 300° y 350°C (Figura 93).

Las bandas de Milonitas Sienograníticas (MSG) con feldespatos comúnmente fracturados, las lamelas de exsolución perítica, la presencia de cuarzo recrystalizado dinámicamente, y los *ribbons* monocristalinos a policristalinos tanto en las MSG como en las MGD, sumado a la presencia de biotitas con *kinks* en las MGD, indicarían en las MEP una facies de esquistos verdes de grado bajo a medio (Simpson, 1984, Passchier y Trow, 1996).

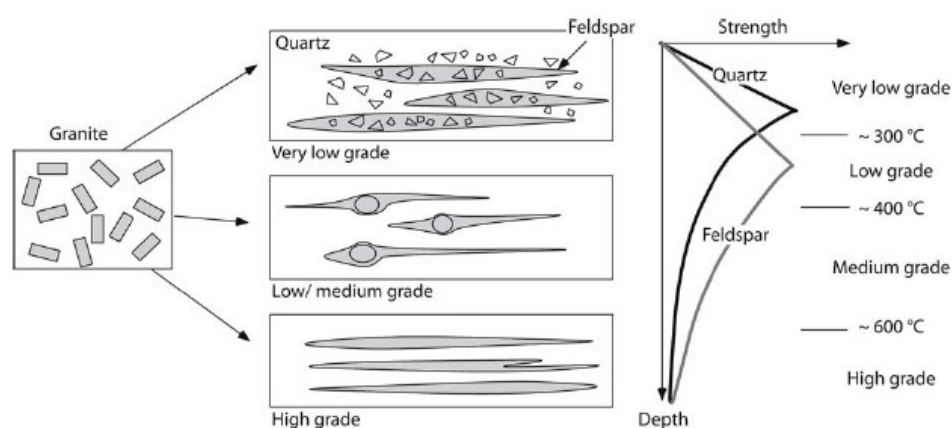


Figura 93: Cambios en la deformación en agregados de cuarzo y feldespato con respecto a la profundidad. A la derecha gráfico de Profundidad/Strength con segmentos frágiles (rectas) y dúctiles (curvas). A muy bajo grado el cuarzo y el feldespato se comportan frágilmente, pero el cuarzo es más fuerte. A grados bajo a medio el cuarzo presenta dislocaciones creep y los feldespatos tienen mayor strength y competencia. A alto grado el feldespato y el cuarzo se deforman por medio de dislocaciones y tienen un strength similar.

En las bandas de MSG y Ultramilonitas (UM) que presentan una deformación más intensa, se pueden apreciar algunos feldespatos elongados y levemente recrystalizados con creeps de dislocación, lo que implica una transición a un estado de milonitización menos resistente de grado bajo a medio. De acuerdo a Passchier y Trow (1996), esto indicaría que la deformación en dichas bandas se llevó a cabo a temperaturas relativamente más elevadas, entre los 350° y 400°C (Figura 93). El modelo simplificado de Sibson (1977) estima que las rocas miloníticas formadas en dicho rango de temperaturas podrían variar entre los 13 y 16 km de profundidad aproximadamente (Figura 94).

Considerando las temperaturas estimadas a cada unidad, las similitudes composicionales y el grado de deformación, es probable que las bandas milonitizadas de las MSG y las UM de la Unidad Bandas Rosadas (UBR) se relacionen a un evento tectonomagmático que permitió un mayor grado de deformación respecto a las demás unidades litológicas de las MEP descritas en este estudio.

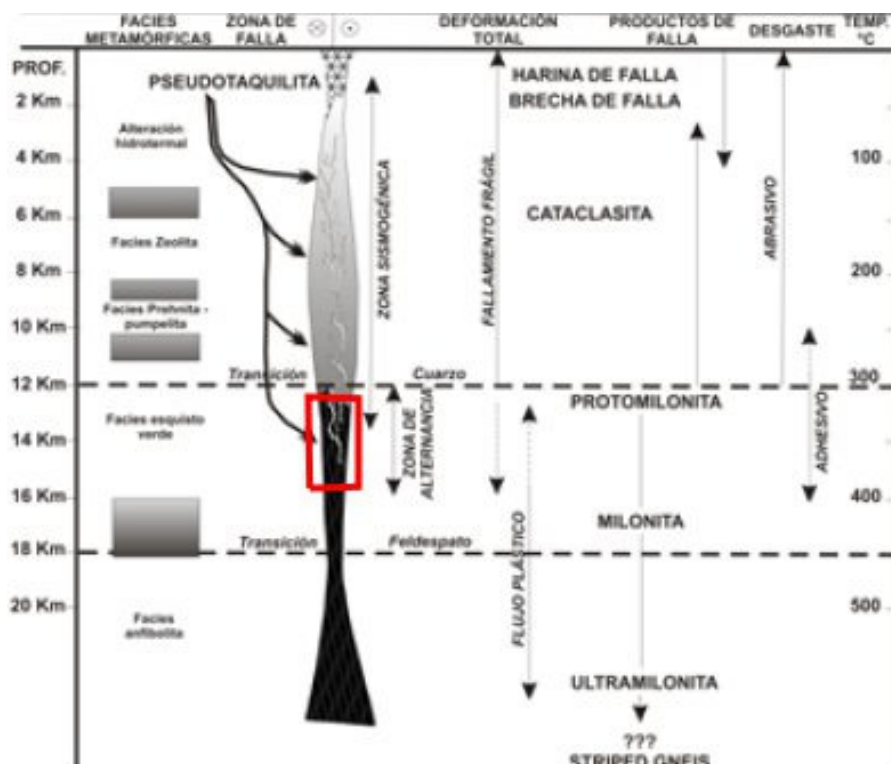


Figura 94: Perfil conceptual de una zona de falla mostrando la relación entre la profundidad y las rocas de falla asociada. Modificado de Sibson (1977; 1980; 1983), Wise et al., (1984), Chester et al (1985), Sholz (1988, 2006), Swanson (1992), Passchier y Trouw (1996). Cuadro rojo indica profundidad hipotética de la deformación de las MEP.

12.4 Correlación de las MEP con unidades adyacentes

A continuación se discuten las relaciones posibles entre las unidades litológicas de las MEP y las formaciones adyacentes que afloran en el Valle de El Tránsito.

Las relaciones de contacto por intrusión descritas en este trabajo indican que las unidades más antiguas de las MEP estarían constituidas por la Unidad Laminillas (UL) y la Unidad Puntos Blancos (UPB). La presencia de enclaves deformados en la Unidad Bandas Grises (UBG) evidencia la intrusión y sucesiva deformación de rocas encajantes de composición diorítica, las cuales podrían pertenecer a alguna de las unidades antes mencionadas.

Las semejanzas composicionales y texturales entre la UPB y la Unidad Guanta (UG) de la Súper Unidad Elqui (SUE) (que aflora al este a las MEP), sumado a las bandas con foliación subparalela y rumbo N-S, permiten inferir una correlación entre ambas unidades. De forma análoga, las bandas granodioríticas de las MEP podrían relacionarse con la Unidad Cochiguaz, también de la SUE. De ser así, es probable que rocas bandeadas más antiguas de las MEP tengan una edad de al menos 310 ± 18 Ma, que es la edad máxima asignada por Nasi (1985) a la Unidad Guanta de la SUE en el área de estudio.

Las evidencias de deformación plástica tales como bandeamientos en minerales, pliegues isoclinales, crenulaciones, enclaves elongados, y las fábricas magmáticas con orientación subparalela a la foliación en la UBG y en la UG, sugieren que estas unidades se habrían emplazado en un ambiente tectónicamente activo, lo cual sería concordante con las evidencias de descritas previamente por otros autores para la UG de la SUE (Nasi et al., 1985).

Las milonitas monzograníticas y sienograníticas en la Unidad Bandas Rosadas podrían correlacionarse composicionalmente con las unidades Cochiguaz (UCo) de la SUE, y Chollay (UCh) de la Super Unidad Ingaguaz (SUI) respectivamente. Por ende es probable que el evento tectonomagmático que originó dichas bandas milonitizadas se relacione a una de estas unidades. Dicha asociación permite inferir una edad Pérmico Medio a Triásico Medio a dicho evento, que son las cotas inferior y superior de los rangos de edad asignada a la UCo y la UCh respectivamente (Nasi et al., 1985; Mpodozis y Cornejo, 1988; Martin et al., 1999).

La presencia de diques porfíricos andesíticos no deformados cortando con orientación subparalela a la foliación a las MEP, indica que eventos magmáticos más recientes aprovecharon los planos de debilidad de la zona de cizalle de las MEP para emplazarse.

12.5 Evolución tectónica de las MEP

A continuación se discuten los antecedentes geológicos presentados en este estudio y sus implicancias en la evolución tectónica del Valle de El Tránsito desde el Paleozoico superior, con énfasis en las Milonitas El Portillo.

Las evidencias microscópicas, tales como texturas miloníticas y fábricas magmáticas; y macroscópicas, como pliegues y flexuras de escala centimétrica a kilométrica presentadas en Bandas Grises (UBG) de las MEP, sugieren que esta unidad se habría emplazado en un ambiente tectónicamente activo.

Por otro lado, las evidencias cinemáticas y estructurales encontradas en las Milonitas Sienograníticas (MSG) de la Unidad Bandas Rosadas (UBR) de las MEP, concuerdan tanto con un régimen tectónico transpresivo como con uno transtensivo.

Los dominios estructurales de las MEP en el área de estudio (Figura 88) presentan un aumento del manto en la foliación principal y de los bandeamientos de E a W, formando una flexura kilométrica. Este sinclinal deforma también el contacto con la Unidad Guanta (UG) de la SUE, que sobreyace las MEP al E. En base a estos antecedentes, es posible otorgar una edad máxima carbonífera a dicha flexura, que es la edad máxima asignada a la UG de la SUE en la zona estudiada.

Sin embargo, esta estructura parece no tener una influencia significativa en todas las franjas de Milonitas Sienograníticas (MSG) de la Unidad Bandas Rosadas (UBR), que en algunas casos cortan de forma subvertical la foliación oblicua de las unidades más antiguas de las MEP. Por ende se ha inferido que las franjas miloníticas de la UBR, correlacionadas con las unidades Cochiguaz de la SUE y Chollay de la SUI (Pérmico Superior a Triásico Inferior), permiten dar una cota mínima a la edad de la flexura descrita en las MEP.

Los pliegues centimétricos a métricos con vergencia oeste-noroeste de los Dominios Estructurales 1 y 2 (DE1 y DE2), junto a las estructuras descritas en el Dominio Estructural Guanta (DE-g) y del Dominio Estructural La Pampa (DE-lp), concuerdan con un ambiente compresivo a transpresivo, lo cual estaría de acuerdo con el contexto tectónico propuesto por otros autores para esta zona entre el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior (Vilas y Valencia 1978; Marinovic et al., 1995, Nasi et al. 1985; Mpodozis y Kay 1990).

Apoyado en modelos análogos para márgenes convergentes con detachments dúctiles (Cotton, 2000), se puede proponer un sistema de pop up para las MEP durante este periodo. De esta forma la flexura de las MEP se explicaría por medio de una flexura de

falla, o a un *footwall syncline* generado por una falla con vergencia E. Las rocas más profundas arrastradas desde el nivel de *detachment* estarían representadas en los Esquistos Quebrada Seca (EQS) al oeste (Figura 94).

El alto grado metamórfico de las rocas migmatíticas ordovícicas (380 Ma; Álvarez, comunicación personal) de los Esquistos Quebrada Seca (EQS), mucho más deformadas y a alta P-T (Álvarez, comunicación personal), constituyen evidencias de que estas rocas habrían migrado desde niveles más profundos de la corteza.

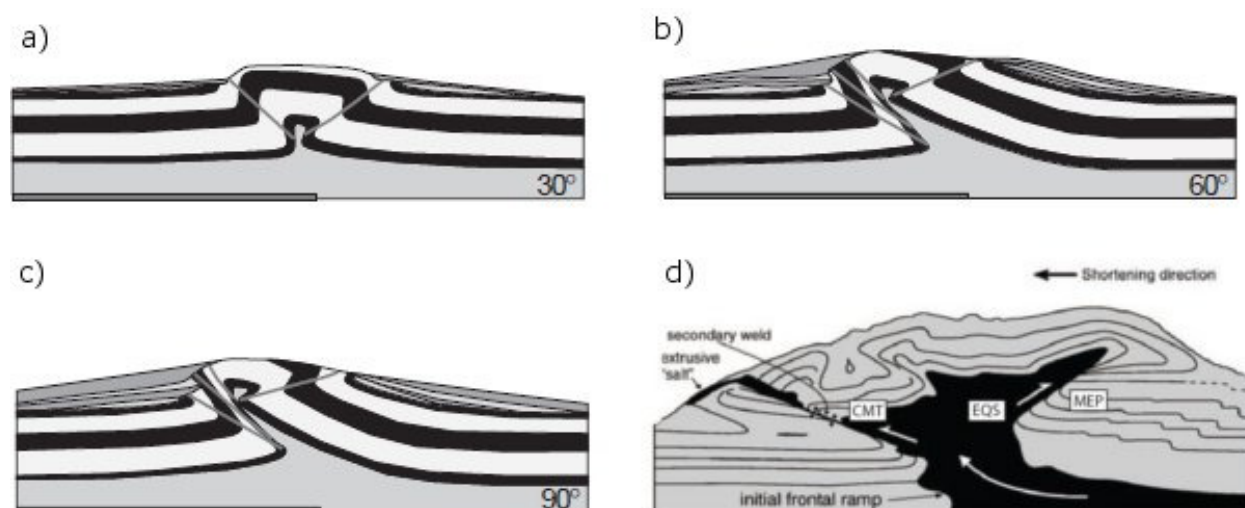


Figura 94: modelo análogo de régimen compresivo sobre niveles de detachments dúctil con un margen frontal frágil. A la izquierda se observa un frente de deformación (CMT?). Al centro las rocas migmatíticas dúctiles y profundas de los Esquistos Quebrada Seca (EQS). A la derecha las rocas bandeadas de las Milonitas El Portillo afectadas por una gran flexura o *footwall syncline*. Modificado de Cotton (2000).

La relación composicional establecida para la UBR con la Unidad Cochiguaz de la SUE y con la Unidad Chollay de la SUI, sumado a la edad Triásico Inferior de 250 ± 26 Ma (Rb-Sr) obtenida por Ribba (1985) en roca total, sugieren que las milonitas graníticas descritas en las MEP podrían relacionarse a una etapa de intensa deformación transcurrente sinistral que se desarrolló entre el Pérmico Medio - Superior y el Triásico Inferior en la zona de estudio.

Las diferencias texturales entre las bandas con Milonitas Sienograníticas (MSG) de aquellas con diques isótopos de la Unidad Bandas Rosadas (UBR), sugieren que este evento tectonomagmático sienogranítico podría separarse dos etapas: una más antigua desde el Pérmico Superior al Triásico Inferior que generó dichas bandas miloníticas; y

una posterior o tardía con menos evidencias de milonitización entre el Triásico Inferior y el Triásico Medio. Es probable que la primera etapa se relacione a un ambiente transtensivo concordante con la deformación regional descrita para las rocas de ese periodo en el sector sur de la Precordillera en los Andes Centrales (Giambiagi, 2011). Algunos modelos de rifting oblicuo o transtensivo (Corti, 2003) podrían explicar además la exhumación de rocas profundas de la corteza inferior junto a una zona de cizalle dúctil (Figura 95).

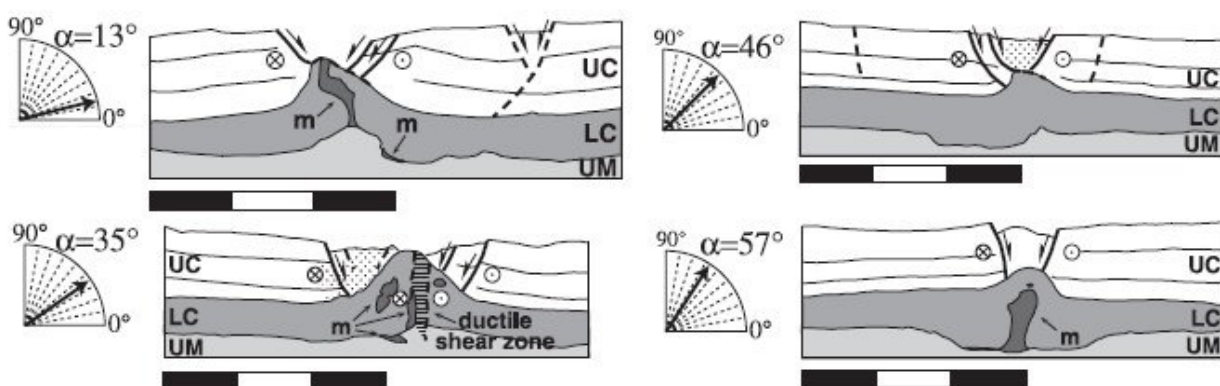


Figura 95: Perfiles de modelos análogos en *rifting* oblicuo o transtensivo. La parte central de los modelos, delimitada por fallas normales, presenta un domo dúctil que representaría la zona de *rift*. α : ángulo de oblicuidad entre los bloques divergentes; m: magma; UC: *Upper Crust* o Corteza Superior; LC: *Lower Crust* o Corteza Inferior; UM: *Upper Mantle* o Manto Superior. Modificado de Corti (2003).

La depositación de rocas andesíticas pertenecientes Formación La Totora (Reutter, 1974) que sobreyacen discordantemente las unidades rocosas del basamento Paleozoico-Triásico Inferior, evidencia una rápida exhumación regional durante el Triásico Medio a Superior.

La presencia de grandes fallas normales de Rumbo N-S y los estratos de crecimiento en las unidades jurásicas que sobreyacen a las MEP, sugieren que las rocas miloníticas estudiadas podrían haber rotado de forma coherente con el bloque colgante de la Falla Pinte producto de la extensión mesozoica, basculando levemente las MEP hacia el oeste, con un eje de rotación paralelo al rumbo de la Falla Pinte. La reconstrucción de la geometría en las unidades bandeadas, que resulta al rotar $\sim 30^\circ$ al este las bandas de milonitas graníticas, indicaría una posición original subvertical de dichas bandas a fines del Triásico Inferior. Esta geometría concuerda con el modelo transtensivo propuesto

para ese periodo. Es probable además que la Falla Pinte, que controló la mayor parte de la deformación durante la extensión mesozoica en la zona de estudio, haya aprovechado la zona de cizalle preexistente entre las MEP y los EQS como una zona de debilidad para acomodar deformación.

Los estratos deformados de la Fm. La Totorá y la Fm. Lautaro que sobreyacen las MEP en el Valle de El Tránsito frente a la Quebrada Pinte (Figuras 33 y 89), podrían indicar que las fallas y zonas de debilidad relacionadas con las MEP continuaron activas durante la compresión cenozoica.

12.6 Relación de las MEP con unidades morfoestructurales regionales

La ocurrencia de afloramientos tan antiguos y profundos del basamento paleozoico en el Valle de El Tránsito parece no ser casual, pues coincide con un rasgo morfoestructural de primer orden del orógeno Andino, caracterizado como el límite entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa (Jordan et al., 1983; Mpodozis and Ramos, 1989; Kley et al., 1999; Tassara, 2005).

Dicha relación, sumada a los antecedentes discutidos en el presente trabajo, podrían deberse a la existencia de una zona de debilidad cortical de escala regional, posiblemente activa al menos desde el Carbonífero superior (edad de emplazamiento de Guanta).

La Falla Pinte representaría una estructura regional de primer orden que habría aprovechado dicha debilidad cortical para acomodar la deformación durante el Mesozoico.

Si bien la geometría de la zona de debilidad no está clara debido a que la mayoría de los afloramientos paleozoicos más antiguos están intruidos por Guanta y posteriormente por intrusivos Eocenos-Paleocenos. Sin embargo, la vergencia al E de la Falla Pinte podría indicar un *detachment* asociado a dicha debilidad cortical con una orientación coherente manteniendo al este. La reactivación de esta estructura regional durante el cenozoico en un ambiente compresivo sería responsable de propagar la deformación hacia el W en el Dominio Estructural Occidental (DEOC) del Valle del Tránsito (Figura 31).

13. CONCLUSIONES

Según sus relaciones composicionales y de contacto, cuerpos ígneos relacionados a las Unidades Guanta y Cochiguaz de la Súper Unidad Elqui (SUE), habrían intruído a rocas bandeadas de las MEP, cuyos protolitos más antiguos tendrían edad Carbonífero Superior, considerando el rango de edad asignado a la Unidad Guanta de la SUE en el área de estudio.

La geometría de los contactos en las MEP en su margen oriental sugieren que las rocas bandeadas descritas en las MEP constituyen el piso de caja de un gran lacolito de al menos 5 km de ancho y con una elongación N-S de decenas de km, perteneciente a la Unidad Guanta de la SUE (Figura 96).

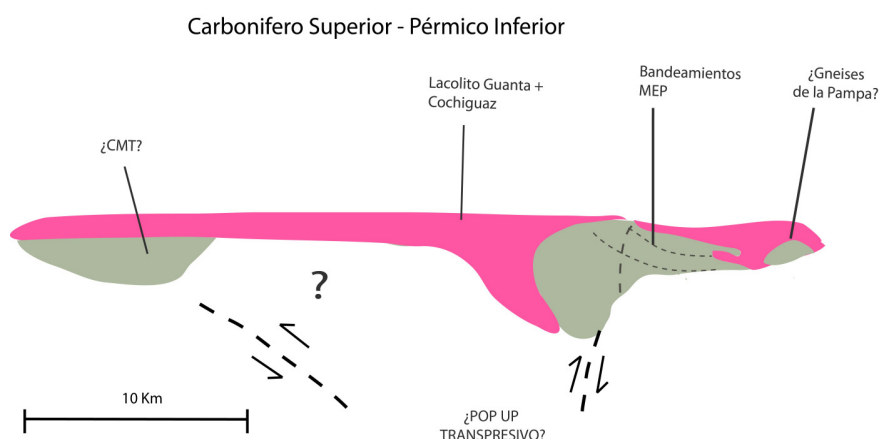


Figura 96: Perfil esquemático de la configuración de las unidades del basamento paleozoico entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior.

La zona de estudio concuerda con un modelo de tectónica transpresivo desde el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior, formando un gran *pop up* sobre una zona de debilidad cortical de aprox. 15 Km de ancho; y transpresivo a transtensivo entre el Pérmico Superior al Triásico Inferior, permitiendo alzar rocas más antiguas y profundas representadas en los Esquistos Quebrada Seca (EQS) adyacentes a las MEP (Figuras 96 y 97).

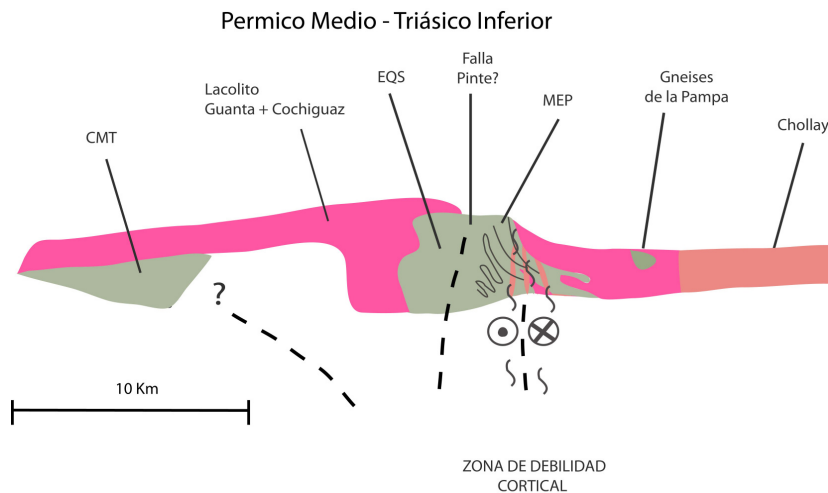


Figura 97: Perfil esquemático de la configuración de las unidades del basamento paleozoico entre el Pérmico Superior y el Triásico Inferior.

Las bandas de sienogranitos y monzogranitos milonitizados de las MEP se podrían correlacionar composicionalmente con la Unidad Cochiguaz de la SUE, o a la unidad Chollay de la Super Unidad Ingaguaz (SUI), e indicarían un importante evento tectónico transcurrente sinistral que afectó las MEP entre Pérmico Superior al Triásico Inferior.

Por otro lado, la presencia de diques sienograníticos sin deformación cortando las rocas miloníticas más antiguas podría relacionarse al emplazamiento de fundidos tardíos posterior a la milonitización entre el Triásico Inferior al Triásico Medio.

La relación de contacto por discordancia erosiva del basamento paleozóico con las unidades estratificadas del Triásico Superior evidencia la exhumación del basamento en este periodo.

La zona de estudio habría estado controlada por un régimen extensional desde el Triásico Superior hasta el Cretácico, el cual sería responsable de la formación de grandes fallas normales con rumbo N-S. Algunas de estas estructuras como la Falla Pinte (Figura 98), habrían aprovechado zonas de debilidad relacionadas a estructuras paleozoicas preexistentes para acomodar la deformación.

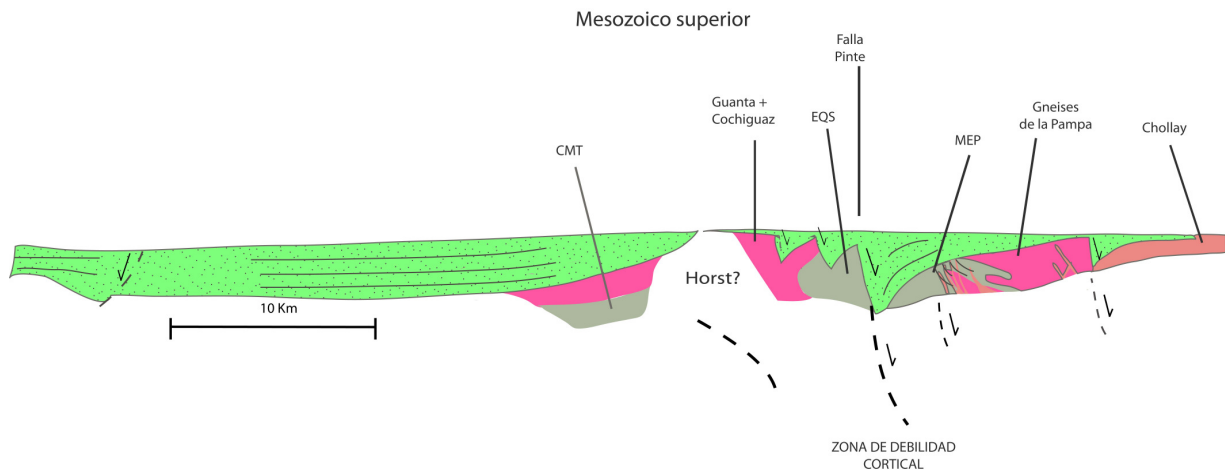


Figura 98: Perfil esquemático de la configuración de las unidades del basamento paleozoico y su relación con las unidades estratificadas de la cobertura mesozoica durante el Mesozoico.

Algunas de las fallas y zonas de debilidad del las MEP continuaron activas durante la compresión cenozoica, cabalgando levemente el basamento paleozoico sobre las unidades sedimentarias marinas y volcánicas de la secuencia mesozoica (Figura 99).

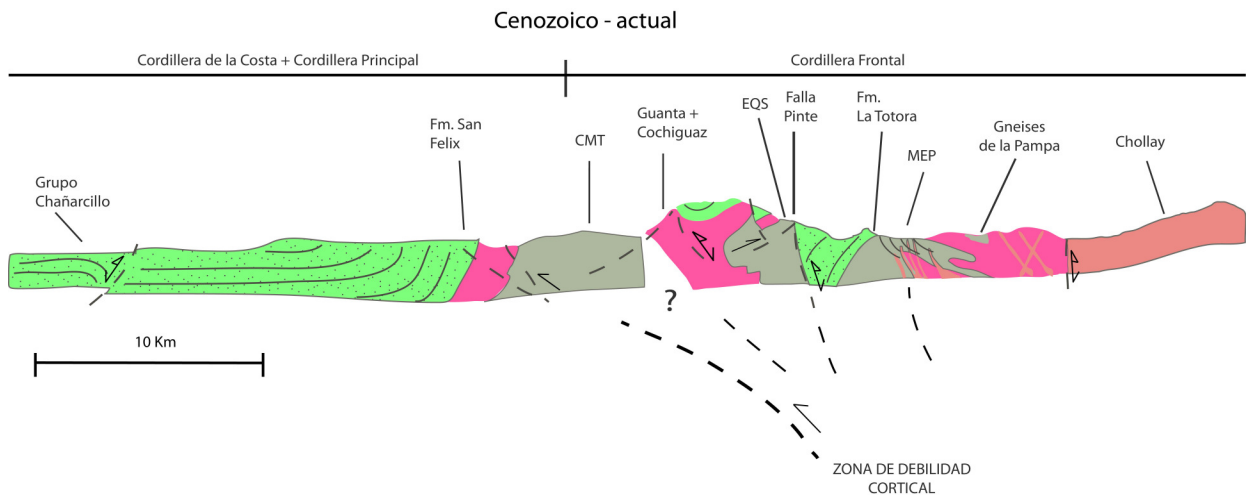


Figura 99: Perfil esquemático del Valle de El Tránsito. Sección occidental del perfil tomada de Salazar (2009). Sección oriental tomada de este trabajo (Figura 36).

La debilidad cortical propuesta en este trabajo coincide con un rasgo morfoestructural de primer orden del orógeno Andino, caracterizado como el límite entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa (Figura 99).

Las Milonitas El Portillo, caracterizadas en este estudio, se encontrarían sobre esta debilidad cortical, que habría absorbido deformación por diversos procesos tectónicos desde la orogenia gondwánica hasta la actualidad.

REFERENCIAS

- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Valencia, V., Vervoort, J., 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°–32°S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 32, pp 460-476.
- Arancibia, G., 1997. Deformación fragil y ductile de rocas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui entre Puyuguapi y Puerto Cisnes, Región de Aysén (44° a 45° Lat. S). Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile.
- Astini, R., Benedetto, J., Vaccari, N., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 107, 253-273.
- Bahlburg, H. & Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *GSA Bulletin*, vol. 109, pp. 869–884.
- Bell, T.H., & Etheridge, M.A. 1973. Microestructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, vol. 6, pp. 337-348.
- Boullier, A.M. & Bouchez, J.L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 7, pp. 253-262.
- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., Roman-Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology*, vol. 23, N° 5, 733- 743.
- Cembrano, J., 1998. Kinematics and timing of intra-arc deformation at the southern andes plate boundary zone. Submitted in partial fulfillment of the requirement for the degree of Doctor of Philosophy. Dalhousie University Halifax, Nova Scotia, Canada.

- Charrier, R. & Munizaga, F. 1979. Edades K Ar de vulcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal (34° 15p de latitud Sur). *Revista Geológica de Chile*, vol. 7, pp. 41–51.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M.P., 2007. Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. y Gobbons, W (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, pp. 21-114.
- Chester, F. M., Friedman, M. & Logan, J. M. 1985. Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, vol. 111, pp. 139-146.
- Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, vol. 18, pp. 303–332.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manettid, P., Sokoutise, D., 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth Science Review*, vol. 63, pp. 169-247.
- Cotton, J., Koyi, H., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, pp. 351-363.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W., Kay, S., 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology*, vol. 28, pp. 171-174.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical y termal indicators. *Geology*, vol.17, pp. 1144-1147.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Martinez, A., Folguera, A., 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, souths Central Andes. *Geosphere*, vol.7, N°1, pp. 219-239.

- Fossen, H, Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 74, pp. 134-145.
- Hanmer, S & Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17.
- Hervé, F., Davidson, J., Godoy, E., Mpodozis, C. & Covacevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Revista da Academia do Ciencias Brasil*, vol. 53, pp. 361–373.
- Irwin, J., García, C., Hervé, F., Brook, M., 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'–31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 25, pp. 603-624.
- Jordan et al., 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 9, pp. 341–361.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. & Sruoga, P. 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology*, vol. 17, pp. 324–328.
- Kley et al., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland, causes and consequences. *Tectonophysics*, vol. 301 (1999), pp. 75–94.
- Knipe, 1989. Deformation mechanism-recognition natural tectonic. *Journal of Structural Geology*, vol. 11, 127-146.
- Lin, S. & Williams, P.F. 1992. The origin of ridge-in-groove slickenside striae and associated steps in an S-C mylonite. *Journal of Structural Geology*, vol. 14, N°3, pp. 315-321.

- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, vol. 6, N°6, pp.617-638.
- Llambías, E. J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Palaeozoico Superior-Triásico. *Geología Argentina, Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires*, vol. 29(14), pp. 349–363.
- Llambías, E. J. & Sato, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 50, pp. 111–131.
- Loewy SL, Connelly JN, Dalziel IWD. 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116, pp. 171–87
- López de Azarevich, V., Escayola, M., Azarevich, M., Pimentel, M., Tassinari, C., 2009. The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 28, pp. 333-344.
- Lopez-Gamundí, O., 2006. Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 22, pp. 227-238.
- Marinovic, N; Smoje, I.; Maksaev, V; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000, No.70: 142 p. Santiago, Chile.
- Martignole, J., Martelat, J., 2003. REGIONAL-SCALE Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 21, pp. 99-120.
- Martin, M., Clavero., J., Mpodozis, C., 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean principal Cordillera, El Indio Región, Chile (29-30°S). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 12, Issue 1, pp. 33–49.

- Means, W.D. 1990. Kinematics, stress, deformation y material behavior, Review Paper. Journal of structural Geology, vol. 12, N°8, pp. 953-971.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P., 1982. Hoja Vallenar y Parte Norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. In: Carta Geológica de Chile, vol. 55. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- Mpodozis, C., Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui. IV Reunión de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 68, pp.163.
- Mpodozis, C., Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, vol. 11, pp. 59-90.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31° S). Revista Geológica de Chile, vol. 17, N°2, pp. 153-180.
- Mpodozis, C. & Kay, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). Geological Society of America Bulletin, vol.104, pp. 999–1014.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Makshev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Revista Geológica de Chile, N° 25-26, pp. 77-111.
- Niemeyer, h., Venegas, R., González, C. R. & Aceñolaza, F. G. 1997. Los terrenos Palaeozoicos del Salar de Navidad, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, vol. 24, N°2, pp. 123–143.
- Oliveros, V., Labbe, M., Rossel, P., Charrier, R., Encinas, E., 2011. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constraints from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). Journal of South American Earth Sciences, vol. 37, pp. 25-40.

- Omarini, R., Sureda, R., Götze, J-H., Seilacher, A., Pflüger, F., 1999. Puncosviscana folded belt in northwestern Argentina: Testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*, vol. 88, pp. 76-97.
- Pankhurst, R., Millar, I., Hervé, F., 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limari Batholith at Río del Tránsito, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile* vol. 23, N°1, pp. 35-42.
- Passchier, C.W. & Simpson, C. 1986. Porphyroclast system as kinematics indicators. *Journal of structural Geology*, vol. 8, N°8, pp. 831-843.
- Passchier, C., Trow, R. 1996. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 289 p.
- Pearce, J.A., (1976). "Statistical analysis of major element patterns in basalts". *Journal of Petrology*, vol. 17, Issue 1, pp. 15-43.
- Ramos, V., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas, Shallow Subduction, Plateau Uplift and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 31-66. Memoir 204.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., 1984. Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *IX Congreso Geológico Argentino*, vol. 2, pp. 84-106.
- Ramos, V., Basei, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the early Paleozoic. In: *Terrane Dynamics 97*, International Conference on Terrane Geology, pp. 140-143. Christchurch, New Zealand, Conference Abstracts.
- Ramos, V., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas, Shallow Subduction, Plateau Uplift and Terrane Collision*. Geological Society of America, pp. 31-66. Memoir 204.

- Ramos, V., 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. Annual review of earth and planetary sciences Book Series: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 36, pp. 289-324.
- Rapalini, A. E., Vilas, J. F., Bobbio, M. L. y Valencio, D. A. 1989. Geodynamic interpretations from paleomagnetic data of Late Palaeozoic rocks in the Southern Andes. In: Hillhouse, J. W. (ed.) Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 50, vol. 5, pp. 41–57.
- Reutter, 1974. Enturklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlichen Breite. N.Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, vol. 146, N°2.
- Ribba, L., 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R., 1988. El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. Revista Geológica de Chile, vol. 15, pp. 126-149.
- Salazar, E., Arriagada, C., Mpodozis, C., Martínez, F., Peña, M., Alvarez, J., 2009. Análisis Estructural del Oroclino de Vallenar: Primeros Resultados. XII Congreso Geológico Chileno Abstract S9_026, Santiago.
- Sanderson, D. & Marchini, R. D. 1984. Transpression. Journal of Structural Geology, vol. 6, pp. 449-458.
- Scholz, C. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press. Printed in the United States of América.
- Segerstrom, K. & Parker, 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama, IIG. Carta Geologica de Chile, vol.1, Santiago de Chile.

- Scholz, C. H. 1988. The brittle-plastic transition and the deep of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, vol. 77, pp. 319-328.
- Sibson, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 133, pp.191–213.
- Sibson, R. H. 1980. Transient discontinuities in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, vol. 2(1/2), pp. 165-171
- Sibson, R. H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 140, pp. 741-767.
- Simpson, C. & Schmith S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 94, pp.1281-1288.
- Simpson, C., 1984. Borrego-Springs-Santa Rosa mylonite zone: a late Cretaceous west-directed thrust in southern California. *Geology* vol. 12, pp. 8-11.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural geology*, vol.5, pp. 503-511.
- Stipanovic, P. N. 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos. In: Artabe, A. E., Morel, E. M. y Zamuner, A. B. (eds) *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, Argentina, pp. 1–21.
- Suárez, M. & Bell, M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, vol.6, pp. 109–121.
- Swanson, M. T. 1989. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. *Tectonophysics*, vol. 204, pp. 223-242.

- Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S), *Tectonophysics*, vol. 399, Issues 1–4.
- Tikoff, B. & Greene, D. 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, vol. 19, pp. 29-39.
- Tullis et al., 1982. Significance and petrogenesis of mylonitic rocks, Penrose Conference Report. *Geology*, vol. 10, pp. 227-230.
- Twiss, R. J., Moores, E., 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman y Company, New York, 532 pp.
- Uliana, M. A. & Biddle, K. T. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 18, N°2, 172–190.
- Vilas, J. F. & Valencia, D. A. 1978. Paleomagnetism of South American and African rocks and the age of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 8, pp. 3–10.
- Welkner, D., Arévalo, C., Godoy, E., 2006. *Geología del Area Freirina-El Morado. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago*, vol. 100.
- Wise, D.U., Dunn, D.E., Endelger, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L., Schamel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, v.12, pp. 391-394.

ANEXOS

A continuación se presentan las bases de datos y las muestras orientadas obtenidas en terreno:

Leyenda: **C-Or:** Cara Orientada; **H:** altura; **Str.CO:** Rumbo cara orientada; **Dip CO:** Manteo Cara Orientada; **Str. Fol:** Rumbo Foliación; **Dip Fol:** Manteo Foliación; **Trend:** Azimut; **Plunge:** Buzamiento; **Str. Crt:** Rumbo Corte Transparente; **Dip. Crt:** Manteo Corte Transparente; **Car:** Cara medida.

Muestra /Punto	C- Or	Este WGS84	Norte WGS84	H	Str CO	Dip CO	A	Str Fol	Dip Fol	A	Trend	Plunge	Str Crt	Dip Crt	A	Car
IM01	Fol	377388	6796008		33	69		339	71	E			210	34		
								35	64	E						
								30	67	E	28	1				
								26	59	E						
								10	47	E						
								33	69	E						
IM02	Fol	385069	6818952		209	83		29	83	E	32	13	213	86	N	
IM03		384898	6816128													
IM04	Inf Fol	383773	6816111		205	75		216	80	W			81	60		
								34	74	E						
								28	90	E	211	53				
								205	75	W						
								33	90	E						
IM05	Fol	383203	6816052		205	77		225	74	W			146	41		
								200	81	W	220	40				
								205	77	W						
								215	84	W						
IM6		375311	6787427					350	67	E						
								9	69	E						
								355	47	E						
								4	60	E						
								10	75	E						
								5	65	E						
								12	49	E						
IM07	Fol	375143	6787705		10	43		10	43	E	63	37	265	63		
IM08	Inf Fol	375095	6788726		17	43		38	65	E			317	57	W	
								30	71		76	54				
								30	55							
								17	43							
IM09	Inf Fol	374938	6788937		10	50	E									
JA03		378773	6796034					79	34		160	34				
JA015	Fol	379196	6794501		5	44		5	44	E	7	3	188	64		
JA016	Fol	378043	6797281		16	60		16	60	E	175	30	159	66		

JA021	Fol	377911	6797427		14	50		14	50		175	21	166	68		
JA022	Fol	377838	6797541		10	50		10	50		29	22	234	42		
JA096	Fol	378129	6797405		136	44		136	44	W	225	44	225	90		
MT01		381931	6794565	1337				154	80							
MT01		381931	6794565	1337				185	25							
MT02	Fol	381931	6794563	1337	112	77	S W									
MT03		381931 ?	6794563?	1337	319	26										
MT04		381352	6794643	1288												
MT05		381179	6794650													
MT06		381162	6794719	1362												
MT07		381111	6794904	1377				210	47	N W						

MT08	?	381101	6794902	1376				186	30	W	189	2	16	55	SE	
MT09		381082	6794870					210	54	W						
MT10		380989	6794850	1391				194	72							
MT11		380939	6794865					205	70							
MT12a		380748	6794786		206	80	W	54	71	N W						
								16	80	E						
								356	85	E						
								21	87	E						
								11	84	E						
MT12b		380728	6794786					351	67	E						
								11	66	E						
								341	44	E						
								334	75	E						
								0	83	E						
MT12c		380708	6794786													
MT13a	Fol	380649	6794767	1292				115	52		140	27				
					113	54	S W	348	65	E	155	25				
								351	63	E						
								0	72	E						
								338	64	E						
								346	60	E						
MT13b	Fol	380649	6794767	1292	207	70		348	65							

MT14		380630	6794767														
MT15		380332	6794902	1324				40	48	SE	158	44					
MT16	Fol	380365	6794926	1355	155	80	W	35	34	SE	185	19	165	62	W		
MT17a		380202	6794902	1321				220	24	NW							
MT17b		380202	6794902	1321				36	30	E							
MT17c		380202	6794902	1321				120	14	S							
MT18a		380171	6794921	1320	26	48	E	2	50	E	100	50	280	90			
MT18b		380171	6794921	1320													
MT19		380086	6794948	1291				10	14								
MT20		377951	6798656	1482				345	74								
MT21a	Fol	377973	6798661	1479	309	68	E	21	44	E	198	3					
MT21b	Fol	377973	6798661	1479	19	27	E	21	44	E	185	14	175	65	W		
MT21c	Fol	377973	6798661	1479	12	69	E	21	44	E			2	51	E	INF	
MT22	Fol	378074	6798754	1515	342	87		350	50	E							

MT23	Fol	378120	6798770	1533	0	51	E	14	38		185	6	355	60	W	
								330	41	E						
MT24		378185	6798814	1569												
MT25a		378260	6998853	1600				356	75	E						
MT25b		378280	6998853													
MT26		378292	6798851	1584												
MT27a		378341	6798839	1622	7	44	E	14	79	E						
MT27b		378341	6798839	1622	18	56		8	48	E	11	4	186	26	W	
MT28a		378403	6798833	1646	26	47		12	54	W	15	4	189	45		
MT28b		378403	6798833	1646	106	57		351	53		140	34	106	57	S W	INF
								356	54	E	147	34				
MT29		379933	6795059	1314				40	63	E	196	39	145	62	S W	
MT30a		379684	6795139					35	33	E						
MT30b		379684	6795139		37	24	E	18	29	E	178	10				
MT31a		379632	6795144					343	54		115	45				
					197	63	W	340	26	E						

MT31b		379632	6795144					17	20	E						
MT31c		379632	6795144					8	30	E						
MT32a		379254	6795408		14	28	E	2	48	E	4	3	19	40	W	
MT32b		379254	6795408		22	35	E	2	46	E	11	10	192	51	W	
MT33a		379018	6795600	1296	30	32	E	17	42	E	186	10	25	53	N W	
MT33b		379018	6795600	1296	21	42	E	18	38	E	197	1				
MT33c		379018	6795600	1296	46	40	E									
MT34		378979	6795664	1271	180	70	W	345	39	E	165	0				
MT35		378519	6798850		4	47	E						355	50	W	INF
MT36		378554	6798851		15	75	E	15	75	E	187	26	130	37	W	
MT37a		378604	6798862	1735												
MT37b		378604	6798862	1735												
MT38		378767	6798844		174	50	E	354	50	E						(Pa rale la a Foli aci on)
MT39		378780	6798850	?	345	68	E	346	51		166	1	334	45		
MT40		378794	6798857		5	35	E	359	44	E	175	5				
MT41		378886	6798868		14	59	E	14	60	E	183	16	144	25	S W	
MT42		378949	6798808					10	48		14	5				
MT43		378952	6798736		240	65	N W	350	36	E						
MT44		378952	6798736		322	30	N E	2	15		10	3				
MT45		379117	6798819		65	41	S E	19	23	E	109	22				
MT46		378507	6796358		68	73	E	6	38	E						
MT47		378507	6796896		170	55	S W	8	57	E	184	6	170	55	S W	INF
MT48		378261	6796757		350	40	E	350	51	N E	351	2	173	53	W	INF
MT49		378253	6796963		350	34	E	350	34	E	153	11				
MT49					152	57	S E	10	46	E	179	11				

MT50		378961	6794937					6	76	E	8	6					
					2	73	W	5	75	E	182	10	24	24	N W	INF	
							351	70	E	169	4						
MT51		378647	6795123		282	84	N	350	80	E	121	77					
MT52		378583	6795205		10	59	N E										
MT53					245	70	N										?
MT54		377911	6797411					8	50	E							
								17	64	E							
MT55a		377860	6797480		0	43	E	5	47	E	8	4	182	49	E	INF	
MT55b		377761	6797603														
MT56					232	84	W										
MT57					355	34	E	355	34	E	4	7	8	60	W		
MT58		377621	6797726		315	60	S W										
MT59		377571	6797765		174	50	W	25	48	N E			175	58	W		
MT60		378143	6797344		265	71	N	4	85	E	177	53	94	55	S		
					265	71	N	15	71	E							
MT61		375546	6785689	2140	239	36	N W	1	47	E							
MT62		379630	6800563		111	22		84	19		352	12					
								45	10	S E							
MT63c		379135	6800338		70	85											
MT63					191	42	W				195	5					
MT64		378804	6795050	1562				10	45	E							
MT65		378780	6794830	1527	XX	XX											
MT66		378772	6794688														
MT67		378873	6794575		190	85	W	10	85	E	190	3	150	4	S W		

MT67e	382231	6825014					345	15	NE	25	13					
							310	12	NE	35	10					
									NE	35	5					
MT68	378936	6794617	1463				13	51	E	40	15					
							25	24	E							
							225	31								
							330	12	N							
							8	19	E							
							215	46								
							8	58	E							
							0	76	E							
180	62	W														
MT68b	378936	6794617	1463	355	65	E										
MT68c	378936	6794617	1463													
MT68e	382114	6824912	2323				25	57	E							
							20	10	E							
							55	23	W							
							50	61	W							
							12	66	E							
							20	70	E							
							26	80	E							
MT69	382021	6824860	2538	65	79											
MT70	378087	6798755	1522	165	44	W										
MT71				30	43	E	25	46	E							
				54	34	SE										
MT72	378823	6799654	1988	340	36		325	47	E	325	0	145	43	W		
				345	30											
MT73	378788	6799786	1958	0	30	E										
MT74	378693	6799820	1904	330	57	N	25	36	W							
MT75	377456	6797976		15	30	E	4	88	W							
							168	27	W							
							350	20	E							
							345	60	E							
							340	75	E							
172	50	E														
MT76	377502	6797869		164	32											
MT77	381520	6794681														

MT77b		381425	6794684					135	45										
MT77c		380598	6794794					1	64	E									
MT78		380598	6794794		23	29													
MT79		377467	6798021																
MT80		377441	6797982					13	46		13	1	193	44	W				
MT81		378044	6798755		12	24	E												
MT82		378073	6798753		178	60	W	4	59										
								100	22										
								115	14										
								6	40										
								160	32										
MT83		378405	6798839		26	42													
MT84		378459	6798838		99	48													
MT85		378624	6798905		15	80				15	40								
MT86		378792	6798849		15	45		14	53		187	3							
								200	78				185	55	W				
								58	4										
								0	54										
MT87		379144	6798975		121	59	S W						121	59	S W				
MT88		373123	6790459		128	90							193	80	W				
MT89		373123	6790459		353	90													
MT90		373123	6790459																