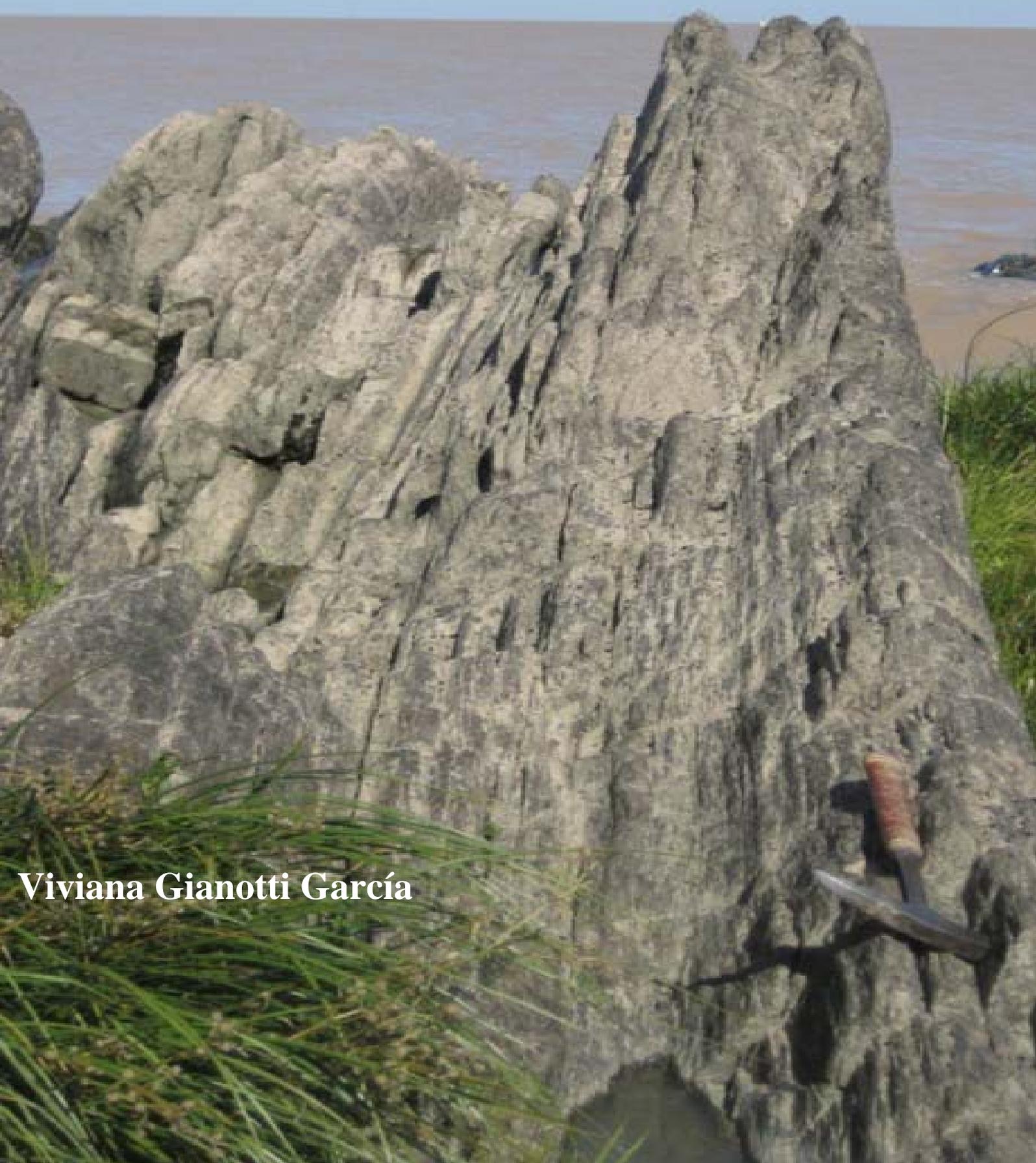


**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL
DE
LAS ZONAS
DE CIZALLA DE COLONIA**



Viviana Gianotti García

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA ORIENTAL DEL URUGUAY

**FACULTAD DE CIENCIAS
LICENCIATURA EN GEOLOGÍA**

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL

DE

LAS ZONAS DE

CIZALLA DE COLONIA

TRABAJO DE LICENCIATURA

Viviana Gianotti García

Diciembre 2009

Tutor: Dr. Pedro Oyhantçabal

Co-tutor: Ing. Jorge Spoturno

“La materia cambia constantemente, se transforma y en esa transformación hay una liberación de energía permanente. Siento en mi trabajo una integración total con ese proceso evolutivo de la materia. Por eso he aprendido a percibir profundamente esos cambios, a veces imperceptibles, otras veces dramáticos que se van produciendo en los elementos de la naturaleza: las piedras, los metales, plantas...

Gracias a esa maravillosa transformación, tenemos la arcilla que proviene de la descomposición del granito, el cual a su vez está formado por feldespatos, cuarzo, óxidos, mica (etc.), aglutinados en los gigantescos hornos volcánicos de la Tierra hace millones de años.

Por eso siento que la grieta, el rajado, siempre que sea natural, que sea una parte del proceso evolutivo de la materia, que siga un orden cósmico perfectamente equilibrado, es el síntoma de transformación y de liberación de una energía extraordinaria”

Eva Díaz Torres

**“Eva, todavía...Cronología y otros textos”
Por Gustavo Adolfo Perera
Barcelona España (junio1977)**

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas aquellas personas que me han acompañado durante estos años de formación y en especial en esta etapa final de mi licenciatura.

A mi tutor Pedro Oyhançabal, por el acompañamiento y estímulo brindado, y en particular por su claridad y su constante orientación.

A mi co-tutor Jorge Spoturno, por sus aportes e intercambios de conocimientos y el apoyo logístico a nivel institucional que facilitó la realización de este trabajo

A quienes estuvieron presentes y brindaron su aporte:

- *A mis compañeros de DINAMIGE, en especial a Richard Arrighetti por su compañerismo y amistad, a Leonardo Piffaretti por su generosidad y esmero en el procesamiento de láminas delgadas.*
- *A Natalia y Rodrigo por su colaboración en la elaboración de las láminas delgadas, a Irina por su baldosera prestada en momento oportuno.*
- *A mis amigas Ximena, Manuela y Gabriela, por el impulso brindado y las alegrías compartidas durante estos años.*
- *A mi queridísima familia: a mis padres, a mi hermana, por el amor y el apoyo incondicional y su grandiosa colaboración para que todo esto fuera posible.*

A todos, Muchas gracias

RESUMEN

El estudio de las Zonas de Cizalla de Colonia presenta como objetivo principal la identificación de los rasgos geológico-estructurales y microtectónicos. Los objetivos desarrollados en la presente investigación fueron la cartografía geológica a escala 1:80.000 de las rocas miloníticas y su contexto geológico, integrando los elementos estructurales principales, como foliaciones, lineaciones e indicadores cinemáticos. Los resultados estructurales y microtectónicos permitieron identificar la cinemática y las condiciones de deformación de las dos zonas de cizalla reconocidas hasta el momento. Finalmente, se presenta una datación K-Ar en muscovita, que constituye el primer dato geocronológico para acotar la edad de estas zonas de cizalla.

La región de estudio se encuentra formada por rocas del Paleoproterozoico y del Cenozoico. En referencia a las correspondientes al Paleoproterozoico, el relevamiento permitió definir dos zonas de cizalla casi paralelas, denominadas Zona de Cizalla Isla San Gabriel-Juan Lacaze (Z. de C. ISG-JL) y Zona de Cizalla Islas de Hornos-Arroyo Riachuelo (Z. de C. IH-A°R). Entre ambas zonas de cizalla y al sur de las mismas se expone la unidad más antigua, el Complejo Granítico Gnéisico y Migmatítico. Afloran además, en el área, unidades graníticas representadas por: el granito precinemático A° Minuano (ligeramente deformado), el granito precinemático Cañada Las Onzas (deformado) y el granito postcinemático Piedra los Indios (sin deformación).

Las Zonas de Cizalla de Colonia, representadas por rocas con estructuras de deformación dúctil y frágil, son definidas como un sistema de fallas de tipo transcurrentes en base a las evidencias relevadas y a los resultados interpretados durante el presente trabajo. El sistema de las dos Zonas de Cizalla de Colonia presenta un rasgo estructural determinado mediante diagramas estadísticos, con foliaciones de orientación dominante $090-100^{\circ}/5^{\circ}$ y $090-100^{\circ}/190^{\circ}$.

En la Z. de C. ISG-JL predominan rocas de falla dúctil (milonitas) distinguiéndose desde ultramilonitas a milonitas, así como localizadamente se registra fábrica de falla frágiles representadas por cataclasitas. Los protolitos identificados son granito biotítico (predominantemente), granito biotítico muscovítico, muscovítico y anfibolítico. La transición observada ha dado lugar a la siguiente zonificación: 1) Región Sur - régimen dúctil. 2) Región Norte-régimen dúctil. 3) Región de transición de régimen: dúctil a frágil. Los valores estadísticos ($n=27$) de rumbos de foliación registrados son $092-098^{\circ}/190^{\circ}$ y la dirección principal de movimiento es en dirección, E-W, siendo las lineaciones de estiramiento de orientación $10-15^{\circ}$ al $95-100^{\circ}$. En este escenario tectónico la cinemática está definida con sentido sinistral de cizalla, en base a estudios de mesoestructuras y microestructuras.

En la Z. de C. IH-A°R se registran predominantemente milonitas a protomilonitas, como producto de la deformación de una alternancia de granitos, micaesquistos, gneises y pegmatitas. La foliación dominante es $090-095^{\circ}/0-10^{\circ}$. En referencia a los datos ($n=24$) de lineaciones de estiramiento, presentan orientación dominante de azimut $275^{\circ}-280^{\circ}$, subhorizontal y sentido de movimiento sinistral.

Las microestructuras observadas en ambas zonas de cizalla, para las rocas miloníticas son: desarrollo de subgranos y migración de borde de grano en cuarzo, incipiente recristalización en feldespato, con desarrollo de estructuras tipo “*core and mantle*”, así como pertita en llama sugiriendo condiciones de deformación con temperaturas entre 450 y 550 °C y estructuras de flujo cataclástico correspondiente a una reactivación a más baja temperatura.

La determinación geocronológica K/Ar realizada, considerando las condiciones de temperatura estimadas para las Zonas de Cizalla (450-550 °C), indica que la edad de 1780 -1812 Ma debe ser considerada de enfriamiento y por lo tanto representa una edad mínima para la deformación.

INDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	5
1.1 OBJETIVOS	6
1.1.1 OBJETIVOS CARTOGRÁFICOS	6
1.1.2 OBJETIVOS ESTRUCTURALES	6
1.1.3 OBJETIVOS MICROTTECTÓNICOS.....	6
1.1.4 OBJETIVOS GEOCRONÓLOGICOS	6
CAPÍTULO 2. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA	7
2.1 LOCALIZACIÓN	7
2.2 POBLACIONES/LOCALIDADES	8
2.3 COMUNICACIONES	9
2.3.1 MARÍTIMA	9
2.3.2 VÍA TERRESTRE	9
2.4 ACTIVIDADES HUMANAS	9
2.5 HIDROGRAFÍA Y OROGRAFÍA	10
2.6 GEOMORFOLOGÍA	10
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	11
3.1.1 RELATIVA A LOS ANTECEDENTES:	11
3.1.2 RELATIVA A LA FOTOINTERPRETACIÓN Y LA GEORREFERENCIACIÓN DE LA INFORMACIÓN:	11
3.1.3. RELATIVA A LOS DATOS LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES:.....	12
3.1.4. RELATIVA A LAS MICROESTRUCTURAS / INTERPRETACIÓN MICROTTECTÓNICA:	12
3.1.5 RELATIVA A DATACIÓN K-AR	13
3.1.6. RELATIVA AL MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL:	14
CAPÍTULO 4. MARCO TEÓRICO RELACIONADO CON LAS ZONAS DE CIZALLA	15
4.1 FOLIACIONES Y LINEACIONES	15
4.1.1 INTRODUCCIÓN	15
4.1.2 FOLIACIONES.....	16
4.1.3 LINEACIONES	21
4.2 ZONAS DE CIZALLA	22
4.2.1 INTRODUCCIÓN	22
4.2.2 ROCAS DE FALLA FRÁGILES	22
4.2.3 MILONITAS.....	23
4.2.4 SENTIDO DE CIZALLA	25
4.2.5 INDICADORES DE SENTIDO DE CIZALLA MICROSCÓPICOS EN MILONITA	26
4.3 MICROESTRUCTURAS	32
4.3.1 CONDICIONES DE DEFORMACIÓN	32
4.4 MEDICIONES RADIMÉTRICAS DEL TIEMPO GEOLÓGICO	33
4.4.1 INTRODUCCIÓN	33
CAPÍTULO 5. GEOLOGÍA DEL AREA ANTECEDENTES	37
CAPÍTULO 6. GEOLOGÍA DEL ÁREA/RESULTADOS	40
6.1. ESTRATIGRAFÍA	40
6.2. GEOLOGÍA DESCRIPTIVA	42

6.2.1 UNIDADES DEL PALEOPROTEROZOICO.....	42
6.2.2 UNIDADES DEL CENOZOICO.....	49
CAPÍTULO 7. LAS ZONAS DE CIZALLA DE COLONIA/RESULTADOS E INTERPRETACIONES	52
7.1 MACROESTRUCTURA Y GEOMETRÍA GENERAL.....	52
7.1.1 PATRÓN TECTÓNICO (ELEMENTOS ESTRUCTURALES).....	52
7.2 ZONA DE CIZALLA ISLA SAN GABRIEL-JUAN LACAZE (ISG-JL)	54
7.2.1 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA/ DELIMITACIONES	54
7.2.2 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA	54
7.2.3 MESOESTRUCTURAS (FOLIACIONES, LINEACIONES, PLIEGUES, INDICADORES CINEMÁTICOS).....	56
7.2.4 MICROESTRUCTURAS (INDICADORES CINEMÁTICOS/CONDICIONES DE DEFORMACIÓN).....	62
7.3 ZONA DE CIZALLA ISLA DE HORNOS-ARROYO RIACHUELO (IH-A°R).....	72
7.3.1 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA/ DELIMITACIONES	72
7.3.2 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA	72
7.3.3 MESOESTRUCTURAS (FOLIACIONES, LINEACIONES, PLIEGUES, INDICADORES CINEMÁTICOS).....	73
7.3.4 MICROESTRUCTURAS (INDICADORES CINEMÁTICOS/CONDICIONES DE DEFORMACIÓN).....	77
7.4 CONTEXTO GEOLÓGICO	80
CAPÍTULO 8. GEOCRONOLOGÍA DE LAS ZONAS DE CIZALLA DE COLONIA.....	82
8.1 DATACIÓN K-AR.....	82
8.1.1 PROCEDIMIENTO ANALÍTICO DE MUESTRAS DE MUSCOVITAS	82
8.2 RESULTADOS INTERPRETADOS / GEOCRONOLOGÍA K-AR EN MUSCOVITAS.....	83
CAPÍTULO 9. DISCUSIÓN	85
CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES	91
BIBLIOGRAFÍA.....	94
LITERATURA CITADA	98
ANEXO II: DESCRIPCIONES DE LÁMINAS DELGADAS.....	104
ANEXO IV: ELEMENTOS ESTRUCTURALES.....	136

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La caracterización geológico-estructural de las Zonas de Cizalla de Colonia es un tema de interés que surge por la escasa información existente sobre las mismas. Este estudio proporciona datos y conocimientos relevantes para la continuidad de posteriores investigaciones. El área de interés se localiza en el suroeste del Uruguay, en la región costera del Plata del Departamento de Colonia.

Los antecedentes de estudios geológicos son escasos. En el departamento de Colonia se llevaron a cabo algunos estudios: Goso et al. (1998); y el mapa Geológico del Departamento de Colonia con su respectiva Memoria Explicativa editado por Serra (1943). Estos son estudios aplicados previos, que brindan una base de conocimientos para los objetivos del presente proyecto. En referencia al estudio de Serra (1943) se observa un concepto ya obsoleto de la litología correspondiente a algunos afloramientos situados en las Zonas de Cizalla de Colonia.

En relación a las zonas de cizalla, cabe mencionar los trabajos previos llevados a cabo al Sur de Colonia donde se define la faja milonítica Colonia-Arroyo Pavón en el Terreno Piedra Alta, Bossi et al. (2005) y Ribot et al. (2005). Estos son los dos primeros estudios que permiten definir y caracterizar la petrografía y cinemática de un sector del presente proyecto.

La deformación en la corteza terrestre está bien documentada por movimientos históricos a lo largo de fallas y por cuerpos de rocas deformadas (Hamblin & Christiansen 1998). A partir de este concepto pretendemos enfocar nuestro estudio con la finalidad de encontrar evidencias que muestren que la corteza se ha movido con características de traslación y rotación rígida, y que se ha deformado en períodos considerables del tiempo geológico. Los movimientos a los que nos referimos son un reflejo de fallas de tipo *strike-slip*, donde el desplazamiento es horizontal y direccional.

En el presente proyecto de investigación abordamos el reconocimiento de la línea de falla, considerando como Hamblin & Christiansen (1998) que a menudo la línea de falla marca el límite entre rasgos de superficie y tipos de rocas claramente diferentes. Por tanto, el énfasis está en identificar la fábrica que se desarrolla en las zonas de cizalla, gradiente de fábrica existente, para lograr establecer condiciones P-T, tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de deformación.

Frente al planteo de estudiar las Zonas de Cizallas transcurrentes en Colonia (inicialmente se conocía la existencia de una sola zona de cizalla) surgen una serie de objetivos en un área claramente establecida. Se identificó la existencia de al menos dos zonas de cizalla, por trabajos previos a este estudio, realizados en el marco del proyecto DINAMIGE-IGME “Cartografía Geocientífica a escala 1:100.000 de las Hojas 83-Rosario/91-Colonia”.

A continuación se detallan los objetivos planteados en la presente investigación.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 OBJETIVOS CARTOGRÁFICOS

Geología/Elementos Estructurales

- Elaboración de la carta geológica, con la identificación de los cuerpos miloníticos y su contexto geológico.
- Caracterización de los elementos estructurales mesoscópicos como foliación, lineación de estiramiento, pliegues. Interpretación de estos datos en proyecciones estereográficas

Estudio de la Geometría: se busca delimitar las Zonas de Cizalla de Colonia

- Conocer la extensión.
- Reconocer variaciones de espesores.
- Identificar posible ramificación.

1.1.2 OBJETIVOS ESTRUCTURALES

Cinemática

- Identificación de indicadores cinemáticos, tanto en relevamiento de campo, como en láminas delgadas.

1.1.3 OBJETIVOS MICROTTECTÓNICOS

Identificación de las condiciones de deformación

- Establecer las condiciones de deformación por el reconocimiento de las microestructuras en los principales minerales formadores de las rocas miloníticas. Reconocer concretamente, grado de metamorfismo, condiciones de temperatura del mismo, así como el tipo de facies metamórfica.

1.1.4 OBJETIVOS GEOCRONOLÓGICOS

Geocronología K/Ar en muscovitas de las milonitas, para datación de las mismas.

CAPÍTULO 2. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA

2.1 LOCALIZACIÓN

El área seleccionada para este trabajo se encuentra al Suroeste de la República Oriental del Uruguay, en el Departamento de Colonia.

En la figura 2.1 se muestra la zona de estudio, que queda delimitada mediante un polígono con los siguientes vértices (definidos en un sistema de coordenadas proyectadas):

X1=304734, Y1=6193032

X2=350741, Y2=6193027

X3=304816, Y3=6182329

X4=350717, Y4=6187769

Delimitada el área de estudio, se calcula la superficie de la misma, siendo su valor de aproximadamente: 240, 149 km² (considerando la superficie terrestre).

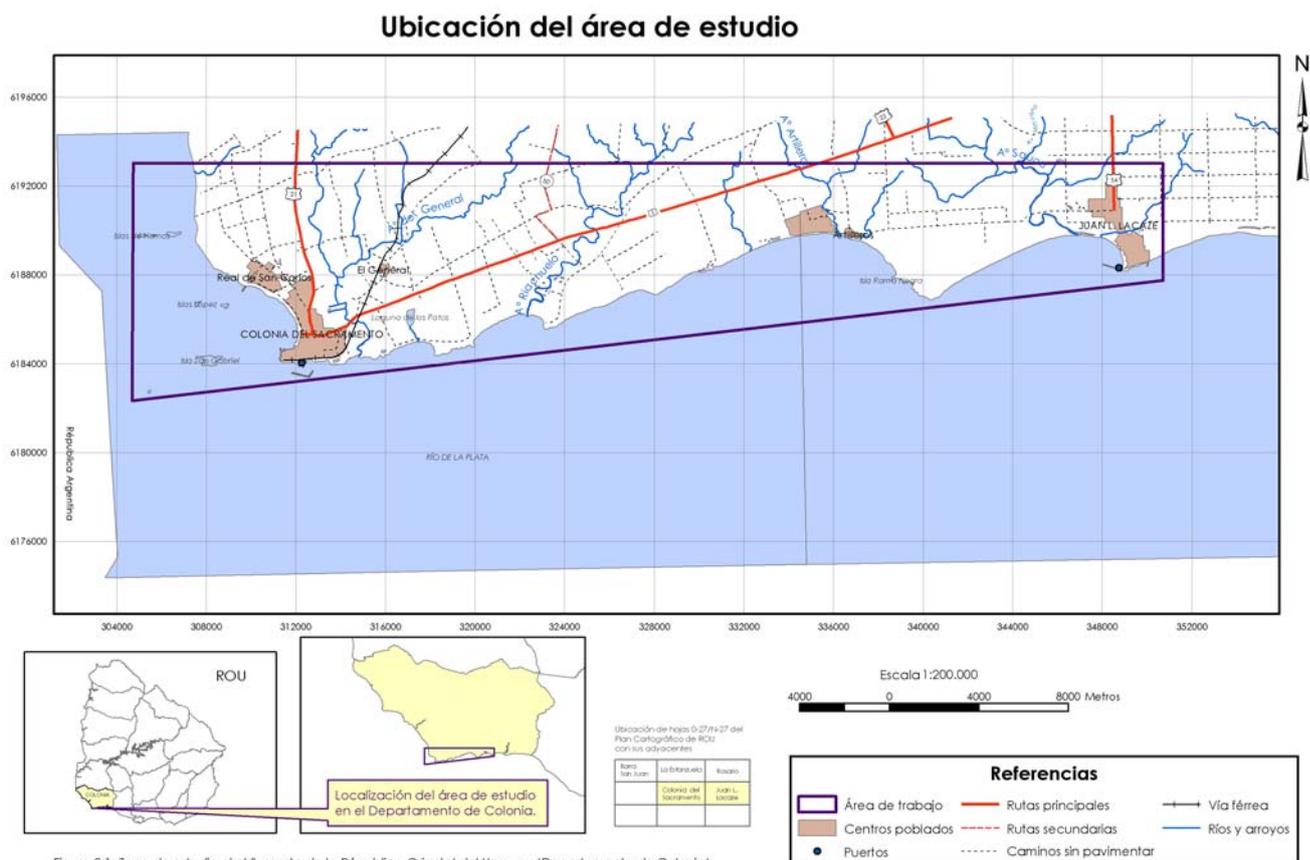


Figura 2.1: Zona de estudio al Suroeste de la República Oriental del Uruguay (Departamento de Colonia)

En la figura 2.2 del ANEXO I se muestran las estaciones de campo ubicadas en el contexto geográfico del área. Se relacionan con los objetivos cartográficos de las Zonas de Cizalla de Colonia y su contexto geológico. Así mismo, son los afloramientos de campo vinculados con los estudios sistemáticos de las láminas delgadas de las unidades del Paleoproterozoico y con el análisis estructural y microtectónico de las Zonas de Cizalla.

2.2 POBLACIONES/LOCALIDADES

La capital del departamento de Colonia es Colonia del Sacramento, se encuentra sobre una amplia punta formada por: el *Puerto de Colonia del Sacramento*, *Punta de San Pedro* y *Punta Santa Rita* a una distancia de 177 Km de Montevideo. Presenta una población de 21.744 habitantes, según el censo de 2004 y se caracteriza por un flujo turístico importante con la capital de Argentina, Buenos Aires.

Una localidad de importancia en el área es la ciudad de Juan Lacaze, ubicada sobre la costa del Río de la Plata, con su puerto llamado “El Sauce”, cercano a la desembocadura del Arroyo del mismo nombre. Debido al desarrollo de su actividad industrial es considerada la tercera población más habitada del Departamento (13.015 habitantes).

Poblaciones de menor cantidad de habitantes son: Real de San Carlos, El General, Riachuelo, Artilleros y Santana.

En la figura 2.3 se localiza regionalmente el marco de trabajo en el departamento de Colonia.

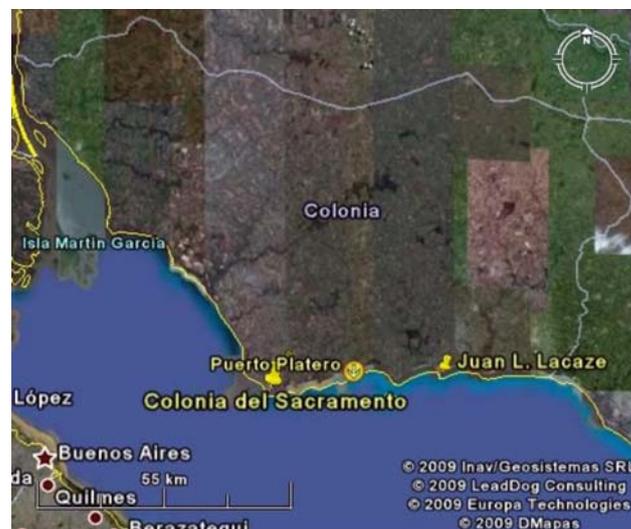


Figura 2.3: Localización del área de estudio en el litoral platense (imagen Google Earth).

En la figura 2.4, los puntos indicados oficiando de mojones son: Juan Lacaze, como referente Este de la zona de estudio, Colonia del Sacramento como referente Oeste; asociándose ambos a las rocas miloníticas del Sur. Puerto Platero se señala por ser donde se realizó el muestreo para geocronología K-Ar. Por último, el centro poblado El General (próximo a la vía férrea), corresponde al referente Norte de las milonitas.



Figura 2.4: Puntos referenciales en el área de estudio (Fuente Google Earth).

2.3 COMUNICACIONES

2.3.1 MARÍTIMA

Entre las Islas de López, la punta de la Colonia y la Isla de San Gabriel queda la Bahía o Puerto, formando una costa semicircular. El Puerto de Colonia del Sacramento (Latitud 34° 29' S, Longitud 57° 49' W) está a 50 kilómetros de Puerto Sauce (Juan Lacaze) y a 55.6 kilómetros del puerto de Buenos Aires (República Argentina).

2.3.2 VÍA TERRESTRE

La red vial que une a los centros poblados mencionados es la Ruta 1 (figura 2.1) llamada Ruta Brigadier Manuel Oribe, accediéndose a Juan Lacaze a través de la Ruta 54. La Ruta 21 comunica Colonia del Sacramento con el Noroeste del área.

En el centro del área existen caminos de revestimiento pétreo y junto con la ruta secundaria N° 50, generan el nexo desde el radial Riachuelo con el litoral sur o con el Norte de la Región.

La vía férrea se encuentra clausurada desde 1991.

2.4 ACTIVIDADES HUMANAS

En el área se desarrollan fundamentalmente actividades turísticas, industriales, mineras y agrícolas.

Las condiciones logradas por el puerto de Colonia del Sacramento permiten el flujo continuo de turistas con la vecina orilla, potenciándose los fines de semana o semana de Turismo. Al mismo tiempo, turistas de otros países transitan por Colonia del Sacramento muchas veces con destino a la capital bonaerense y a su aeropuerto.

La actividad industrial destacada a nivel nacional en el Departamento, es la producción de lácteos, la que ha generado una captación de empresas multinacionales y consecuentemente la instalación de sucursales para la producción de la materia prima.

Otra actividad industrial, específicamente vinculada a Juan Lacaze, es la industria del papel, FANAPEL (Fábrica Nacional de Papel) que desde principios del siglo XX funciona tanto en la fabricación como en la exportación (nexo con la actividad portuaria).

La actividad minera en el área de estudio está vinculada a la explotación de canteras de piedra para la construcción, areneras y balasto principalmente. Se menciona un ejemplo de concesión para explotar balasto y piedra partida al Norte de la Ruta 1 en el paraje “Minuano”, aquí las explotaciones tienen como objetivo principal abastecer al mercado interno de BALASTO para el mantenimiento de caminos internos.

El territorio de la Cuenca del Río de la Plata Oeste, según Achkar et al. (2004), se caracteriza por la gran disponibilidad de suelos de fertilidad alta, muy aptos para las labores agrícolas. Se concentran en la región productores ganaderos lácteos, que construyeron la cuenca lechera históricamente más importante del Uruguay.

La agricultura comprende plantaciones de maíz, cebada, lino, frutos, etc.

2.5 HIDROGRAFÍA Y OROGRAFÍA

La red de drenaje confluye desde el norte hacia la Cuenca del Río de la Plata, con direcciones predominantes: Norte-Sur, Noreste-Suroeste y Noroeste-Sureste. Los principales cursos de agua están representados por arroyos denominados: A° Artilleros, A° Riachuelo, A° de la Caballada y A° del General.

Los interfluvios principales del área poseen una dirección concordante con la red de drenaje, se trata de un sistema de lomadas de pendiente moderada a muy suave. Están representados por: “Cuchilla de la Colonia” (20-40m) distribuida en el oeste del área; “Cuchilla Riachuelo” (40-60 m) ubicada al oeste del arroyo que lleva su nombre, Cuchilla del Sauce presentado cotas entre 20-21m hacia el litoral y 35-40 m en las proximidades de la Ruta Brigadier Manuel Oribe. Finalmente “Cuchilla del Minuano” se expone hacia el Este del área de estudio, nace precisamente en la confluencia del Arroyo Sauce con el Arroyo Minuano donde presenta cotas muy bajas (10-20m) ascendiendo gradualmente hacia el norte a cotas próximas a los 40m siguiendo la dirección de los dos arroyos mencionados

2.6 GEOMORFOLOGÍA

Se reconoce en el área dos regiones: 1) Faja costera. 2) Lomadas.

1. **La faja costera** comprende básicamente la costa litoral Sur y litoral Suroeste del Río de la Plata.

- La costa litoral Sur representa una dirección general Este-Oeste a N70E, controlada en gran parte por la zona de cizalla aflorante desde la Isla San Gabriel hasta la Punta de Juan Lacaze. Esta zona de cizalla es la que determina el desarrollo de la Isla San Gabriel y las puntas rocosas de la costa Sur, que se denominan de la siguiente manera: *Punta de Santa Rita, Punta de San Pedro, Punta de los Patos, Punta del Islote, Punta Angostura y Punta Artilleros*.

Estas puntas se alternan con bahías de suave concavidad asimétrica, en cada una de ellas hacia el borde suroeste.

- La costa litoral suroeste posee una dirección regional Sureste-Noroeste, comprendida al Sur por la península de Colonia-Isla San Gabriel y al Norte por las Islas de Hornos. En general en esta costa domina un sistema de bahía y planicie aluvial.

2. **La zona de lomadas** comprende básicamente el resto del área con un padrón de paisaje caracterizado por un sistema de lomadas direccionadas de manera concordante a la red de drenaje.

En general estas lomadas presentan interfluvios planos a concavos, con laderas de pendiente suaves a muy suaves y valles relativamente anchos. El control fundamental estaría dado por unidades del cenozoico sedimentario. En áreas locales se desarrollan padrones específicos, caracterizados por interfluvios convexos a plano-convexos, con laderas de pendiente moderada y valles relativamente más angostos. Estos últimos padrones geomorfológicos están controlados por la aparición cercana a la superficie de rocas tenaces del basamento cristalino.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1.1 RELATIVA A LOS ANTECEDENTES:

1. La revisión de antecedentes consistió fundamentalmente en el análisis de estudios geológicos aplicados del área de estudio y de trabajos de investigación correspondientes a la temática de este trabajo.

3.1.2 RELATIVA A LA FOTOINTERPRETACIÓN Y LA GEORREFERENCIACIÓN DE LA INFORMACIÓN:

1. La fotointerpretación es una técnica necesaria en distintas fases de un proyecto de investigación que incluya aspectos de cartografía geológica. Las fotografías aéreas blanco y negro son muy útiles para la identificación de características geológico-estructurales, análisis de la red de drenaje y datos geomorfológicos (Gonzalez de Vallejo et al.2004).
2. Se utilizó para el presente estudio fotografías aéreas blanco y negro a escala 1:40.000, para el análisis geológico-estructural y prever algunos cortes geológicos a realizarse durante el relevamiento. El marco de este estudio es el ‘Proyecto Cartografía Geocientífica’ y la fotointerpretación de 156 fotos aéreas del proyecto citado y las fotografías del mismo se detallan en la tabla 3.1.

Tabla 3.1: Fotointerpretación del proyecto marco “Cartografía Geocientífica” a escala 1:100.000 de las Hojas 83/Rosario y 91/Colonia (156 fotos aéreas).

	W					E				
N	10 200	10 121	10 082	9 207	34 051 α 34062	9 124	9 092	9 065	9 016	34 078
S	10 216	10 106	10 098	9 193	9 174 α 9 176	9 110	9 108	9 051	9 002	34 065

3. Se realizó la georeferenciación de las fotos aéreas para confeccionar un mosaico de fotos mediante utilización de herramientas SIG (Sistema de Información Geográfica). Todos los elementos en una capa de mapa tienen una localización geográfica específica. La capacidad de describir precisamente localizaciones geográficas es crucial en mapeo y SIG. Este proceso es llamado georeferenciación (figura 3.1).

4. Un mosaico de fotos aéreas georeferenciadas conduce a la digitalización de un mapa con las unidades reconocidas mediante la fotointerpretación, de esta manera se elaboró un mapa geológico preliminar de base para el relevamiento de campo.

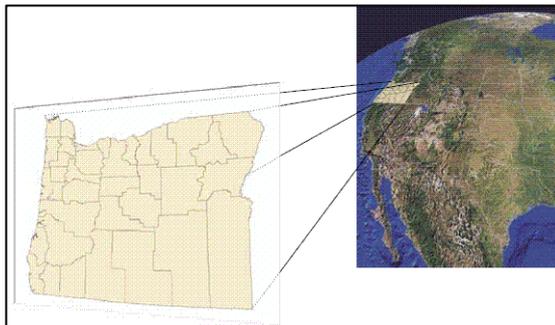


Figura 3.1: Se muestra ejemplo del proceso de georeferenciación.

5. Para el registro de la información de ubicación de los afloramientos, se utilizó un GPS; el mismo funciona mediante una red de 27 satélites (24 operativos y 3 de respaldo) en órbita sobre el globo, a 20.200 Km de altura, con trayectorias sincronizadas para cubrir toda la superficie de la tierra. Cuando se desea determinar la posición, el receptor que se utiliza para ello localiza como mínimo tres satélites de la red, de los que recibe unas señales indicando el reloj y la posición de cada uno de ellos. Con base en estas señales el aparato sincroniza el reloj del GPS y calcula el retraso de las señales; es decir la distancia al satélite. Por triangulación calcula la posición en que esta se encuentra.

3.1.3. RELATIVA A LOS DATOS LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES:

1. Se realizó la descripción de las características de la litología predominante, xenolitos, diques, roca de caja, etc. Se realizó la descripción macroscópica y la medición con brújula de determinados elementos estructurales: foliación (rumbo, buzamiento), lineación (rumbo, cabeceo), pliegue (inmersión, azimut del eje) y de otros rasgos estructurales asociados.
2. Algunas estructuras de rocas, principalmente de zonas de cizalla fueron definidas por una orientación espacial mineral o por fábrica de rocas. Se describió de esta forma la presencia de bandas y sus composiciones, relaciones de espesores de las bandas, el reconocimiento de indicadores cinemáticos mesoscópicos como: desplazamiento de marcadores, clivaje en bandas de cizalla, porfiroclastos (Θ , σ , Φ , δ), peces de foliación, sigmoides.

3.1.4. RELATIVA A LAS MICROESTRUCTURAS / INTERPRETACIÓN MICROTTECTÓNICA:

3.1.4.1 Relacionada a los indicadores cinemáticos

1. Las muestras de mano para estudios estructurales se orientaron en el campo, se marcó el rumbo y buzamiento de una superficie plana del espécimen, sobre esa superficie. Se puede ver en la figura 3.2 la secuencia de la metodología utilizada durante la preparación del chip de la roca, con la finalidad que la orientación de las láminas delgadas no se pierda o sea confundida.

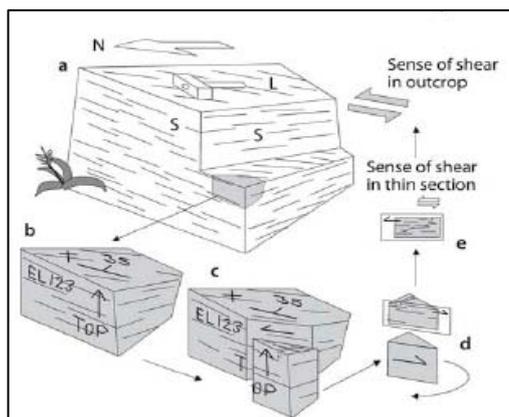


Figura 3.2: Método para obtener una muestra orientada desde un afloramiento y una lámina delgada orientada desde una muestra (tomado de Passchier & Trouw 2005).

2. Se realizó el estudio sistemático de las láminas delgadas al microscopio: reconocimiento de la composición mineral, los porcentajes de minerales se calcularon según campos de comparación estándar compilados por Goscombe & Gray, (2007). Se reconoció la geometría de granos y fábrica de la roca y se clasificaron morfológicamente las foliaciones, etc.
3. La siguiente fase consistió en estudios microtectónicos de rocas de la zona de cizalla para reconocer indicadores cinemáticos. *Las observaciones fueron realizadas en secciones paralelas a la lineación y normal a la foliación.*

3.1.4.2 Relacionada a las condiciones de deformación

1. Mediante observaciones al microscopio se reconocieron diferentes microestructuras de deformación intracrystalina en la que diversos mecanismos operaron en una secuencia de temperatura-tasa de esfuerzo.
2. A través del reconocimiento de microestructuras de deformación específicas y mecanismos de deformación en algunos minerales comunes formadores de roca se definieron las condiciones de grado metamórfico.

3.1.5 RELATIVA A DATACIÓN K-AR

1. Se recolectó 3 kgs de muestra en un afloramiento de milonitas. La 1^{er} fase en laboratorio fue de molienda, la muestra se ingresó por el molino de mandíbulas primario y posteriormente por el molino de mandíbulas secundario.
2. Se realizó una preconcentración de micas (muscovitas) por flotación en agua y se secaron en estufa para ser separadas físicamente por tamizado.
3. Para las partículas gruesas el tamiz está formado de planchas de alambre grueso de acero o latón y para las más finas, de mallas de alambre más fino. Entre los alambres hay aberturas cuadradas, el número *mesh* es longitud por unidad y la diagonal da el tamaño nominal. El tamiz más grueso requiere colocarse en el tope de la pila de tamices en el cual las aberturas se van volviendo progresivamente más pequeñas hacia abajo. Un tamiz es colocado debajo del tamiz para retener los finos que pasan a través de la columna entera.

4. La duración de la agitación es materia de discusión. En Tucker (1988) según las contribuciones de John McManus en “Interpretación y determinación del tamaño de grano” se aconseja la utilización de 15 a 20 minutos, como se realiza en muchos laboratorios de estandarización.

5. El material retenido en cada tamiz sucesivo, es vaciado sobre hojas de papel glasé. Los tamices utilizados en la separación mecánica donde se concentraron las muscovitas son:

a) THE TYLER STANDARS SCREEN SCALE

Opening in inches: .116

Meshes to the inch: 48

Opening microns 297

U.S Number 50

The W.S Tyler Company, Cleveland, Ohio

b) THE TYLER STANDARS SCREEN SCALE

Opening in inches .0082

Meshes to the inch 65

Opening mm .208

U.S series equivalent N°70

The W.S Tyler Company, Cleveland, Ohio

c) U.S STANDAR SIEVE SERIES

ASTM ESPECIFICATIONS

Opening inches .0070

Tyler equivalent 80 mesh

Opening microns 177

N°80

FISHER SCIENTIFIC COMPANY

PITTSBURGH-NEW YORK-WASHINGTON ST LOUIS- MONTREAL

6. La granulometría retenida en el tamiz de apertura **297 micras** (U.S Number 50) fué la más adecuada en la selección manual mediante lupa binocular, ya que corresponde a la fracción de muscovita más gruesa. La granulometría de mayor concentración de muscovitas es la **0.208 mm (208 micras)** (U. S N° 70) aunque lo retenido en este tamiz fue revisado al microscopio posteriormente a la granulometría más gruesa. Las muscovitas separadas (0,3876 g de peso) se enviaron al Laboratorio de la Abteilung Strukturgeologie und Geodynamik de la Universidad, Georg-August de Göttingen (Alemania).

3.1.6. RELATIVA AL MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL:

1. Con suficiente información de campo (litológica, estructural y cinemática) se almacenaron los datos para trabajar integralmente con SIG, creando “*geodatabases*”. Los resultados e interpretaciones en todas las fases previas permitieron definir y caracterizar geológicamente – estructuralmente las zonas de cizalla transcurrentes del Sur de Colonia.

El producto final de esta fase consistió en el mapa Geológico-Estructural presentado en el ANEXO III a escala 1:80.000, que es una escala adecuada para representar todas las unidades del área. Para optimizar detalles estructurales de un área específica se priorizó realizar un recuadro a escala 1:40.000, en un sector comprendido entre A° El General y Cañada de Pérez, que presenta una superficie de 9,9 Km².

CAPÍTULO 4. MARCO TEÓRICO RELACIONADO CON LAS ZONAS DE CIZALLA

El marco teórico de esta investigación se basa principalmente en el libro de Passchier & Trouw (2005), que reúne los conceptos básicos de Microtectónica sobre la base de una exhaustiva revisión bibliográfica. El presente capítulo consiste en una reseña de los capítulos más relevantes del citado libro así como de otros.

4.1 FOLIACIONES Y LINEACIONES

4.1.1 INTRODUCCIÓN

Algunas microestructuras en rocas son definidas por una orientación preferencial de minerales o elementos de fábrica. Distinguimos foliaciones, lineaciones y orientación preferencial de reticulado.

La palabra *foliación* es usada aquí como un término general para describir algún rasgo planar que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca. Se refiere a estratificación rítmica en cuerpo sedimentario, a bandeamiento composicional en rocas ígneas o a clivaje, esquistosidad, u otra estructura planar en rocas metamórficas. Foliación puede ser definida por una variación espacial en composición mineral o tamaño de grano, por una orientación preferencial o granos alargados, por discontinuidades planares o por alguna combinación de estos elementos (figura 4.1).

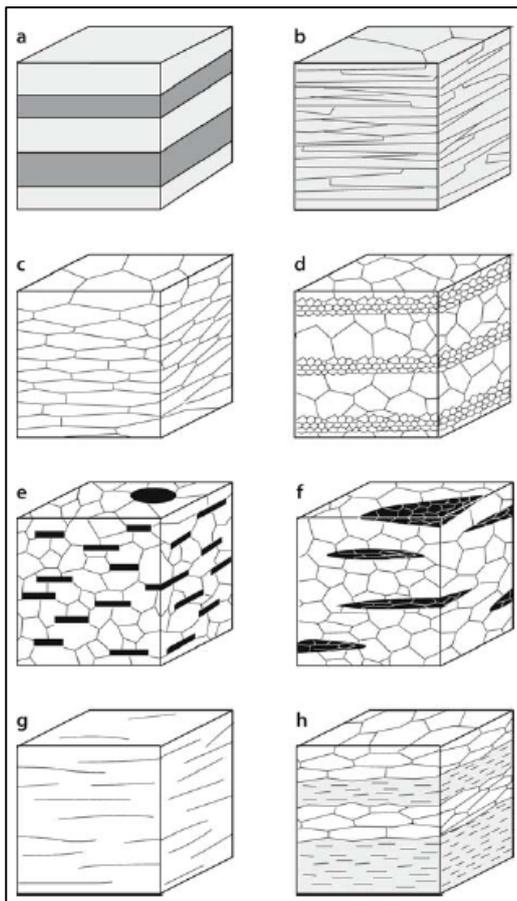


Figura 4.1: Presentación diagramática de varios elementos de fábrica que pueden definir una foliación. a) Bandeamiento composicional. b) Orientación preferencial de minerales hojosos (ej. Mica) c) Orientación preferencial de límites de grano y formas de granos recristalizados (ej. cuarzo, carbonatos) en una orientación preferencial de formas de grano. d) Variación de tamaño de grano. e) Orientación preferencial de minerales hojosos en una matriz sin orientación preferencial (ej. Mica en cuarcita micácea o gneiss). f) Orientación preferencial de agregados de minerales lenticulares. g) Orientación preferencial de fracturas o microfallas (ej en cuarcitas de bajo grado) h) Combinación de elementos de fábrica a, b y c; cada combinación es común en rocas metamórficas. (tomado Passchier & Trouw)

Una *lineación* es definida como un rasgo linear que ocurre penetrativamente en un cuerpo de roca. Fibras y estriaciones de planos de falla son lineaciones de otro tipo ya que ocurren sobre un plano específico planar en la roca, no penetrativamente. Dos tipos principales de lineaciones pueden ser distinguidas: *lineaciones de objetos* y *lineaciones de trazas* (Piazolo y Passchier 2002a)¹.

4.1.2 FOLIACIONES

Foliaciones primarias son estructuras relacionadas a los procesos formadores de roca. Estratificación en una roca sedimentaria y bandeamiento magmático en rocas ígneas son los ejemplos más comunes. *Foliaciones secundarias* son generadas más tarde (en el caso de sedimentos: luego de la litificación) como resultado de la deformación y el metamorfismo. Este grupo incluye clivaje, esquistosidad, bandeamiento composicional diferenciado, foliación milonítica.

4.1.2.1 Foliación primaria

En las rocas de muy bajo grado metamórfico, el reconocimiento de la estratificación puede ser una materia sencilla, siempre que las estructuras sedimentarias de la secuencia estén bien preservadas. En el caso de deformación más intensa a mayores grados metamórficos es usualmente más difícil de distinguir entre estratificación primaria y estratificación secundaria. En algunas rocas metamórficas como los gneisses un bandeamiento composicional puede tener un origen de deformación sedimentario, ígneo o metamórfico o puede tener una combinación compleja natural de estos orígenes diversos (Passchier et al. 1990b)².

Algunos criterios empíricos que pueden ayudar a distinguir foliación primaria de secundaria son listados en la tabla 4.1. De hecho, el primer y el último son conclusivos: la presencia de estructuras sedimentarias es buena evidencia para estratificación y la relación de bandeamiento composicional con la superficie axial claramente demuestra la naturaleza secundaria del bandeamiento (contemporáneo con el plegamiento).

Tabla 4.1: Distinción entre foliación primaria y secundaria (tomado de P et al. 1990)

FOLIACIÓN PRIMARIA	FOLIACIÓN SECUNDARIA
Estructuras sedimentarias pueden ser reconocidas.	No hay estructuras sedimentarias presentes.
Espesores de bandas pueden mostrar alguna variación, especialmente a través del rumbo.	Pequeña variación en espesor, usualmente dos espesores constantes.
Composición y tamaño de grano de bandas puede ser variable.	Composición de bandas usualmente bimodal.
Bandeamiento usualmente planar.	Bandeamiento usualmente lensoide o anastomosado.
Raramente un plano de simetría paralelo al bandeamiento.	Normalmente un plano de simetría paralelo al bandeamiento.
Foliación paralela a los planos axiales de pliegues.	Foliación subparalela al plano axial de pliegues de una foliación temprana; comunmente desarrollada por una deformación del flanco del pliegue.

4.1.2.2 Foliación secundaria

Aquí se apunta a usar términos puramente descriptivos. Los conceptos de *clivaje* y *esquistosidad* son ampliamente usados, utilizados estos como términos generales para foliaciones pensando que son de origen secundario. Debajo se presenta en la figura 4.2 una clasificación morfológica de foliación secundaria, la misma puede mostrar una variación de rasgos morfológicos.

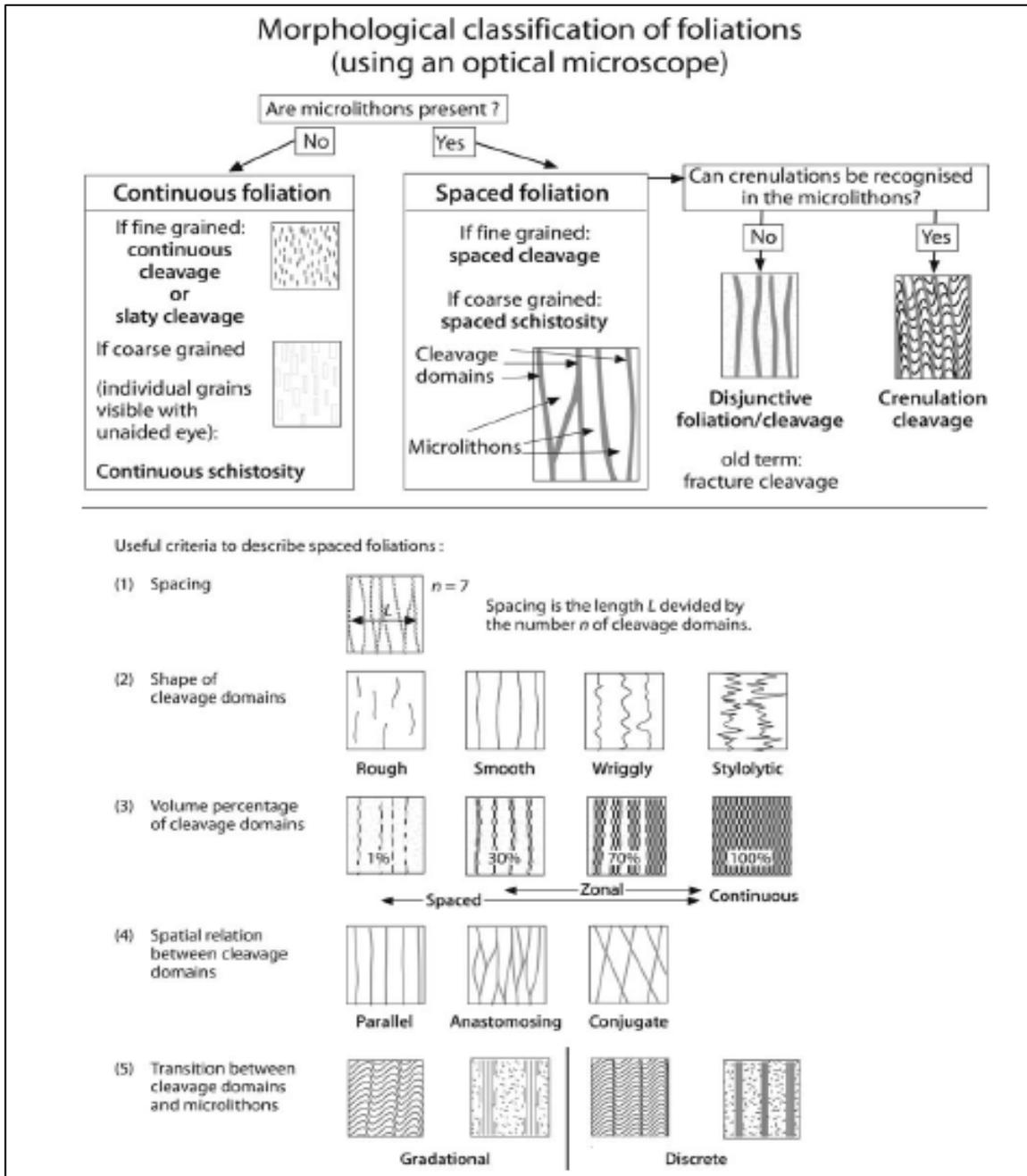


Figura 4.2: Clasificación morfológica de foliaciones usando un microscopio óptico (posterior a Powell 1979 y Borradaile et al. 1982/ tomado de Passchier & Trouw, 2005)

Clivaje es generalmente usado para rocas de grano fino donde los minerales formando clivaje (ej. micas) no pueden ser distinguidos a ojo desnudo; mientras que esquistosidad se usa para foliación secundaria de grano más grueso. Clivaje y esquistosidad por lo tanto, cubren el rango completo de foliación secundaria, especialmente en descripciones de campo. Se hace notar que esta distinción por tamaño de grano, no es expandida consistentemente a todas las partes de la terminología de

foliaciones; términos como clivaje de crenulación, clivaje en bandas de cizalla, dominio de clivaje y láminas clivaje son usados sin tener en cuenta el tamaño de grano.

4.1.2.3 Morfología de foliaciones

Powell (1979)³ y Borradaile et al. (1982)⁴ propusieron una clasificación descriptiva de foliaciones, independientemente de sus orígenes primarios o secundarios, usando sólo rasgos morfológicos. La clasificación está basada en los elementos de fábrica que definen la foliación como granos alargados o pizarrosos, bandas composicionales o lentes, o discontinuidades. La distribución de estos elementos de fábrica definen si la foliación es *espaciada* o *continua*. En el primer caso, los elementos de fábrica no están homogéneamente distribuidos y la roca es dividida en lentes o capas de diferente composición. Foliación continua es usada para rocas que poseen elementos de fábrica homogéneamente distribuidos, normalmente por debajo de la escala individual de minerales.

Foliación continua

Una foliación continua consiste en una distribución homogénea no estratificada de minerales hojosos con una orientación preferencial. Más comunes son minerales como mica o anfíboles pero cuarzo u otros pueden definir una foliación continua. Foliación continua puede ser definida a través de elementos de fábrica, ejemplo forma de los granos y tamaño. Si los granos que definen la foliación son visibles a ojo desnudo la foliación es llamada *esquistosidad continua* o simplemente *esquistosidad*. Si el tamaño de grano es mas fino, la estructura es llamada como *clivaje continuo* o *clivaje pizarroso*.

Foliación espaciada

Roca con foliación espaciada consiste en dos tipos de dominio, *dominio de clivaje* y *microlitones* (interclivaje).

Dominio de clivaje contiene elementos de fábrica subparalelo a la orientación del dominio. Microlitones se disponen entre los dominios de clivaje y contienen elementos de fábrica que tienen orientación débil

o no preferencial o los cuales contienen elementos de fábrica oblicuos al dominio clivaje. Alguna foliación espaciada contiene microlitones en forma de lentes y pueden ser llamados *foliación espaciada dominante* o, si el espaciado es suficientemente estrecho, *clivaje pizarroso dominante*.

Otros rasgos morfológicos de foliación espaciada pueden ser considerados en sus descripciones (figura 4.2):

1. El espaciado entre los dominios de clivaje
2. La forma del dominio de clivaje: accidentado, suave, serpenteante, stilolítico
3. El porcentaje de dominio de clivaje en la roca; si este es mayor que 30%, el término *foliación zonal* puede ser aplicado. A 100% la foliación se vuelve continua.
4. La relación espacial entre dominio de clivaje: paralela, anastomosado, o conjugado (dos direcciones de intersección sin signos de superposición)

5. La transición desde el dominio de clivaje a microlitones. Este puede ser gradacional o discreto. Note sin embargo, alguna discrepancia en la literatura sobre este uso de gradacional; algunos autores usan el término clivaje de crenulación zonal para describir estas estructuras gradacionales.
6. La forma de los micropliegues en el clivaje de crenulación. Este puede ser simétrico, asimétrico, cerrado, abierto, etc.

Un tipo especial de foliación espaciada es *bandeamiento composicional*, donde microlitones y dominio clivaje son amplios y continuos lo suficiente como para justificar el uso del término bandeamiento. Normalmente, este término es aplicado si el bandeamiento es visible a ojo desnudo en una muestra de mano. La variación morfológica es infinita, la clasificación propuesta es significativa como camino para facilitar la comunicación entre geólogos y no un objetivo de por sí.

4.1.2.4 Contexto Geológico de desarrollo de foliación.

Foliación y pliegues

Comúnmente, foliación secundaria es referida como *foliación axial planar* (ej. Hobbs et al. 1976)⁵, ellos muestran una relación con el plano axial de pliegues. Esta relación fue reconocida tempranamente por Sedwick (1835)⁶ y Darwin (1846)⁷, y es generalmente aceptado para indicar que pliegues y foliaciones se desarrollan durante la misma fase de deformación. Comúnmente, las foliaciones no son perfectamente paralelas al plano axial de pliegues, pero simétricamente dispuestas con respecto al plano axial.

Foliaciones y el plano XY de esfuerzo tectónico

La relación simétrica entre foliación secundaria y el plano axial tuvo algunos investigadores tempranamente desde mitad del siglo 19 hacia delante (ej. Sorby 1853)⁸ para darse cuenta que tales foliaciones pueden ser paralelas al plano XY de un elipsoide de esfuerzo finito. Para ser más específicos, se cree generalmente que algunas foliaciones secundarias, aproximadamente trazan el plano XY de *esfuerzo tectónico* relacionado a la fase de deformación en el cual ellos se desarrollan. Sin embargo, no es esperable exacto paralelismo, por algunas razones que se ejemplifican en figura 4.3.

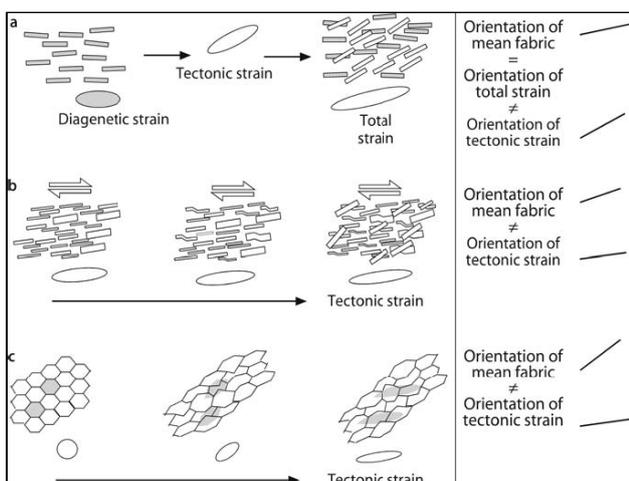


Figura 4.3 a) Folioación diagenética (cristales grises) es sobreimpuesta por crecimiento de cristales. La foliación resultante es oblicua a los ejes de esfuerzo tectónico. b) Una foliación preexistente en flujo no coaxial puede generar micropliegues con crecimiento en las charnelas por micas nuevas orientada durante la deformación progresiva. Fábrica principal resultante es oblicua a ejes de esfuerzo tectónico. c) Un agregado de granos recristalizados dinámicamente en el que la fábrica resultante es oblicua a los ejes de esfuerzo tectónico como se observa. (tomado de Passchier & Trouw, 2005)

Se ha tratado la relación entre foliación secundaria y el plano axial de pliegues. Describiremos lo que según Hobbs et al. (1981) es foliación de plano axial: en muchas regiones de rocas plegadas hay una foliación inclinada respecto a la superficie plegada y sistemáticamente orientada con respecto al pliegue. Muchas veces esta superficie es aproximadamente paralela al plano axial del pliegue en la región de la charnela y por eso se llama *foliación de plano axial*. De todos modos la foliación de plano axial o las expresiones más específicas *exfoliación de plano axial*, *esquistosidad de plano axial*, etc., son términos útiles bien establecidos, y por lo tanto, se emplean a pesar del hecho de que estas foliaciones por lo general no son exactamente paralelas a la superficie axial (Hobbs et al. 1981).

4.1.2.5 Usos prácticos de Folioaciones

Foliaciones pueden ser usadas para obtener información de esfuerzo, las condiciones metamórficas y relaciones de superposición. En secciones anteriores se muestra como foliación pasiva puede ser usada para encontrar orientación aproximada al plano XY de esfuerzo tectónico relacionado a la formación de foliación particular (no el esfuerzo total). Especialmente las foliaciones continuas pueden ser usadas como aproximación particular para identificar el plano XY de esfuerzo.

Si una foliación es definida por minerales paralelos que muestran un ‘crecimiento’ de fábrica sin signos de deformación postcrystalina, la foliación puede ser formada bajo condiciones metamórficas durante las cuales esos minerales son estables. Una foliación definida por anfíboles euhédricos pueden formarse en situación de estabilidad para el anfíbol.

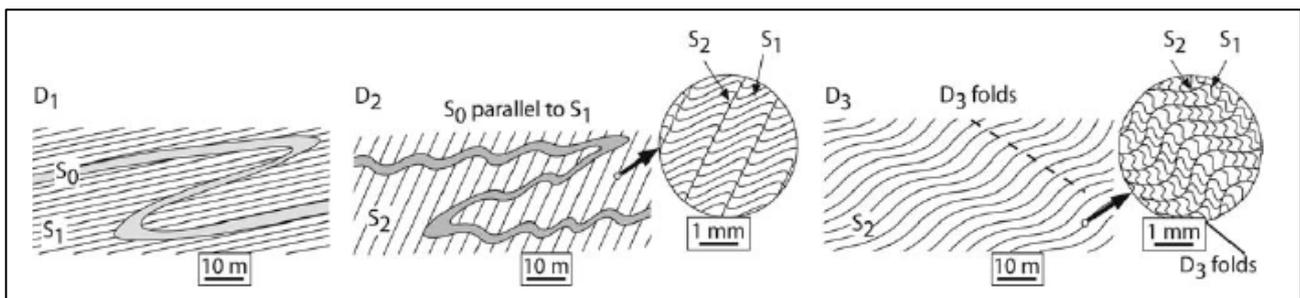


Figura 4.4: Presentación esquemática de una secuencia común de desarrollo de foliación en pizarras y cinturones de esquistos. Alargamiento de microestructuras típicas son mostradas a la derecha (Passchier & Trouw, 2005)

Generalmente una secuencia de eventos en pizarras y cinturones de esquistos puede servir para ver como el análisis de relaciones de superposición opera (fig. 4.4; cf Hobbs et al 1976).

El principal problema de este análisis es establecer como correlacionar foliaciones desde una lámina delgada hacia otra, desde un afloramiento hacia otro, o desde un área analizada hacia otra. Esta es una materia dura de resolver con reglas generales, pero las siguientes se dan como sugerencias. La foliación puede ser heterogéneamente distribuida a través de un cuerpo de roca, especialmente la deformación que es posterior de las condiciones del pico metamórfico. Esto es, por ejemplo, rasgos de deformación D3 y D4 concentrados en zonas estrechas dejan otras áreas sin efectos visibles. Zonas de cizalla, son, por supuesto, los ejemplos más espectaculares de concentración local de deformación. En la correlación de foliaciones es importante prestar atención en las relaciones con el metamorfismo, ya que las condiciones metamórficas no cambian mucho desde un afloramiento a otro, al menos que el fallamiento post-metamórfico esté involucrado. En casos raros, la deformación sucesiva produce un clivaje simple, reflejando el esfuerzo total.

4.1.3 LINEACIONES

4.1.3.1 Terminología de lineaciones

La terminología de lineaciones puede subdividirse en lineaciones de grano y lineaciones de agregados como se muestra en la figura 4.5.

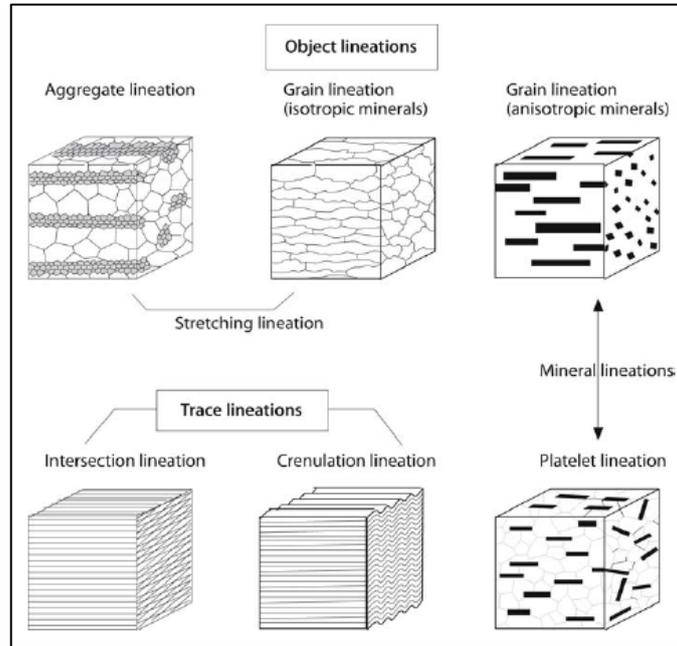


Figura 4.5: Esquema de diferentes tipos de lineaciones (Passchier & Trouw, 2005)

Lineaciones de grano son definidas por cristales únicos elongados orientados paralelamente. Esto puede ser, cristales únicos deformados de forma equidimensionales como el cuarzo o la calcita (orientación preferencial de forma de grano) o granos euhedrales o subeuhedrales como anfíboles, turmalina o sillimanita. Lineación de agregados es un tipo de orientación preferencial de formas definido por agregados elongados de granos equidimensionales o granos ligeramente elongados. Ejemplos comunes son agregados de granos dinámicamente recristalizados reemplazando un viejo cristal deformado grande. Lineaciones traza son lineaciones de crenulación y lineaciones de intersección.

Diversos términos son usados en la literatura geológica para lineaciones. La palabra *lineación de estiramiento* es comúnmente usada para lineaciones de agregados y lineaciones de grano si los granos constituyentes son definidos por agregados o cristales únicos deformados. Cristales elongados o agregados pueden formarse por estiramiento, o boudinage en tiras finas normal a la dirección de estiramiento. Lineaciones de grano hechas de cristales grandes deformados pueden ser clasificados como lineación de estiramiento. El término *lineación mineral* es usado para orientación preferencial de granos minerales euhedrales o subeuhedrales poco deformados o no deformados con una forma elongada como anfíboles, turmalina o sillimanita. *Lineación cataclástica* consiste de fragmentos elongados y agregados de fragmentos en la matriz de grano más fino de la cataclasis.

4.2 ZONAS DE CIZALLA

4.2.1 INTRODUCCIÓN

En general, la deformación en rocas no es homogéneamente distribuida. Uno de los patrones más comunes de deformación heterogénea es la concentración de deformación en zonas planares que acomodan el movimiento de bloques de paredes rígidas. Cada zona de alta deformación usualmente contiene un componente de rotación, reflejando desplazamiento lateral de segmentos de paredes de roca con respecto a otra; este tipo de zona de alta deformación, es conocido como *zona de cizalla*. La deformación en una zona de cizalla causa desarrollo de fábricas características y ensamblajes minerales que reflejan condiciones de presión y temperatura, del tipo de flujo, sentido de movimiento e historia de deformación.

Zonas de cizalla se dividen en:

- 1- Zonas frágiles o de falla
- 2- Zonas dúctiles

Zonas de cizalla dúctiles son usualmente activas en condiciones metamórficas más altas que en zonas de cizalla frágiles. La profundidad de la transición entre comportamiento predominantemente frágil y predominantemente dúctil depende de algunos factores como:

- Magnitud de velocidad de esfuerzo
- Tamaño de grano
- Litotipo
- Presión del fluido
- Orientación del campo de esfuerzo
- Fábrica preexistente

Una terminología especial es usada para rocas que fueron deformadas en zonas de cizalla, independientemente de su litología (*Sibson 1977b*)⁹. Ellas son usualmente referidas como rocas de falla, aún cuando son deformadas en zonas de cizalla dúctiles. Los tipos más comunes son: *rocas de falla frágiles, milonitas, gneises bandeados*.

4.2.2 ROCAS DE FALLA FRÁGILES

4.2.2.1 **Introducción**

Las rocas de falla frágiles se forman por propagación de falla a través de roca intacta, comúnmente a lo largo de planos más viejos de debilidad y la formación de un volumen de roca de falla frágil en una zona de falla a lo largo de la falla activa.

4.2.2.2 **Rocas de falla incohesivas**

Usualmente encontradas en zonas de falla de variable espesor y pueden ser subdivididas en:

- brecha incohesiva
- cataclasita incohesiva
- pasta de falla

Las brechas incohesivas consisten en 30% de fragmentos angulares de la pared de roca o de venas fracturadas separada por una matriz de grano fino. En cataclasita menos del 30% de fragmentos son presentes. En pasta de falla, pocos fragmentos de falla ocurren en la matriz.

4.2.2.3 Rocas de falla cohesivas

Rocas de falla cohesivas pueden ser subdividida en:

- cataclasita cohesiva
- pseudotaquilita

La naturaleza cohesiva de la roca es debido a la cristalización de precipitación de minerales como el cuarzo, calcita, epidoto, feldespato potásico o clorita desde un fluido. Usualmente hay ocurrencia de fragmentos de todos los tamaños, obstaculizando una clara distinción entre material de matriz y fragmentos.

4.2.3 MILONITAS

4.2.3.1 Introducción

Una milonita es una roca foliada y usualmente lineada que muestra evidencia de deformación dúctil y normalmente contiene elementos de fábrica con una simetría de forma monoclinica. “Milonita” es un término estructural que refiere sólo a la fábrica de la roca y no da información sobre la composición mineral. Una milonita ocurre en zonas de alto esfuerzo conocidas como *zonas de milonita*, interpretada como zonas de cizalla dúctil “fósil”. La intensidad de deformación puede variar desde una zona a otra pero es siempre alta.

En el presente, la palabra milonita refiere a rocas predominantemente deformadas por flujo dúctil mientras la deformación frágil puede jugar un rol menor en lentes o en granos incluidos (*Bell and Etheridge 1973¹⁰, Tullis et al 1982¹¹*).

4.2.3.2 Elementos de fábrica característicos

Milonitas pueden ser reconocidas en el campo por su pequeño tamaño de grano, foliación fuertemente desarrollada, planar e inusualmente regular y lineaciones rectas. Lentes y capas de material de grano fino que son comunes en milonitas, se piensa que deriva de una roca parental de grano más grueso por deformación intracristalina y cristalización. Cada lente deformado usualmente tiene una forma de ‘tabla de surf’ definiendo ambos elementos de fábrica, lineares y planares. Estas formas pueden ser explicadas por desarrollo común de milonitas en un régimen de esfuerzo plano.

Algunas milonitas contienen porfiroclastos remanentes de granos minerales de tamaño más grande que los granos en la matriz. La foliación en la matriz se forma alrededor de los porfiroclastos. Los porfiroclastos se desarrollan porque hay diferencia en reología entre constituyentes minerales; minerales relativamente duros los cuales formarán porfiroclastos, mientras los blandos forman parte de la matriz.

Los elementos de fábrica planar de milonitas son conocidos como orientación preferencial de forma o más específicamente como una foliación milonítica, los elementos de fábrica linear son conocidos como fábrica de forma linear o lineación de agregados (ver figura 4.6).

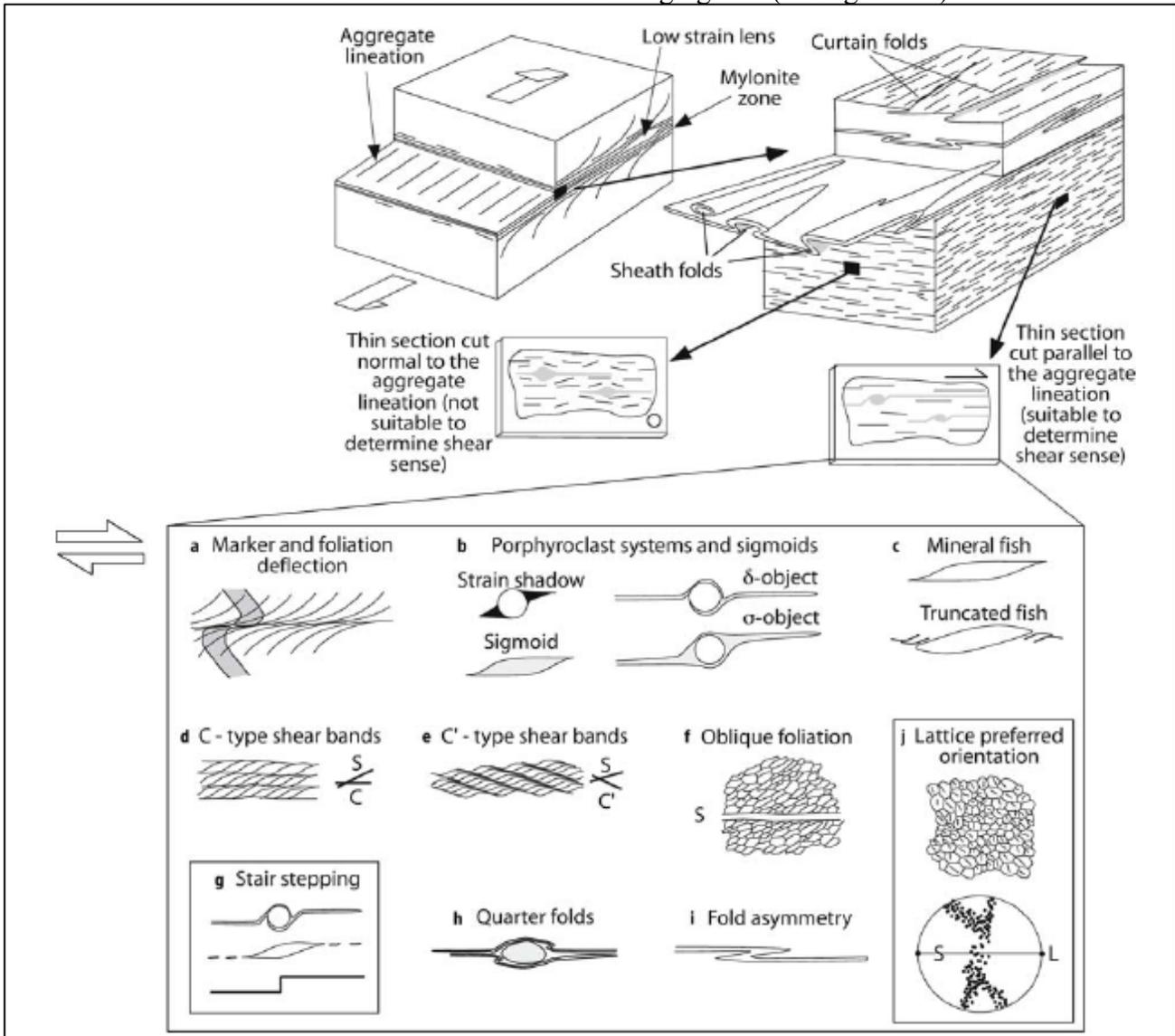


Figura 4.6: Diagrama esquemático mostrando la geometría de una milonita y la nomenclatura usada. Para láminas delgadas paralelas a la lineación de agregados, se muestran los tipos más comunes de indicadores de sentido de cizalla (Passchier & Trouw, 2005).

Una característica de algunas milonitas es la diferencia en geometría de estructuras en lámina delgada, cortada normal y paralela a la lineación de granos o de agregados (figura 4.6). En secciones normales a la lineación, la roca puede parecer relativamente no deformada o estructuras tienen simetría ortorómbica; en secciones paralelas a la lineación, la fábrica de deformación es usualmente mucho más fuerte, y las estructuras con simetría monoclinica pueden ser usadas como indicadores de sentido de cizalla.

4.2.3.3 Clasificación de milonitas

Milonitas son clasificadas de acuerdo al grado metamórfico en el cual la deformación toma lugar (ejemplo milonita de alto grado) o de acuerdo al litotipo o mineralogía en el cual ellos son desarrollados (ejemplo cuarcita-milonita, granodiorita-milonita, cuarzo-feldespatos milonita). Otra clasificación de milonitas comúnmente usada es basada sobre el porcentaje de matriz en comparación a los porfiroclastos (e.g. *Spry 1969*¹²; *Sibson 1977b*; *Schmid and Handy 1991*¹³).

Rocas con 10-50% de matriz son clasificadas como *protomilonitas*; con el 50-90% de matriz como milonitas (o mesomilonitas) y rocas con más del 90 % como ultramilonitas. El problema con esta clasificación es que un límite arbitrario tiene que ser definido entre el tamaño de grano matriz y el tamaño de grano porfiroclasto. Otra terminología comúnmente usada es *blastomilonita* para milonita con significativa recristalización estática y *filonita* para una milonita rica en micas (pareciéndose a una filita).

4.2.4 SENTIDO DE CIZALLA

4.2.4.1 Introducción

La dirección de movimiento de una zona de cizalla puede ser usualmente mostrada yaciendo subparalela a la estriación o agregados y lineación de grano. Una vez que la dirección es establecida, es necesario determinar el *sentido de cizalla* sentido (sinistral o dextral, normal o reverso). Tradicionalmente se usan marcadores en la pared de roca como bandeamiento desplazado y diques o desviación de bandeamiento o foliación dentro de una zona de cizalla. Adicionalmente, la geometría de estructuras en la zona puede ser utilizada para determinar sentido de cizalla. Esto significa que es posible determinar el sentido de cizalla indirectamente para una zona de cizalla en láminas delgadas. Algunas microestructuras pueden también ser usadas para determinar sentido de cizalla en rocas de falla frágiles en láminas delgadas.

4.2.4.2 Desplazamiento y desviación de marcadores

El más simple y más conocido indicador de sentido de cizalla es el desplazamiento de marcadores como diques, venas, xenolitos. Comúnmente hay una desviación de marcadores en la zona de cizalla debido a un gradiente de cambio de forma.

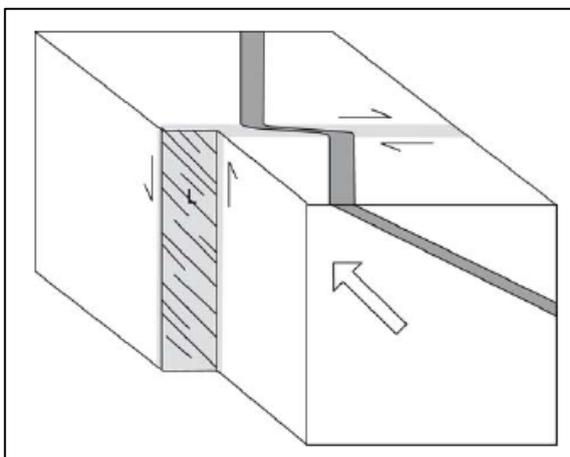


Figura 4.7: Presentación esquemática de una zona de cizalla ilustrando desviación de marcadores (Passchier & Trouw, 2005).

4.2.5 INDICADORES DE SENTIDO DE CIZALLA MICROSCÓPICOS EN MILONITA

4.2.5.1 Introducción

Una de las propiedades más características de milonitas y algunas otras rocas de zonas de cizalla dúctiles es que los elementos de fábrica y estructuras muestran simetría de forma monoclinica (figura 4.6). Este efecto es el resultado de deformación progresiva no coaxial en zonas de cizalla debido al desplazamiento relativo de la pared de roca. Se desarrollan estructuras complejas con una simetría de forma monoclinica clara (en la literatura conocida como asimetría). Esta asimetría puede ser usada como indicador de sentido de cizalla.

Con el objetivo de determinar el sentido de cizalla en una zona de milonita las láminas delgadas deberán ser propiamente orientadas. Los indicadores de sentido de cizalla más importantes, visibles en lámina delgada son mostrados en la figura 4.6 y son discutidos más adelante.

Todas las observaciones son para secciones paralelas a la lineación de agregado y normal a la foliación. En todas las otras secciones muestran unas estructuras con simetría monoclinica menos pronunciada u ortorómbica o de mayor simetría.

4.2.5.2 Clivaje en bandas de cizalla

Una orientación preferencial de micas o bandeamiento composicional puede ser transectada a ángulos pequeños por sets de microcizallas subparalelas (ver figuras 4.6d, e, 4.8). Los elementos de cizalla para determinar sentido de cizalla son mostrados *abajo*.

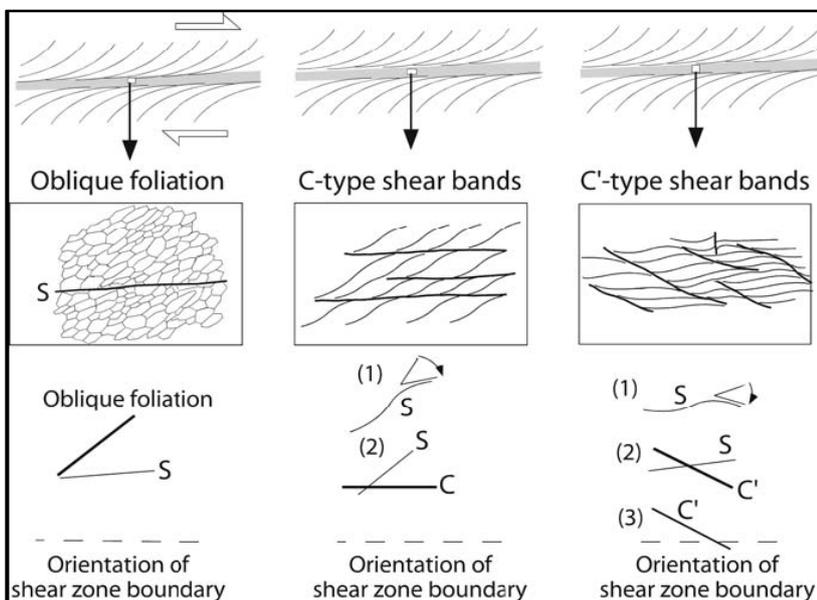


Figura 4.8: Tres tipos de pares de foliaciones que son comunes en zonas de cizalla. La zona de cizalla es mostrada (arriba) con típica curvatura de foliación. Elementos utilizados para sentido de cizalla son mostrados *abajo* (Passchier & Trouw, 2005)

Cada microzona es conocida como banda de cizalla y la estructura completa es *clivaje en bandas de cizalla* (Roper 1972¹⁴, White 1979b¹⁵, Gapais y White 1982¹⁶). Clivaje en bandas de cizalla puede

superficialmente recordar a clivaje de crenulación pero se desarrolla por extensión a lo largo de la vieja foliación en lugar del acortamiento. Diferencias geométricas entre estos dos grupos están dadas en la tabla 4.2.

Tabla 4.2: Diferencia entre clivaje de crenulación compresional (normal) y clivaje en bandas de cizalla (clivaje de crenulación extensional) (Passchier & Trouw, 2005)

DIFERENCIA ENTRE CLIVAJE DE CRENUACION COMPRESIONAL Y CLIVAJE EN BANDAS DE CIZALLA

Clivaje en banda de cizalla y clivaje de crenulación compresional tienen una geometría similar y puede ser confundido por un observador casual, sin embargo tiene una morfología y significancia cinemática diferente. Se puntúan algunas diferencias más abajo.

Clivaje de crenulación compresional (ccc)	Clivaje en bandas de cizalla (sbc)
Morfología	
Angulo entre vieja foliación y ccc generalmente entre 45° y 90°	Angulo entre vieja foliación y sbc menos de 45°
Pliegues en viejas foliaciones tienen una gran amplitud con respecto al espaciamiento ccc	Pliegues en viejas foliaciones tienen una pequeña amplitud con respecto al espaciamiento sbc
planos ccc irregulares pero penetrativos	planos sbc suaves y cortos, comúnmente anastomosados
Roca huésped es usualmente filita	Roca huésped es generalmente una milonita o filonita
Cinemática	
ccc se desarrollan a alto ángulo (cerca de 90°) hacia la dirección de acortamiento de volumen y representa una foliación acercándose al atractor de fábrica	sbc se desarrolla oblicuo a la dirección de acortamiento de volumen y representa una zona de flujo no coaxial aumentado
Usualmente un componente normal a ccc	Usualmente un componente de extensión normal a sbc

Dos tipos de bandas de cizallas son distinguidos: *C-type* y *C'-type* (figuras 4.6d, y 4.8). Clivaje en bandas de cizalla *C'* type es oblicua a los límites de la zona de cizalla y a la foliación más vieja en milonitas micáceas. El ángulo de las bandas de cizalla y el margen de la zona de cizalla es entre 15° a 35° (Dennis y Secor 1987¹⁷, Passchier 1991b¹⁸, Blenkinsop y Treloar 1995¹⁹).

Las bandas de cizalla son usualmente anastomosadas, cortas y onduladas. Una foliación milonítica más vieja es cortada por las bandas de cizalla y es desviada en las bandas de la misma manera que una curvatura de foliación en una zona de gran escala. El clivaje tipo *C'* principalmente se desarrolla en milonitas fuertemente foliadas como las filonitas y micaesquistos miloníticos; usualmente bandas de cizalla van suspendiéndose para continuar en bandas más débilmente foliadas. El clivaje *C'* parece desarrollarse durante la actividad de la zona de cizalla después que una fuerte orientación mineral haya sido establecida y representa probablemente un flujo enérgicamente favorable separándose en materiales fuertemente anisótropos.

El clivaje en bandas de cizalla de tipo C es parte de lo llamado fábrica C/S que consiste de planos S (del francés ‘*schistosité*’) transectado por bandas de cizalla de tipo C del francés ‘*cisaillement*’, significando cizalla; (*Berthé et al 1979a,b*²⁰). Fábrica S/C también se escribe como S-C ó fábrica C-S en la literatura.

Las bandas de cizalla C en fábrica C/S son paralelas a los límites de la zona de cizalla (ver figuras 4.6d; 4.8) y relativamente rectas y continuas a diferencia de bandas de cizalla C’-type. La fábrica C/S se forman en milonitas débilmente foliadas con un pequeño porcentaje de micas. Es más común en zonas de cizalla de grado medio, especialmente en granitos deformados donde las bandas C/S se anastomosan alrededor de porfiroclastos de feldespato. La fábrica C/S probablemente refleja cizalla simple inhomogénea. Contrario a bandas de cizalla de tipo C’ esta puede desarrollarse desde estadios tempranos de generación de milonitas hacia delante. Clivaje en bandas de cizalla tienen ambos asimetría interna y externa que puede ser utilizado como indicadores de cizalla (*Malavieille y Cobb 1986*²¹; *Saltzer y Hodges 1988*²²). La asimetría interna es de forma sigmoidal de la vieja foliación entre bandas de cizalla (ver figura 4.8 (1)). La asimetría externa es el ángulo de la superficie envolvente de la superficie de la vieja foliación y las bandas de cizalla (ver figura 4.8 (2)). La asimetría en bandas de cizalla C’ type es opuesto al de foliación oblicua.

4.2.5.3 Sistema Porfiroclasto en milonitas- Introducción

Los porfiroclastos son cristales únicos grandes rodeados por una matriz de grano fino de diferente composición mineral. Estos son comunes en milonitas (ver figura 4.9). Si ellos son equidimensionales y tienen un límite claro con la matriz, se conocen como *porfiroclastos desnudos* o si el porfiroclasto tiene una forma elongada con simetría monoclinica, *mineral pescado* (figura 4.9). En otros casos, los porfiroclastos tienen asociados bordes policristalinos que difieren en estructura o composición de la matriz, dicha colección son conocidos como *sistema porfiroclasto*

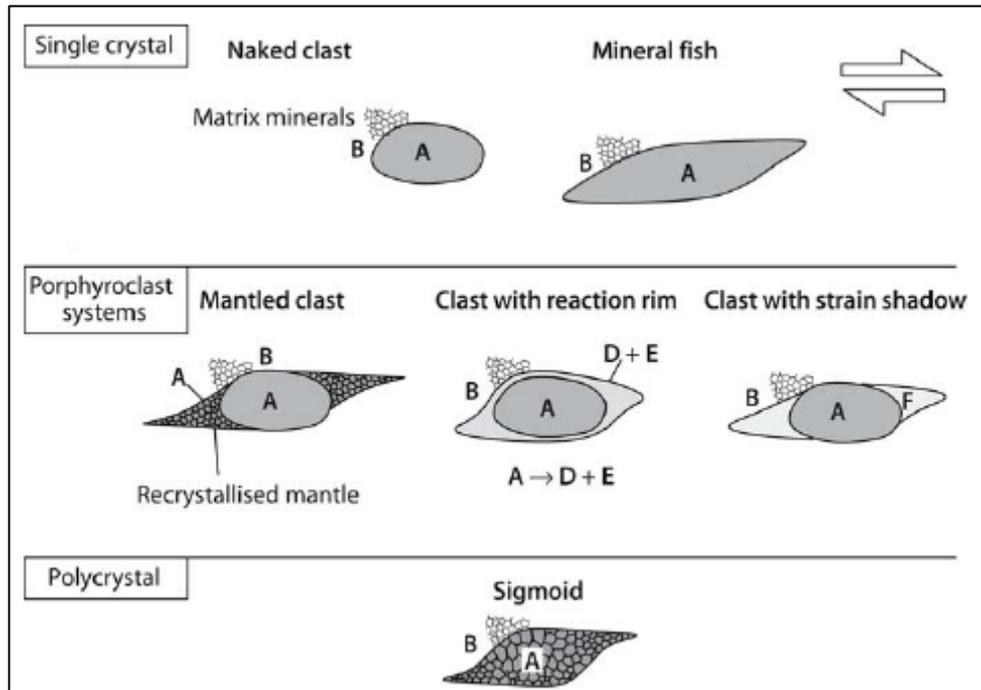


Figura 4.9: Diagrama esquemático de los tipos principales de objetos encontrados en la matriz de las milonitas. A, B, C se refiere a tipos minerales (Passchier & Trouw, 2005).

Sistema porfiroclasto puede tener un número de formas características de porfiroclastos que pueden ser usados para sentido de cizalla y otros parámetros cinemáticos. Si el material en el borde es de la misma composición que el porfiroclasto, el borde es llamado como manto y la estructura es porfiroclasto manteado o clasto manteado (ver figura 4.6b, 4.9). Si el borde tiene una composición diferente a la del porfiroclasto, el dominio adyacente es conocido como sombra de presión. Sigmoides son agregados de granos de un mineral A en una matriz de otro mineral careciendo de un núcleo de porfiroclasto (figura 4.9). Ellos pueden tener una forma similar a clastos manteados tipo σ o mineral pescado.

4.2.5.4 Porfiroclasto manteado

Porfiroclastos manteados consisten en cristales únicos centrales y un manto de grano fino del mismo mineral. Ejemplos comunes son porfiroclastos de feldespato en una matriz de cuarzo- feldespato-mica, u ortopiroxeno en peridotito. El manto blando de grano fino puede ser deformado en *alas* (o rastros) que se extienden a ambos lados del porfiroclasto paralelo a la orientación preferencial de forma en la milonita (Passchier y Simpson, 1986²³). Se piensa que las alas se estrechan y cambian de forma mientras el núcleo del porfiroclasto permanece rígido o continúa hacia la recristalización a lo largo del contacto con el borde, reduciéndose en tamaño. Las alas pueden usarse como indicadores de sentido de cizalla y contiene información sobre reología de la matriz y de la relación núcleo-matriz.

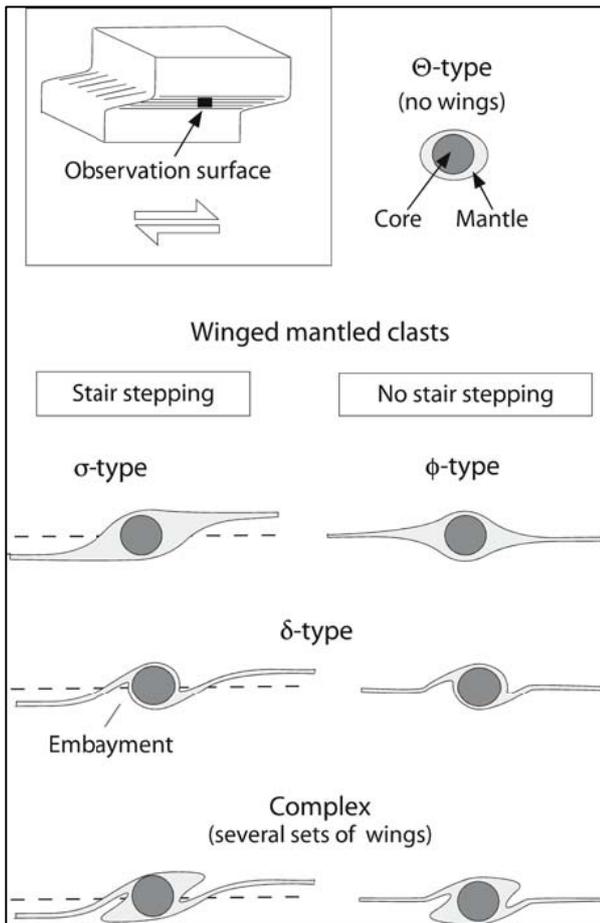


Figura 4.10: Clasificación de porfiroclastos manteados. Sentido dextral de cizalla (Passchier & Trouw, 2005).

Cuatro tipos de porfiroclastos manteados pueden ser distinguidos en la literatura basados en las formas de las alas (Hammer 1984b)²⁴, así como otros autores) porfiroclastos tipo : Θ , σ , Φ , δ y clastos manteados complejos. Clastos manteados tipo Θ carecen de alas pero tienen una simetría ortorómbica (Passchier 1994)²⁵, tipo σ , δ y clastos manteados complejos tienen un manto con simetría de forma monoclinica. Las puntas de las alas yacen en una elevación diferente a ambos lados. Esta diferencia en elevación es conocida como *salto en escalera*.

4.2.5.5 Mineral fish

Mineral fish son minerales únicos de forma de rombo alargada o cristales únicos de forma de lente, los cuales son comunes en milonitas. Los más comunes son cristales únicos de mica blanca conocidos como mica fish en milonitas micáceas cuarcíticas. Además de mica blanca, otros minerales pueden desarrollarse como mica fish con una orientación similar con respecto a la foliación milonítica, como se observa en milonitas desde una variedad de ubicaciones y grados metamórficos. Actualmente son conocidos ejemplos de granate, biotita, turmalina, feldespato potásico, plagioclasa, cianita, estaurolita, anfíbol, apatito, rutilo, hematita, prehnita (Mancktelow et al 2002)²⁶.

Bandas de mica policristalina en cuarcita o mármol pueden tener también una forma de rombo y son conocidas como “*foliation fish*”. Son comúnmente bordeados por bandas de cizalla que gradan a fábrica C/S. Estos también pueden usarse como indicadores de sentido de cizalla fiables.

4.2.5.6 Indicadores de sentido de cizalla

En base al desarrollo de porfiroclastos y estructuras relacionadas, se aplica lo siguiente: Clastos equidimensionales desnudos de tipo Θ no pueden ser usados como indicadores de cizalla. Los de tipo σ_a , tipo σ_b , tipo δ y clastos manteados pueden ser usados como indicadores de sentido usando su asimetría interna, y el salto en escalera de las alas. Salto en escalera es un útil indicador de sentido; las alas avanzan en la dirección de movimiento del bloque superior. Sigmoides tienen la misma forma y orientación que clastos tipo σ , su forma también puede ser usada para determinar el sentido de cizalla.

Todos los mica fish son buenos indicadores de sentido, sin tener en cuenta su mecanismo de desarrollo. La inclinación del eje largo del pescado con respecto a la foliación y una simetría de forma monoclinica comúnmente desarrollada, con un lado curvo y otro plano puede ser usado para determinar sentido de cizalla (ver figura 4.9).

4.2.5.7 Indicadores de cizalla potenciales

Otras estructuras en milonitas también son indicadoras del sentido de cizalla, pero son más engorrosas de usar que los mencionados encima, o los resultados no son consistentes. Esto es principalmente porque su desarrollo es incompletamente entendido. Actualmente, estas estructuras son también usadas, pero aconsejamos no contar exclusivamente de una de ellas. Las más comunes son: venas deformadas, boudins asimétricos, porfiroclastos fragmentados, estructuras flanqueando, imbricación, indicadores complejos, etc.

4.3 MICROESTRUCTURAS

4.3.1 CONDICIONES DE DEFORMACIÓN

Se realizaron descripciones del análisis microtectónico de las rocas de falla dúctil-frágil encontradas en el área. En relación a los principales mecanismos de deformación interpretados en los análisis y descritos en las secciones 7.2.4 y 7.3.4, se desarrolla a continuación un resumen conceptual que está basado en Passchier & Trouw (2005). En la sección 4.2 se ha realizado una base teórica de zonas de cizalla, que permitirá realizar consultas sobre algunos conocimientos asociados.

El *flujo cataclástico* es esencialmente un proceso de deformación friccional alcanzado por fragmentación mecánica de rocas y subsecuente deslizamiento y rotación de los fragmentos. Las rocas deformadas por flujo cataclástico son conocidas por gouge, cataclasita y brecha (según el tamaño).

Deformación intracristalina se refiere cuando los cristales normalmente contienen defectos del reticulado, muchos pueden ser agrupados en defectos de punto y defectos de línea. La forma de un cristal no puede ser cambiada permanentemente por presión en éste, la distancia entre puntos del reticulado puede ser cambiada en una pequeña cantidad conduciendo a la deformación elástica. Si la tensión es liberada la forma original es recuperada. Un cambio permanente en la forma puede ser solo alcanzado por un cambio en la posición relativa de moléculas o átomos. Esto sucede por movimientos de defectos de reticulado a través de un cristal, proceso conocido como *deformación intracristalina*.

Las dislocaciones son la manifestación de la deformación mediante movimiento “*glide*” y “*climb*” a través del cristal (defectos en el plano, ausencia del medio plano cristalográfico) conducidos por presión y calor; ambos mecanismos juntos son “*dislocation creep*”. *Dislocation creep* es un proceso en dos etapas, que incluye a la deformación y la recuperación de la orientación preferencial de la red. Dislocaciones y enredo de dislocaciones son formados en respuesta al stress diferencial impuesto, pueden disminuir la longitud total de las dislocaciones y de ahí la energía de esfuerzo interna de cristales, por consiguiente operará siguiendo el principio termodinámico para minimizar la energía total libre en un sistema. Las dislocaciones en un cristal pueden ser agrupados en redes regulares planares como resultado de la *recuperación*, estas redes son conocidas como *límites de subgrano*.

Algunos minerales pueden deformarse por *maclado de deformación* (o *maclado mecánico*) en adición a *dislocation creep* y *glide*. El maclado puede acomodar solo una pequeña cantidad de esfuerzo y siempre opera en una dirección cristalográfica específica.

Además de la recuperación, otro proceso puede contribuir a la reducción de la densidad de dislocaciones en cristales deformados. Supongamos dos cristales vecinos deformados, uno con alta y otro con densidad de dislocación baja. Los átomos, a lo largo del límite de grano en el cristal con densidad de dislocación alta pueden ser desplazados ligeramente, por lo que ellos entran en el reticulado del cristal con baja densidad de dislocación. Como resultado, nuevos granos pequeños pueden reemplazar viejos granos. Esta reorganización de material con un cambio en tamaño de grano, forma, y orientación dentro del mismo mineral es conocida como *recristalización* (Poirier and Guillopé 1979²⁷; Urai et al.1986²⁸; Hirth and Tullis 1992²⁹). Existen diferentes tipos de

recristalización desde menor a mayor temperatura: abultamiento de grano (BLG), rotación de subgrano (SGR) y migración de límite de grano (GBM).

Defectos del reticulado no son las únicas estructuras que contribuyen a la energía libre interna de un volumen de roca, límites de grano pueden ser considerados como defectos planares con considerable energía libre interna. Un decrecimiento en el área de la superficie total de límites de grano en una roca puede reducir esta energía libre interna. Límites de grano rectos y granos grandes son favorables y cualquier material policristalino se esforzará hacia una fábrica con granos poligonales grandes con límites rectos para reducir la energía interna libre. Llamamos a este proceso reducción del área de límite de grano (GBAR).

4.4 MEDICIONES RADIMÉTRICAS DEL TIEMPO GEOLÓGICO

Realizamos a continuación un marco conceptual de la metodología K-Ar desarrollada y los procedimientos relacionados.

4.4.1 INTRODUCCIÓN

Las dataciones radimétricas proporcionan una metodología para las mediciones del tiempo geológico en términos específicos de número de años (dataciones absolutas). Luego de definir la estructura del átomo, Rutherford (1871-1937) fué el primero en sugerir que el decaimiento radioactivo puede ser usado para datar eventos geológicos en tiempos absolutos.

4.4.1.1 Decaimiento radioactivo

Algunos átomos cambian espontáneamente en una serie de átomos a través de decaimiento radioactivo (Hamblin & Christiansen 1998). Si el número de protones en el núcleo cambia, el átomo se vuelve un elemento diferente con un conjunto propio de propiedades físicas y químicas. Esto sucede en minerales, por ejemplo: cuando el potasio (K) decae para formar el gas noble argón (Ar). Una pérdida de protones en el núcleo del potasio cambia hacia argón.

Por supuesto, no todos los elementos experimentan decaimiento radioactivo. Para visualizar la relación entre estos isótopos que son radioactivos y aquellos que no, se representan en la figura 4.11 El átomo que decae es comúnmente llamado *isótopo padre* mientras el producto *isótopo hijo*.

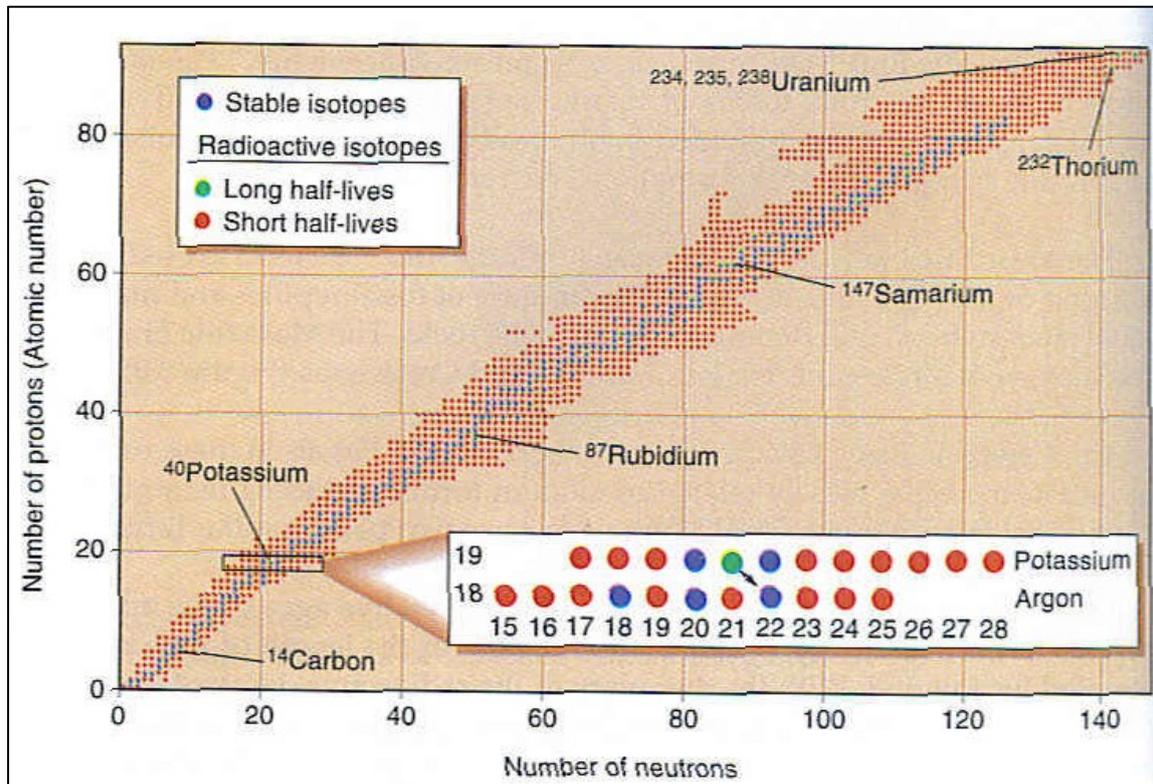


Figura 4.11 El cuadro de los nucleidos muestra el número de protones y neutrones en algunos de los casi 300 isótopos conocidos. Muchos isótopos son radioactivos y espontáneamente decaen a isótopos hijos que yacen en la porción media del diagrama. Los elementos que son comúnmente usados en dataciones radiométricas son etiquetados. El recuadro muestra el decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ar . Algunos elementos radioactivos tienen vida-media larga que ellos pueden ser encontrados en las rocas; otros tienen vida-media de sólo fracción de segundos y no son encontrados en la naturaleza sobre la tierra. No todos estos isótopos de vida corta son mostrados.

4.4.1.2 Reloj Potasio-Argón (K-Ar)

El método potasio-argón de datación radiométrica es una de las técnicas más ampliamente aplicadas (Hamblin & Christiansen 1998).

El potasio es incorporado en minerales comunes como feldspatos, micas, y anfíboles, razón por la que este método es ampliamente usado para datar rocas ígneas y metamórficas. Afortunadamente, el reloj potasio-argón es uno de los más fáciles de comprender porque el ^{40}Ar , el producto de decaimiento de ^{40}K , es un gas noble y no forma enlaces químicos con otros iones en la estructura mineral. Una vez que la roca se enfría, el ^{40}Ar se acumula gradualmente por el decaimiento de ^{40}K por captura electrónica.

Es importante tener en mente que es el enfriamiento del mineral lo que es datado. Además por otra parte, esta técnica trabaja mejor cuando es usada para datar granos minerales que cristalizaron sobre un período corto de tiempo y al mismo tiempo que la roca se formó.

Para entender algunas complicaciones potenciales en dataciones radiométricas, imagine que un grano mineral relacionado a ^{40}K presenta un poco de fuga de ^{40}Ar producido por decaimiento radioactivo. Si recolectamos y analizamos ese grano, su edad calculada será inferior que la edad real

de cristalización del mineral. De la misma manera, una sobreestimación del pasaje del tiempo puede ocurrir si utilizamos un reloj que tiene una grieta no detectada a través del cual los granos de arena se fugan en la cámara inferior desde que se cerró el sistema. La datación radiométrica sólo trabaja si el mineral permanece en un sistema cerrado, sin pérdida o ganancia del padre o isótopos hijos. Por consiguiente, es extremadamente importante para los geólogos recolectar muestras frescas, rocas inalteradas para trabajos geocronológicos.

Por otra parte, el hecho que el reloj del potasio-argon pueda ser parcial o completamente puesto en hora permite que esta técnica sea usada para el estudio de la historia termal de la roca. Un simple ejemplo es el metamorfismo de un granito para formar un gneiss. Aquí, todo el ^{40}Ar puede ser expulsado desde minerales ígneos cuando ellos llegan a calentarse, reseteando completamente el reloj. Como un gneiss podrá luego proporcionar una edad K-Ar que corresponde a la del metamorfismo. Con técnicas sofisticadas, somos capaces ahora, de ver el cronometraje de cambios de temperatura más sutiles (Hamblin & Christiansen 1998).

4.4.1.3 Generalidades y temperatura de cierre

Controles de edad pueden ser proporcionados por determinaciones de edad isotópica en los que una amplia distinción puede ser hecha entre edades que registran recristalización mineral, y edades que datan enfriamiento de un mineral a través de cierto rango de temperatura. Aunque es aceptado que las edades isotópicas pueden suministrar el acotamiento del tiempo en eventos de (re)cristalización, la interpretación isotópica en edades de enfriamiento está siendo foco de muchos debates.

Partiendo de ecuaciones de difusión, usando una conveniente definición de cierre isotópico, Dodson (1973) obtuvo una simple fórmula para cierre isotópico, la cual es ampliamente usada dentro de las ciencias geológicas. Las discusiones de cómo interpretar dataciones en términos de enfriamiento (Von Blanckenburg *et al.*, 1989³⁰; Mezger *et al.*, 1991³¹) o edades de recristalización (Corfu, 1988³²; De Wolf *et al.*, 1993³³) están enfocadas en si pierde o no isótopos hijos a través de difusión de volumen, el prerequisite para interpretar dataciones en términos de edades de enfriamiento, es suficientemente rápido para ser relevante para procesos geológicos. La pérdida de hijos radiogénicos por recristalización, realizada por circulación de fluidos y deformación, es un proceso más eficiente que difusión de volumen.

Temperatura de cierre (T_c)

Temperatura de cierre (T_c) de un sistema geocronológico puede ser definido (Dodson 1973) como su temperatura en el tiempo correspondiente a su aparente edad. Para difusión térmica activada ($D = D_0 e^{-E/RT}$) está dada por:

$$T_c = R / (E \ln(A\tau D_0 / a^2))$$

en el cual R es la constante de gas, E la energía de activación, τ la constante de tiempo con el cual el coeficiente de difusión D disminuye, a es una característica de tamaño de difusión, y A una constante numérica dependiendo de la geometría y la constante de decaimiento del isótopo padre.

La constante del tiempo τ dependiendo es relacionada a la tasa de enfriamiento por

$$\tau = R / (EdT - 1/dt) = -RT^2 / EdT/dt$$

Definición Tc

Cuando la “edad” de una roca o mineral es calculada desde sus productos de decaimiento radioactivo acumulado, depende si estos productos son cambios estructurales causados por fragmentación por fisión, o isótopos radiogénicos como ^{87}Sr o ^{40}Ar , el resultado idealmente representa un punto en el tiempo en el cual un producto hijo radiogénico se vuelve completamente inmóvil.

“Movilidad” en este contexto significa rapidez de difusión desde el sitio de reticulado en el cual un isótopo radiogénico es formado o recocido de un reticulado de cristal disturbado. En un tiempo se creía que el cambio en movilidad de un isótopo radiogénico puede siempre ser identificado con la cristalización de una roca ígnea o desde un fundido o recristalización durante metamorfismo (Dodson 1973).

CAPÍTULO 5. GEOLOGÍA DEL AREA ANTECEDENTES

Las Zonas de Cizalla de Colonia estudiadas en el presente trabajo se localizan en el Terreno Piedra Alta (Bossi et al. 1993)³⁴, el mismo se sitúa en la porción SW del basamento cristalino del Uruguay y está constituido por cuatro delgados cinturones metamórficos separados entre sí por un complejo granítico – gnéisico – migmatítico (Preciozzi & Peel 2005). Existe además en este Terreno un importante magmatismo granítico, granodiorítico, básico y ultrabásico.

El Complejo Granítico-Gnéisico (CGG) y las migmatitas asociadas, consiste fundamentalmente de granitoides anatócticos porfiroides, foliados, intercalados con diferentes tipos de migmatitas y rocas máficas.

En relación con las edades del Complejo Granítico-Gnéisico en su porción sur, Preciozzi & Peel (2005) presentan una U-Pb convencional en el leucosoma de las migmatitas de Bocas del Rosario en el departamento de Colonia (muestra URPR-28) de 2007 ± 14 Ma. Esta edad se interpreta como correspondiente a condiciones térmicas que permitirían la recrystalización de circones de esas migmatitas.

El área del presente trabajo se ubica al sur del cinturón San José (ver figura 5.1), nombre que fue propuesto originalmente por Preciozzi et al. (1991)³⁵ para designar un cinturón con una dirección general N70E - EW en la porción sur del Terreno Piedra Alta, con extensión desde el departamento de Colonia en el W hasta la localidad de Fray Marcos en el departamento de Florida al Este.

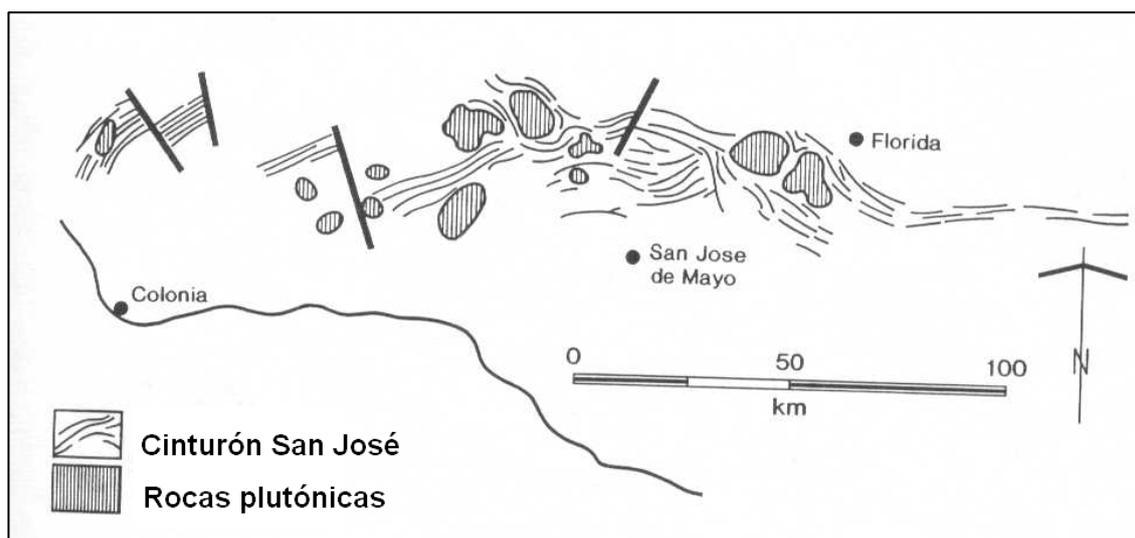


Figura 5.1 – Ubicación geográfica y esbozo geológico del Cinturón San José

La Faja Ecilda Paullier fue separada por Bossi & Navarro (1988a)³⁶ para incluir todas las litologías ubicadas al Sur del cinturón San José. En el Sur del departamento de Colonia los afloramientos se restringen a las canteras, excavadas en rocas de texturas migmatíticas fuertemente contorneadas con proporciones importantes de anfíbolitas.

Algunos autores han contribuido en el conocimiento de una de las zonas de cizallas (correspondiente en nuestro trabajo a las milonitas aflorantes al Sur del área), razón por la que se hará una breve reseña geológica, presentando las unidades vinculadas con la misma.

Estudios preliminares realizados por Serra (1943) brindan indicios de rocas metamórficas, que si bien no son clasificadas por ese autor como milonitas, pudieron reinterpretarse como asociadas a zonas de cizalla en esta investigación. Serra (1943) observa a partir de la punta de la ciudad de Colonia hacia el Este, sobre la costa del Río de la Plata y formando la península de Colonia, una roca que aflora con continuidad por un trecho de tres kilómetros aproximadamente. Lo define como un esquisto generalmente bien bandeado, muy cuarzoso con bandas generalmente paralelas en que alternan fajas rosadas o rojizas pardo-oscuros a veces verdosas. En la zona más al Oeste el efecto del metamorfismo parece haber sido mayor y la roca adquiere en parte aspecto de gneiss presentándose pequeños cristales. Más al Este, en las proximidades de la estación del ferrocarril, la roca es más esquistosa presentándose mica finamente dividida en los planos de separación. La dirección es a menudo E-O con variaciones hasta 20° a cada lado de esta línea (Serra, 1943). Esta misma litología es indicada por Serra (1943) en la cantera de Ferrando, donde se explota como roca de construcción y la mayor parte se exporta. Estas rocas vuelven a asomar en Punta Angostura y en Puerto Platero donde el metamorfismo parece haber sido más intenso y las rocas son generalmente más micáceas y “nodulosas” estando los nódulos constituidos por cristales de cuarzo y feldespato bien desarrollados. Rocas análogas a las de la punta de Colonia, aparecen en Punta Juan Lacaze.

El estudio Geotécnico Materiales Naturales: Obra Puente Buenos Aires-Colonia de Goso et al. (1998) se llevó a cabo en la zona de influencia del proyecto de Puente. El área quedó limitada al Este por el meridiano situado en la ciudad de Juan Lacaze, al Norte por el paralelo situado 15 Km. al Norte de la misma, al Sur y al Oeste por el Río de la Plata. La zona se abordó mediante fotointerpretación y apoyo de campo, se elaboró una Carta Fotogeológica para luego a partir de la misma y de la información bibliográfica disponible, elaborar una Carta Geotécnica.

Goso et al. (1998) describen los denominados por ellos “Metamorfitos y Granitos Deformados del General”, siendo una unidad distribuida como una faja orientada Este-Oeste, en los alrededores de la Localidad y del A° El General. Litológicamente está integrada por esquistos anfibólicos, de dirección N60E y verticales; anfibolitas porfiroides de dirección Este-Oeste; gneisses biotíticos, plegados; granitos orientados (Este-Oeste), granudos de grano medio a grueso, más o menos equigranulares, formados por cuarzo, feldespatos y biotita. Se incluye aquí una faja de milonitas al este del A° Riachuelo, de dirección aproximada E-W y de espesor decamétrico.

En el mismo trabajo Goso et al. (1998) citan el Granito A° Riachuelo localizándolo en los alrededores de la desembocadura del A° Riachuelo en el Río de la Plata. Es un cuerpo intrusivo de pequeña extensión superficial, predominando al sur de la Ruta N° 1, compuesto de granito de color gris oscuro, de textura granuda de grano grueso a porfiroide, con fenocristales de plagioclasa en una matriz de cuarzo, feldespato, anfíboles y biotita. Presenta enclaves o xenolitos anfibólicos, de hornblenda y plagioclasa. Expone bandeamientos heterogéneos y discontinuos de los minerales máficos y es recortado por algunos pocos diques básicos de grano fino, de espesor métrico, de dirección N50E/70SE.

Estudios de Bossi et al. (2005) sirvieron de sustento para el desarrollo de una nueva línea de interpretación sobre la evolución geodinámica del sector sur del Cratón del Río de la Plata. Estos autores postulan la existencia de una faja milonítica a lo largo de 100 km con rumbo N70E a E-O y 6 a 8 km de ancho (figura 5.2). Se iniciaría hacia el Oeste en las islas frente a la ciudad de Colonia y

culminaría en el Arroyo Pavón, coincidiendo con el labio norte de la fosa tectónica mesozoica de Santa Lucía, por lo que se trunca la continuidad de la faja hacia el este del Arroyo mencionado (Bossi et al., 2005; Ribot et al., 2005).

Entre las consideraciones e interpretaciones finales de Ribot et al. (2005) se establece que los sitios donde la deformación milonítica ha tenido una buena manifestación en los campos frágil-dúctil y dúctil son Playa Rowing (PR) al Oeste, y Arroyo Pavón (AP) al Este, interpretándose haberse desarrollado sobre protolitos graníticos y metamórficos respectivamente.

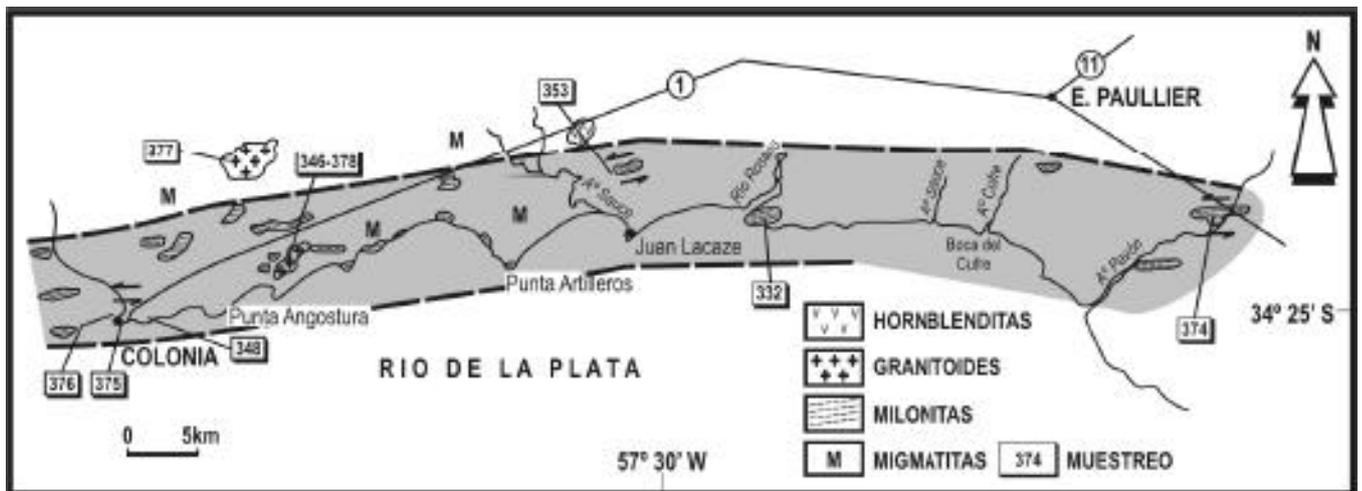


Figura 5.2: Bosquejo geológico de ZCCAP (Zona de cizalla Colonia-Arroyo Pavón), ROU, tomado de Ribot et al. 2005

Desde el punto de vista textural, Ribot et al. (2005) clasifican la mayoría de las rocas como milonitas y en menor proporción ultramilonitas. También reconocen en el área de Arroyo Pavón diversas microestructuras e indicadores cinemáticos.

Ribot et al. op. Cit. concluyen que un adecuado número de indicadores cinemáticos mesoscópicos y microscópicos presentes en ambas localidades, pero de preferencia en AP, permite interpretar que al menos las últimas componentes de movimiento de la ZCCAP, fueron esencialmente horizontales -subhorizontales, levógiras y tendidas en la dirección general Este – Oeste. La ZCCAP (Zona de cizalla Colonia-Arroyo Pavón) de acuerdo a Bossi et al. (2005) es una megaestructura de importancia regional, comparable a las zonas de cizalla de Azul (Dalla Salda. 1981; Ribot. 2000; Frisicale et al. 2001) o Tandil en Argentina.

Ampliar el conocimiento de esta zona de cizalla, permitirá evaluar mejor el rol desempeñado durante la evolución del TPA y el propio Cratón del Río de la Plata.

CAPÍTULO 6. GEOLOGÍA DEL ÁREA/RESULTADOS

6.1. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía propuesta se desarrolla esquemáticamente en la tabla 6.1. La misma se realizó en base a los antecedentes geológicos, a los resultados de campo, así como a resultados geocronológicos de trabajos previos y de este trabajo. Las unidades del Paleoproterozoico datadas conocidas se mencionan y las que no se conocen no figuran. Se describen a continuación las unidades geológicas desde la más antigua en el tope, hacia las más recientes en la base. Las edades correspondientes cronométricamente en Ma se registran en la Tabla 6.2.

Tabla 6.1: Tabla estratigráfica de las unidades geológicas del área de trabajo

EÓN	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	FORMACIÓN Y/O LITOLÓGIA	DATO GEOCRONOLÓGICO
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO	Orosiriano		Complejo Granítico-Gneissico-migmatitas asociadas	2007 ± 14 Ma U/Pb en Preciozzi & Peel (2005)
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO			Granito A° Minuano	
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO			Granito Cañada las Onzas	
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO	Statheriano		Zona de Cizalla Isla San Gabriel-Juan Lacaze	1780 -1812 ± 16 Ma en este estudio
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO	Statheriano		Zona de Cizalla Islas de Hornos-A° Riachuelo	1780 -1812 ± 16 en este estudio
PROTEROZOICO	PALEOPROTEROZOICO			Granito Piedra Los Indios	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Paleogeno	Oligoceno	Formación Fray Bentos	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Neógeno	Mioceno	Formación Camacho	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Pleistoceno	Formación Libertad	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Pleistoceno	Formación Dolores	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Formación Villa Soriano	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Aluviones	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Dunas	
FANEROZOICO	CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Depósitos de playa	

Se propone al Complejo Granítico-Gnéisico y migmatitas (CGG-mg) asociadas como la unidad más antigua de este estudio en base a datos geocronológicos en la porción Sur del CGG por Preciozzi & Peel (2005). Los resultados geocronológicos se presentan en Preciozzi et al. (2005) en el Anexo denominado “Tabla con datos isotópicos de los métodos U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd”.

Evidencias de deformación vinculadas a las Zonas de Cizalla de Colonia fueron distinguidas en el basamento en base a resultados mesoestructurales y microestructurales. En primer instancia se reconocen edades relativas entre ambas unidades (CGG y Zonas de Cizalla de Colonia). En segunda instancia, la datación geocronológica K/Ar en muscovita realizada en este estudio acotar el final de la deformación dúctil. Los resultados geocronológicos se presentan en el capítulo número ocho.

Tabla 6.2: Registro Geológico Global (tomado de la Comisión Internacional de Estratigrafía)

 CUADRO ESTRATIGRAFICO INTERNACIONAL Comisión Internacional para la Estratigrafía																												
Etapa Eon	Etapa Era	Periodo	Serie Epoca	Piso	Edad Ma	GSSP	Etapa Eon	Etapa Era	Periodo	Serie Epoca	Piso	Edad Ma	GSSP	Etapa Eon	Etapa Era	Periodo	Serie Epoca	Piso	Edad Ma	GSSP								
Fanerozoico	Cenozoico	Holoceno	Superior	Holoceno	0.0115	▶	Fanerozoico	Mesozoico	Jurásico	Superior	Tiloniano	145.6 ±4.0	▶	Fanerozoico	Paleozoico	Devónico	Superior	Famenniano	369.2 ±2.5	▶								
				Pleistoceno	0.126	▶					Kimmeridgiense	150.8 ±4.0	▶					Famenniano	374.5 ±2.8	▶								
				Medio	0.781	▶					Oxfordiano	155.0 ±4.0	▶						Frasniano	375.3 ±2.6	▶							
		Inferior	1.800	▶	Calloviano	161.2 ±4.0				▶	Givetiano	381.8 ±2.7	▶															
		Neogeno	Plioceno	Gelasiano	2.588	▶				Mesozoico	Medio	Batoniense	164.7 ±4.0				▶	Medio	Eifeliano	397.5 ±2.7	▶	Proterozoico	Neoproterozoico	Etiopiano	Steriano	850	▶	
				Piacenziano	3.800	▶						Bajociano	167.7 ±3.5				▶		Emisiano	397.5 ±2.7	▶				Toniano	1000	▶	
				Zancleano	5.332	▶						Asteniano	175.6 ±2.0				▶		Pragiano	411.2 ±2.8	▶				Ectasian	1200	▶	
			Mioceno	Messiniense	7.246	▶					Inferior	Toarciano	183.0 ±1.5				▶	Inferior	Pridoli	416.7 ±2.7	▶			Paleoproterozoico	Statheriano	Orosiano	1600	▶
				Tortoniano	11.808	▶						Plensbachiense	189.6 ±1.5				▶		Ludfordiano	418.7 ±2.7	▶					Rhyaciano	1800	▶
				Serravalliano	13.65	▶						Sinemuriense	196.6 ±1.0				▶		Constano	421.3 ±2.8	▶					Sideriano	2500	▶
	Langhiano			15.97	▶	Hellaniense	199.6 ±0.8	▶	Wentlock			428.2 ±2.4	▶	Neoproterozoico	2800	▶												
	Oligoceno	Burdigalliano	20.43	▶	Superior	Rético	203.6 ±1.5	▶	Llandovery	Shinarumpiano	428.2 ±2.3	▶	Mesoproterozoico	Rhyaciano	3200	▶												
		Chattiano	23.03	▶		Nórico	216.5 ±2.0	▶		Superior	Telychiano	436.0 ±1.9			▶	Paleoproterozoico	Sideriano	3600	▶									
		Rupeliano	28.4 ±0.1	▶		Cármico	229.0 ±2.0	▶			Llandovery	436.0 ±1.9			▶													
	Eoceno	Priaboniano	37.2 ±0.1	▶	Medio	Ladiniense	237.0 ±2.0	▶	Superior		Himantiano	445.6 ±1.5	▶	Mesoproterozoico	Sideriano			3600	▶									
		Bartoniense	40.4 ±0.2	▶		Artístico	245.0 ±1.5	▶		Rhuddaniense	448.3 ±1.5	▶																
	Paleozoico	Lutetiano	48.6 ±0.2	▶	Inferior	Clenkiense	248.7 ±0.7	▶	Superior	Indiano	251.0 ±0.4	▶	Paleozoico	Ordovícico	Superior	Wuchiapingiano	253.8 ±0.7	▶	Arqueano	Proterozoico	Neoproterozoico	Etiopiano	2800	▶				
			Ypresiano	55.8 ±0.2		▶	Medio	Lopingiano		259.8 ±0.7	▶	Medio				Darriwiliano	468.1 ±1.6	▶					Mesoproterozoico	Statheriano	2500	▶		
			Thanetiano	58.7 ±0.2		▶		Inferior		Guadalupeano	265.0 ±0.7					▶	Inferior	Themaldiano							478.6 ±1.7	▶	Paleoproterozoico	Sideriano
			Selandiano	61.7 ±0.2		▶				Wordiano	268.0 ±0.7				▶	Superior		Hiemantiano			483.3 ±1.7	▶			Mesoproterozoico	Sideriano		
Daniano			65.5 ±0.3	▶		Capitaniano	270.6 ±0.7	▶		Medio	Paibiano	501.0 ±2.0			▶		Paleoproterozoico	Sideriano			2500	▶						
Mesozoico		Cretácico	Superior	Maestrichtiano	70.8 ±0.6	▶	Paleozoico	Permiano	Cisuraliano		Artinskiano	275.6 ±0.7	▶	Paleozoico	Cambriaco	Superior			Furongiano	513.0 ±2.0	▶	Arqueano	Proterozoico	Neoproterozoico			Etiopiano	2800
				Campaniano	83.5 ±0.7	▶				Inferior	Wuchiapingiano	280.4 ±0.7	▶						Inferior	Themaldiano	478.6 ±1.7				▶	Mesoproterozoico		Statheriano
				Santoniano	85.8 ±0.7	▶					Wordiano	288.0 ±0.7	▶				Superior	Hiemantiano		445.6 ±1.5	▶				Paleoproterozoico			
				Coniaciano	89.3 ±1.0	▶				Roadriano	276.8 ±0.7	▶	Medio			Paibiano		501.0 ±2.0	▶	Mesoproterozoico	Statheriano			2500			▶	
				Turoniano	93.5 ±0.8	▶				Kunguriense	284.4 ±0.7	▶				Inferior	Hiemantiano	445.6 ±1.5	▶					Paleoproterozoico		Sideriano	2500	▶
Cenomaniano	99.6 ±0.9	▶	Sakmariano	284.6 ±0.6	▶	Inferior	Hiemantiano	445.6 ±1.5	▶	Paleoproterozoico	Sideriano	2500	▶															
Mesozoico	Cretácico	Inferior	Albiano	112.0 ±1.0	▶		Paleozoico	Permiano	Cisuraliano			Asseliano	299.0 ±0.8	▶	Paleozoico	Cambriaco	Superior	Furongiano	513.0 ±2.0	▶	Arqueano	Proterozoico	Neoproterozoico		Etiopiano		2800	▶
			Barremiano	125.0 ±1.0	▶	Medio						Gzheliense	303.9 ±0.9	▶				Medio	Paibiano	501.0 ±2.0				▶		Mesoproterozoico	Statheriano	2500
			Hauteriviense	136.4 ±2.0	▶					Inferior	Kasimoviano	306.5 ±1.0	▶	Inferior					Hiemantiano	445.6 ±1.5				▶				Paleoproterozoico
			Valanginiense	140.2 ±3.0	▶	Moisoviense					311.7 ±1.1	▶	Superior				Serpukhoviano	318.1 ±1.3	▶	Mesoproterozoico			Statheriano	2500	▶			
			Berriasiano	145.5 ±4.0	▶	Bashkiriano				326.4 ±1.8	▶	Inferior		Viséano			345.3 ±1.8	▶	Paleoproterozoico					Sideriano	2500	▶		

Las subdivisiones del registro geológico global se definen formalmente por su límite inferior. La base de cada unidad del intervalo fanerozoico (<542 Ma) y del Eocárcano se define mediante un Punto y Sección Global Estándar (GSSP, en inglés), mientras que el intervalo Precámbrico se subdivide por edad absoluta o Edad Estratigráfica Global Estándar (GSSA).

Este cuadro da tanto una visión de las unidades cronoestratigráficas internacionales como de su rango, nombres y estatus formal. Han sido aprobadas por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) y ratificadas por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS).

Los GSSP en que se ha acordado un estrato tipo se han marcado en el cuadro con una "estaca dorada" y en terreno, con una placa. Los GSSA, en cambio, son edades abstradas sin referencias a un nivel específico en una sección litológica. En el sitio www.stratigraphy.org se actualizan regularmente descripciones de los GSSP y GSSA.

Se asignarán nombres formales a algunos pisos del Ordovícico y Cámbrico cuando se logre un acuerdo internacional respecto a sus límites GSSP. La mayoría de los límites intra-piso (e.g. AptianoMedio y Superior) no han sido definidos formalmente. Las edades numéricas de los límites entre unidades de la escala son las de "Una escala geológica del tiempo 2004 de Gradstein, Ogg Smith, et al. (Cambridge University Press) y están sujetas a revisión. Los colores siguen a los acordados por la Comisión para el Mapa Geológico del Mundo (www.cgmw.org).

6.2. GEOLOGÍA DESCRIPTIVA

La descripción de las unidades separadas se realizó en base a la información de 86 afloramientos que comprenden unidades del Paleoproterozoico y Cenozoico. Se reunió información directa de campo, se tomaron muestras y se procesaron en laboratorio para la realización de láminas delgadas. En ella se priorizan las unidades del Paleoproterozoico (los puntos relevados se muestran en la figura 2.2 del Anexo I) dada la relación directa con el tema de estudio.

Los resultados provenientes de las fases de campo y de laboratorio han permitido elaborar un mapa geológico del área (Anexo III).

6.2.1 UNIDADES DEL PALEOPROTEROZOICO

6.2.1.1 Complejo Granítico-Gnéisico y migmatitas asociadas (CGG-mg)

Este complejo se localiza entre las dos zonas de cizalla, denominadas Zona de Cizalla Isla San Gabriel-Juan Lacaze (Z. de C. ISG-JL) y Zona de Cizalla Islas de Hornos-Arroyo Riachuelo (Z. de C. IH-A°R) y al Sur de la Z. de C. ISG-JL.

Se distribuye en dos sectores: 1) sector oriental y 2) sector occidental

1. **Sector oriental:** ubicado hacia el A° Riachuelo. Se encuentra bien expuesto en la cantera de Riachuelo y aflora cerca del embarcadero del A° Riachuelo, y en áreas de granito y gneiss asociadas a las migmatitas. Los litotipos predominantes son:

- migmatita,
- granito isótropo,
- sienogranito deformado

- *Migmatita* reconocida en la cantera de Riachuelo (activa), es cinteada, con bandas félsicas y máficas. Las bandas máficas son de color gris a negras y corresponden a concentraciones de biotita en láminas alargadas y finas. Dichas bandas máficas (figura 6.1A) de orden centimétrico varían entre 5 a 40 cm y generan pliegues asimétricos y cerrados.

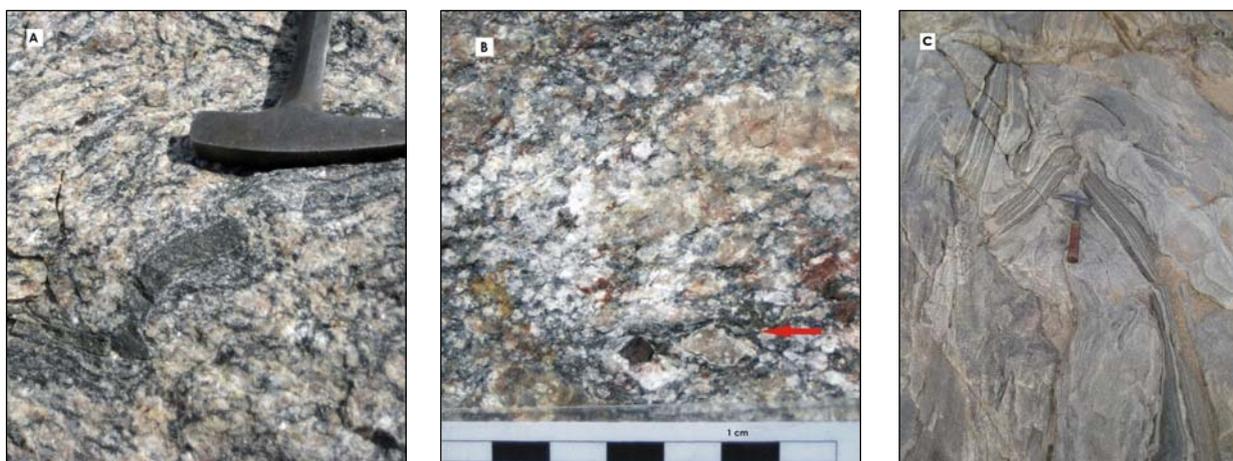


Figura 6.1: Fotografía A muestra el típico bandeado félsico-máfico en migmatita de Cantera Riachuelo. Fotografía B representa textura oftalmítica (flecha) local en migmatita Cantera Riachuelo. Fotografía C muestra pliegues abiertos en migmatita, cantera Indaré, relevamiento proyecto DINAMIGE-IGME

Las migmatitas de textura oftalmítica (figura 6.1B) se integran de feldespatos algo aplastados y ovoidales alcanzando 4 cm de largo.

Composicionalmente (ver descripción lámina delgada B113 en ANEXO II), el feldespato integra un 41,5 a 43,5% de la roca, el cuarzo un 40,5 a 42 % y la biotita 18 a 14,5%, de grano grueso. Los porcentajes de biotita varían en función de la existencia del melanosoma aumentando su composición cuando esto ocurre.

Se observa contacto a borde neto entre la migmatitas y el gneises, la planaridad del mismo posee rumbo 102°/40° SW. El gneiss es de grano fino, con abundante biotita en bandas finas, cuarzo, y con feldespato, dada la alteración se define gneiss-biotítico de grano fino.

En accesos al embarcadero Riachuelo, ubicado en el margen Oeste del arroyo que lleva su nombre, aflora *migmatita* similar a la de Cantera Riachuelo. Se compone de: cuarzo, feldespato y biotita, varía de grano medio a muy grueso. Se manifiesta bandeado magmático félsico y máfico difuso de orden centimétrico, con rumbo N70°W. Localmente hay presencia de granito inequigranular en forma de bocha con tendencia pegmatítica.

Los citados afloramientos, se correlacionan con migmatitas de la cantera Indaré (inactiva) (figura 6.1C), relevadas en el marco del Proyecto DINAMIGE-IGME. Conforme a la correlación expresada, la unidad es denominada complejo basal (Preciozzi et al.1985) o CGG (Preciozzi & Peel 2005).

- *Granito isótropo* expuesto en cantera relevada al Noroeste del Paso Riachuelo. La granulometría es gruesa, los tamaños de cristales de 2 a 3 mm y textura equigranular, con índice de color mesocrático. Se compone de: feldespato (47,5 a 51%), cuarzo (23 a 26,5%), biotita (25,5 a 19%) y anfíbol (4 a 3,5%)(ver descripción lámina delgada B114 en ANEXO II) Localmente el granito presenta una facies diferente, la misma es de grano medio, con escasez de fenocristales. Es isótropo, no presenta lineación mineral ni aparente deformación.

- *Sienogranito deformado* localizado en el margen Este del Arroyo Riachuelo y al Noreste del anterior afloramiento. Presenta tamaño de grano medio con tendencia a grueso, leucócrata a mesócrata, de color gris, medianamente alterado.

La descripción microscópica de este granito permite reconocer la textura granoblástica inequigranular, con presencia de minerales subhédricos a euhédricos. Se compone de: cuarzo (42-45%), feldespato principalmente alcalino (56-53%), biotitas (0-1%), y minerales secundarios como muscovita-sericita (2-1%) (ver descripción lámina delgada A212). En los granos de cuarzo se observan bandas de deformación así como límites de subgrano y se deduce recristalización dinámica, mecanismo evidenciado por los bordes irregulares entre granos. Ya lo definió así la IUGS (1989) tomado de Mackenzie & Adams (1997), la tendencia es a *sienogranito*.

En esta unidad (CGG-mg) aflora un macizo granítico caracterizado como roca de caja al sur de la de Zona de Cizalla ISG-JL en Punta Artilleros.

- *Granito muscovítico* con índice de color mesocrático y de color blanco grisáceo, grano medio con tendencia a grueso (equi a inequigranular) (figura 6.3A, B, B' y B''). Está recortado por diques aplíticos, los mismos de rumbo 70° de grano fino con cuarzo y feldespato.

La textura es granoblástica ligeramente inequigranular (grano medio con tendencia a grano grueso) (lámina delgada A191 en el ANEXO II). Se compone de feldespato (59-61%), cuarzo (32-34%), muscovita y biotita (9-5%) según. La plagioclasa es abundante y en algunos cristales de microclina se registra pertita integrando todo el cristal.

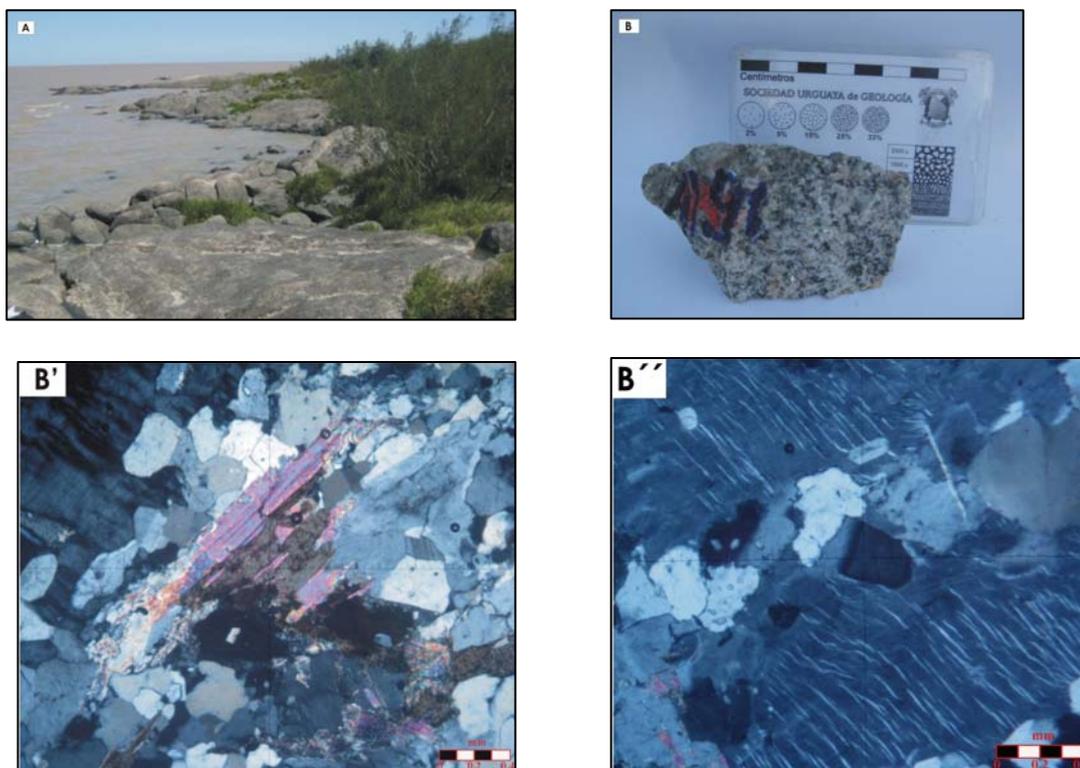


Figura 6.2: Fotografía A de granito muscovítico correspondiente a la roca de caja al Sur de Zona de Cizalla ISG-JL. Fotografía B apariencia y textura en muestra de mano, presenta leve deformación reconocida en las dos láminas delgadas: en B' se reconoce biotita y muscovita en el centro (LPA-5X), mientras en B'' existe cuarzo en el centro con límite de subgrano y alrededor del mismo hay feldespatos con pertita en forma de llama (LPA-5X).

2. **Sector occidental** se expone en cantera abandonada al Norte del poblado El General y afloramiento en sus proximidades. El litotipo predominante es *migmatita*.

- *Migmatita* con figuras anastomosadas y pliegues, localizadamente estructuras abudinas de dirección general 70-80°, Este-Oeste. Esta dirección es coincidente con la dirección general de planaridad dada por la biotita en el bandeamiento félsico-máfico. Bandas máficas muy finas de biotita: mili-centimétricas. Bandas félsicas de cuarzo-feldespato: centimétricas-decimétricas. La granulometría varía entre grano medio a muy grueso, localmente a tendencia pegmatítica.

Microscópicamente se caracteriza por una textura granoblástica formada por cristales anhedrales a subehedrales, los límites de grano son interlobados (ver lámina A225 A en anexo II). Se compone de cuarzo (61 a 57%), feldespato (33 a 37%), biotita (5 a 3%) y accesorios (1 a 3%) y asociaciones policristalinas sericita-muscovita (5 a 2 %). Se observan algunas evidencias de deformación: maclado por deformación en feldespato (figura 6.3A) además de recristalización y recuperación.

Asociada a la migmatita se reconoce anfibolita como xenolito.

- *Anfibolita* en contacto neto con litología previamente descrita.

Se define mediante análisis microscópico (ver lámina delgada A225B en ANEXO II): presenta textura nematoblástica dada por la orientación preferencial de cristales de anfíbol (figura 6.3B) de tipo hornblenda (40 a 50%), además se compone de feldespatos (35 a 40%) y epidoto (25 a 10%).

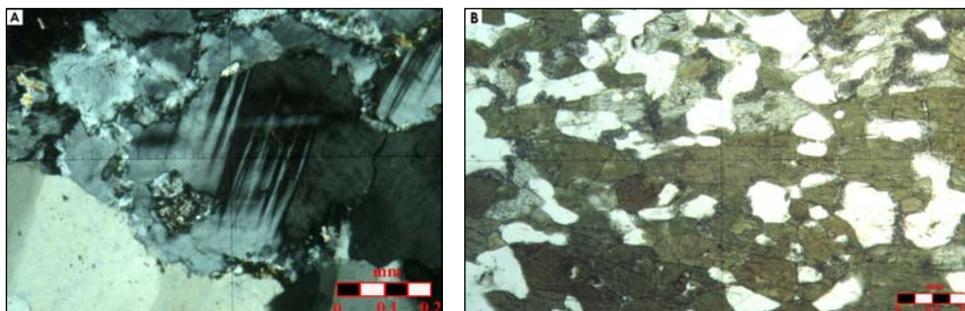


Figura 6.3: Fotografía A Microclina con maclas de deformación -centro del retículo (LPA (10X). Fotografía B anfíbol en el centro y en el resto de la lámina reconocido por su color verde oscuro y clivaje en una dirección-sección longitudinal (LPNA (5X).

6.2.1.2 Granito Arroyo Minuano

Aflora en dos sectores: 1) sector oriental y 2) sector occidental

1. **Sector oriental** (confluencia A° Minuano con el A° Sauce), los litotipos reconocidos:

- granito isótropo a ligeramente deformado
- pegmatita

- Granito isótropo a ligeramente deformado (unidad principal) aflora en bochas aisladas y redondeadas. Este granito es de grano medio, equigranular localmente inequigranular, con ligera deformación dúctil. Se compone de: biotita, cuarzo (en abundancia), ocasionalmente feldespato rosado formando fenocristales desde 1,5 cm alcanzando los 4cm.

Se distingue una facies diferente del granito ubicado al este del A° Sauce y al Norte de la Ruta 1: se caracteriza por ser isótropo, de grano fino a medio, equigranular, leucócrata, se compone por cuarzo, feldespato y escasa biotita.

- Pegmatita que sistemáticamente recorta al granito, por ejemplo en el afloramiento con dirección del filón 80° y buzamiento varía desde 80° a 90°. Se destaca en otro afloramiento de granito ubicado al este del A° Sauce y al norte de la Ruta 1. La pegmatita está compuesta de cristales de feldespato de 7 cm de largo o más.

Se reconocen litologías asociadas al granito: *micaesquisto* y *anfíbolita* como xenolitos del Granito A° Minuano. Forman parte de una secuencia volcanosedimentaria que presenta una relación estructural con el granito principal.

- Se ha observado un *micaesquisto* en contacto con el granito y expuesto como roca de caja del mismo. Ubicado al Este del A° Minuano. Las esquistosidades reconocidas son dos: S₁ es 60°/48° NW y la esquistosidad de S₂ es 68°/56° NW. Presenta niveles ricos en cuarzo y otros en micas distinguiéndose lineación de estiramiento 10°/52° de cabeceo al oeste.

- Se reconoce xenolito de *anfíbolita biotítica* de color verde y poco foliada con dirección Este-Oeste con buzamiento de bajo ángulo hacia el norte. Se presenta en niveles con espesores que varía entre 4 a 5m, de grano fino a medio.

El estudio petrográfico de la lámina A136 permite definir la anfibolita: la textura es pseudo-nematoblástica-lepidoblástica por la leve orientación preferencial de anfíboles y micas, los tamaños de grano son entre 0,1 mm a 0,8 mm. La composición mineral: feldespatos entre 43-38% (plagioclasa, ortoclasa, y microclina), hornblenda entre 23 a 30 %, biotita entre 23 a 25 %, el cuarzo varía de 9 a 7%, epidotos como mineral de alteración (2-0%)

Muy localizadamente se reconoce una *ultramilonita* que presenta escasa representación al Este del A° Sauce y al norte de la ruta 1.

- Se expone un cordón de rocas con un patrón tectónico definido correspondiente a *ultramilonita*. La foliación es 20°/68°SE.

El análisis al microscopio permite definir la textura, la deformación y el porcentaje de matriz y es clasificada como *ultramilonita*. La textura es inequigranular-interlobada con tamaños de grano: cuarzo de 0,05 a 0,3mm y feldespatos de 0,4 a 0,8mm. La composición mineral es: cuarzo, mica y feldespato en la matriz (55-49%), cuarzo en granos mayores (38-41%), feldespato desarrollando porfiroclastos (1-10%).

2. **Región occidental** localizada en las márgenes del A° Riachuelo

La unidad granítica principal es roca de caja de las milonitas de la Zona de Cizalla IH-A°R:

-El *granito inequigranular*, está compuesto por feldespato, cuarzo y biotita y el color es blanco a blanco grisáceo. Existe otra facies reconocida: granito biotítico con tamaño de grano medio.

- Algunos recortes de *pegmatita* reconocidos en el granito son de orden centimétrico e irregulares y algún feldespato automorfo blanco.

Asociado al granito se reconoce un xenolito de *paragneis* con esquistosidad de rumbo 80°E en contacto a borde neto con granito anterior.

6.2.1.3 **Granito Cañada las Onzas**

Unidad que representa el contacto Norte de la Zona de Cizalla IH-A°R localizado en las márgenes de Cañada las Onzas.

- *Granito precinemático deformado* se expone en afloramientos reducidos, presenta color rosado e índice de color leucócrata (figura 6.4A), se observa desarrollo de foliación con rumbo 100°/ 60° N asociada a la zona de cizalla. La composición mineralógica del granito es: cuarzo, feldespato, micas: muscovita y biotita (disponiéndose en nidos). La identificación en lupa binocular permite reconocer que los minerales predominantes que son cuarzo y feldespato presentan recristalización. Localizadamente se reconocen segregaciones pegmatíticas.

Los tamaños de feldespatos son entre 2 a 5 mm y presentan un leve aplastamiento. El análisis en lupa binocular permite el reconocimiento de las caras cristalinas de algunos feldespatos y se aprecia recristalización en cuarzo y en feldespato.

La descripción microscópica realizada en lámina delgada B163H (ver ANEXO II) permite definir la existencia de fábrica inequigranular con mosaico de granos anhedrales y subeuhedrales. La geometría de los límites de grano es interlobada con límites de grano irregulares y la distribución de grano es inequigranular. La composición mineral reconocida es: feldespato (59-62%), cuarzo (40-36%) y muscovita (1-2%). En cristales de feldespato se identifica microfracturamiento, maclado por

deformación y pertita en llama (“*flame perthites*”) (figura 6.4B). Analizando los mecanismos de deformación en cuarzo se reconoce recuperación, evidenciada por la presencia límites de subgrano (figura 6.4C).

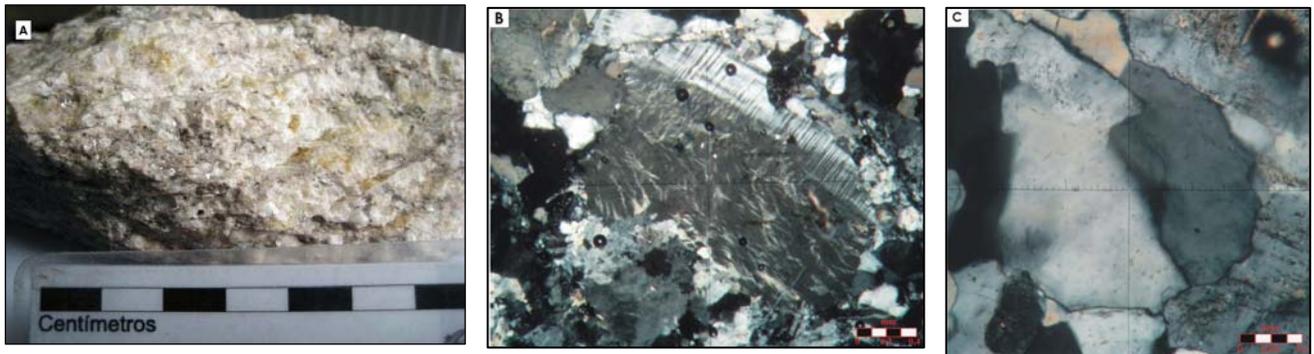


Figura 6.4: Fotografía A se identifica muestra de mano del granito. Fotografía B se reconoce microclina con pertita en forma de llama (LPA 5X). Fotografía C refleja mecanismo de recuperación evidenciado por subgrano en cuarzo en el centro del retículo (LPA 20X).

6.2.1.4 Granito Piedra los Indios

Se trata de una unidad granítica distribuida en el cuadrante noroeste del área. Se identifica *Granito porfiroide isótropo*, como unidad principal:

Se extiende a ambas márgenes del A° la Caballada y al Este de la Ruta 21.

- El *granito porfiroide isótropo* es la litología dominante y aflora en bochas alargadas de orden métrico con longitudes de eje entre 7 a 12 metros, presenta fenocristales bien cristalizados de feldespato potásico según Carlsbad y zoneamiento y su color característico es blanco y blanco rosáceo. Los tamaños sobrepasan los 10 cm de largo y se observa predominancia unidireccional con orientación magmática definida. El rumbo de la lineación de feldespato potásico relevado es: E-W $\pm 5^\circ$ (en cuatro mediciones) 75°E , 55°E , 60°E . El plano de la foliación magmática con dirección $70\text{--}75^\circ\text{E}$. La presencia de máficos está dada por el desarrollo de biotita abundante en la matriz, por otra parte el cuarzo componente es vítreo y transparente.

Se ubica a ambas márgenes del A° El General en dirección Norte. Se presenta al Norte del Granito Cañada las Onzas y la Zona de Cizalla IH-A°R.

- *Granito porfiroide isótropo a biotita* se expone muy bien al Este del A° el General en cuerpos de bochas y domos con monte bien definido. Posee matriz de cuarzo, feldespato blanco y abundante biotita fresca, negra, no presenta deformación. El mineral predominante es feldespato potásico ($\sim 45\%$), de hábito prismático así como maclado de Carlsbad, el tamaño de grano promedio oscila entre 2 a 7 mm. La presencia de fenocristales de hasta 7 cm define el carácter porfiroide de dicho granito (figura 6.6A y 6.6B). El feldespato compone la roca entre 42 a 50%, el cuarzo entre 25% a 20% de la composición mineral, la biotita bien desarrollada y hábito hojoso en porcentajes entre 28 a 30% (en la matriz) le otorga a la roca un índice de color mesócrata.



Figura 6.5: Fotografía A se identifica fenocristales de feldespato potásico, de longitudes que alcanzan seis centímetros. Fotografía B se identifica en muestra de mano la distribución y tamaños de fenocristales en la matriz biotítica.

Como litología posterior al granito se definen los siguientes litotipos: *pegmatita* y *microgabro*.

- En referencia a la *pegmatita* la misma es subconcordante con la foliación principal del granito. Presenta cuarzo transparente a vítreo, feldespato potásico y biotita, ocasionalmente feldespatos mayores a 10 cm. Se ha reconocido en diversos puntos del área recortando a la unidad geológica principal.

- La estructura filoniana de *microgabro* es identificada recortando el granito porfiroide (foliación magmática dada por biotita N65E).

El microgabro presenta características definidas por el estudio microscópico: la textura es ofítica, se compone de plagioclasa, clinopiroxeno (augita), magnetita como mineral accesorio. Los minerales de plagioclasa presentan tamaños de grano que oscilan entre 0,07 a 0,3 mm. En referencia a minerales de piroxeno augita son definidos por determinadas propiedades: clivaje 87° y 93°, extinción inclinada a trazas de clivaje y a las caras principales, de color verde pálido y sin pleocroísmo, por último se distingue macla polisintética y simple.

6.2.2 UNIDADES DEL CENOZOICO

6.2.2.1. Formación Fray Bentos

Goso (1965) en informe interno de IGU la define como Formación Fray Bentos.

Esta Formación se manifiesta principalmente en dos regiones: 1) Región del cuadrante noreste del área. 2) región centro

1. **Región noreste** es donde presenta mayores extensiones, se ubica en cotas desde 15 a 40m.

El relieve es de lomadas, valles muy angostos casi sin terrazas Se trata de areniscas de color rosado pálido con matriz compuesta por limo-arena fina y clastos suspendidos de arena media y gruesa. Se caracteriza además por la presencia de carbonatos en niveles reticulado subhorizontal a subvertical de color blanco, centimétrico

2. **Región centro** está representada por areniscas consolidadas cuarzosas y loess, con granulometrías de arenas muy finas bien seleccionadas con clastos de arena media y gruesa suspendidos, el color es rosado pálido.

6.2.2.2. Formación Camacho

Preciozzi et al. (1985) definen esta formación y proponen un ambiente de deposición marino a marino litoral.

Se presenta en regiones próximas a Juan Lacaze, y en la margen Este del A° Sauce. Se reconoce además, cubriendo mayores extensiones en los accesos de Colonia del Sacramento hacia el Norte de la Ruta 1 (sectores de la vía férrea) o hacia el Sur de la misma (proximidades de la Laguna de los Patos).

Se reconoce en los alrededores del camino que conduce a playa El Calabrés. Es una arenisca de matriz areno-acilosa, donde predominan las arenas medias (entre 250 y 500 micras), subredondeadas. Existen además clastos dispersos de arena gruesa y gravilla. El color es marrón claro, algo anaranjado.

En una pequeña barranca, se observan arenas medias a gruesas, cuarzo-feldespáticas, bien redondeadas y de buena selección, presenta escasa matriz arcillosa, color marrón rojizo, existiendo en la lateral niveles de arenas finas que se acuñan.

6.2.2.3. Formación Libertad

Goso (1965) denomina la Formación Libertad en base a los estratos tipo ubicados en la zona de la localidad del mismo nombre en el Departamento de San José.

Dicha formación se distribuye en casi toda el área de trabajo. Describiremos a continuación algunos de los afloramientos más relevantes.

1. Se ha relevado perfil de desmonte de carretera sobre la Ruta 1 ubicado en las cercanías del Arroyo Sauce que se describe de base a techo:

a) nivel de 55 mt de sedimento arenoso, granulometría fina a muy fina, cuarzoso, de muy buena clasificación. Matriz algo carbonática pues reacciona moderadamente al ácido clorhídrico y posee nódulos de carbonato. Color blanco grisáceo. b) 2,55 m de limo con clastos dispersos tamaño grava, es algo poroso y de coloración marrón homogéneo.

2. Pequeña cárcava desarrollada en desmonte de carretera en la Ruta 1 y próximo a los accesos a Puerto Platero.

Las características geomorfológicas son asociadas a lomadas suaves y vallecitos intercalados, sobre cotas medias entre 20 y 40 metros. En estas inmediaciones presenta suaves pendientes hacia Arroyo de Pintos. Esta Formación está integrada por sedimento arcillo arenoso masivo, con abundante arena fina, de composición cuarzosa y contiene algún clasto mayor. Continuando ladera abajo y casi en el Arroyo de Pintos se distingue en cárcava prácticamente estabilizada el mismo sedimento limo arcilloso con clastos de arena gruesa y polimíctico, de color marrón oscuro con algo de moteado

3. Esta Formación también se expone en camino de acceso a Puerto Platero.

En cárcava de erosión sobre ladera alta de una lomada, se distingue 40 cm de sedimento limo arcilloso con arena dispersa de clastos subredondeados, matriz soportado. Es fangolita masiva, de color marrón homogéneo con algún resto de raíces

6.2.2.4. Formación Dolores

Goso et al. (1970) define esta unidad como Formación independiente del resto de los depósitos cuaternarios en el Departamento de Soriano.

Preciozzi et al. (1985) la define como depósitos arcillo limosos y limo arenosos. Esta unidad se deposita en ambiente continental en condiciones y mecanismos similares a los de deposición de la Formación Libertad.

Las áreas representadas por la Formación Dolores presentan superficies reducidas en relación a otras formaciones y principalmente están asociadas a terrazas.

Desmonte – barranca parcialmente degradada relevada en camino que comunica Juan Lacaze con Artilleros. Sedimento limo arenoso, matriz soportado con clastos de arena gruesa a muy gruesa. Fangolitas porosas, marrón claro, que localmente presenta concreciones carbonáticas en muñecas. Formación Dolores

6.2.2.5. Formación Villa Soriano

Goso (1970) define la Formación mediante el estudio de perfiles y sondeos en el litoral suroeste del país.

Preciozzi et al. (1985) describe a la formación como depósitos caracterizados por una gran variedad granulométrica que va desde arcillas a arenas medias y en forma subordinada gravilla, grava y cantos.

En este estudio se reconoce en la costa oeste en una barranca. El perfil presenta 60 cm de limo-arena fina como matriz con clastos subredondeado, es de tipo matriz sostén, de color pardo-anaranjado claro. Presenta clastos subredondeados de diversas litologías o minerales (polimíctico).

Los clastos oscilan entre 2mm a 2 cm. Presenta además nódulos grandes (4cm) de CaCO₃ pues reaccionan al HCl, la matriz no reacciona.

6.2.2.6. Aluviones

Son depósitos asociados a los cursos fluviales acumulados en los entalles de los mismos dependiendo de los períodos de inundación y sequía.

Sedimentos de gran variedad textural arenosos y a veces con cantos y gravillas dispersos.

6.2.2.7. Depósitos de Duna

Ocupan la faja costera en disposición aproximadamente paralela a la línea de costa, son los depósitos ubicados entre sedimentos de playa y el interior del continente. Las cotas comprendidas de estos depósitos son correspondientes a valores entre 5 y 15 m.

Se ha observado en el área de estudio en algunos afloramientos relevados: 1) en arenera en sector oeste de Punta Artilleros. 2) localizado entre Punta Angostura y Puerto Platero.

1. Probablemente sean dunas antiguas, las características texturales definen estos sedimentos como arenas subredondeadas de tipo eólico, de composición cuarzo color mate y feldespatos.
2. Correspondiente a cárcava o zanja integrada por arenas compactas, cuarzo feldespáticos, bien clasificadas, redondeadas a sub redondeadas, clasto soportada con materia orgánica, color marrón claro. Se reconoce desarrollo de suelo incipiente siendo por lo tanto un probable médano antiguo edafizado.

6.2.2.8. Depósitos de Playa

Se distribuyen en la porción más distal de la faja costera. Presentan una continuidad a lo largo de la línea de costa interrumpiéndose por las puntas rocosas y los depósitos de playa ocupan las áreas reconocidas como arcos de playa.

La playa presenta una dinámica que está en permanente cambio, sujeta en todo momento a los ciclos de erosión-acreción relacionados con el tipo de olas, mareas y temporales provocados. Se caracteriza además por grandes e importantes transportes del propio sedimento que la compone.

Los sedimentos que integran las barras de playa de la zona de estudio son definidos texturalmente como arenas finas a gruesas de color blanco-amarillento, el grado de redondez subredondeadas a redondeadas y el grado de madurez corresponde a arenas de regular a buena selección.

CAPÍTULO 7. LAS ZONAS DE CIZALLA DE COLONIA/RESULTADOS E INTERPRETACIONES

7.1 MACROESTRUCTURA Y GEOMETRÍA GENERAL

7.1.1 PATRÓN TECTÓNICO (ELEMENTOS ESTRUCTURALES)

Las Zonas de Cizalla de Colonia, representadas por rocas de comportamiento deformacional dúctil y frágil, son definidas como un sistema de fallas de tipo *strike slip* en base a evidencias relevadas y resultados interpretados durante el presente proyecto.

Ramsay & Huber (1987) las definen como fallas abruptamente orientadas, a menudo verticales con desplazamiento diferencial entre las paredes que es predominantemente horizontal. Los movimientos en una falla “*strike-slip*” son expresados como *mano derecha* (dextral) o *mano izquierda* (sinistral), dependiendo del movimiento relativo de la pared de la falla opuesta a la del observador. Se pueden visualizar estos ejemplos en figura 7.1.

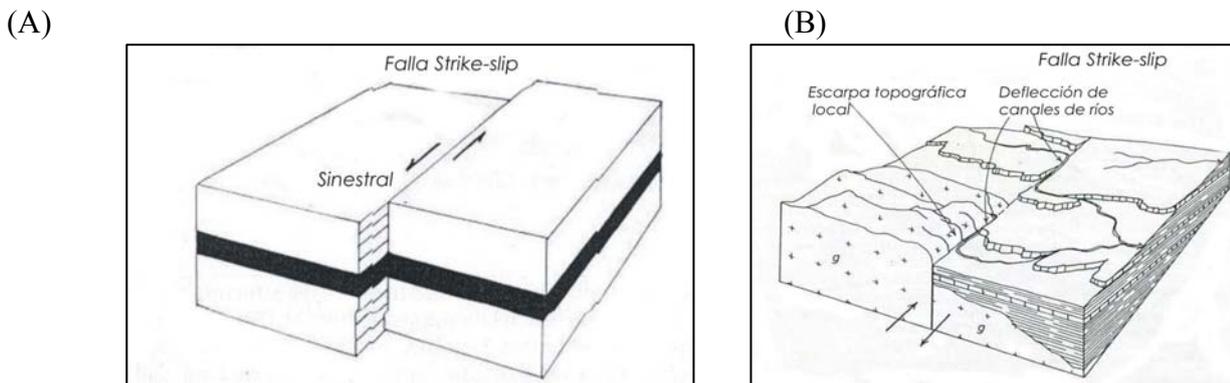
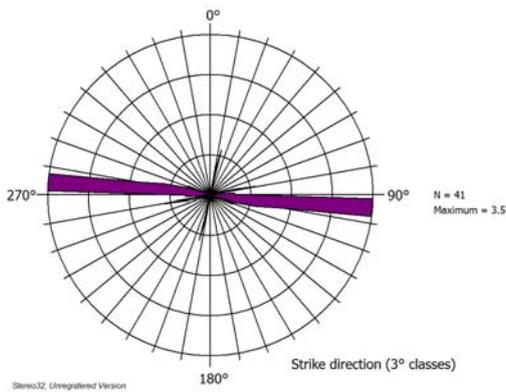


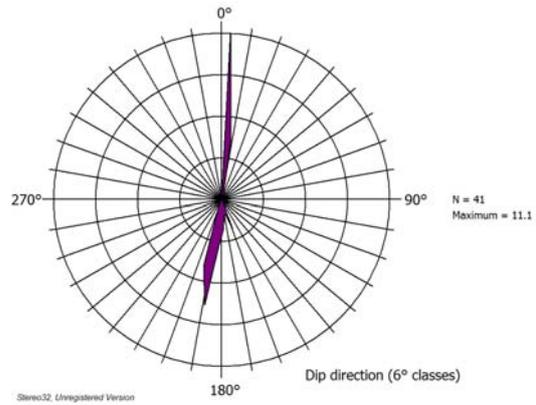
Figura 7.1: (A) Rasgos geométricos de falla *strike-slip* movimiento sinistral tomado de Ramsay & Huber (1987). (B) Expresión topográfica de la misma, Ramsay & Huber (1987).

El análisis estructural de las Zonas Cizalla de Colonia abordado como un sistema total se realiza en base a diagramas estadísticos, obteniendo resultados de orientación dominante de foliación al 090-100°/ 5° y 090-100°/190° (figura 7.2A y 7.2B). Se refleja una segunda foliación predominante con rumbos entre 100-105°/185°, observando de la 3^{er} clase que el rumbo y buzamiento corresponde a 80° al S-SE.

(A)



(B)



(C)

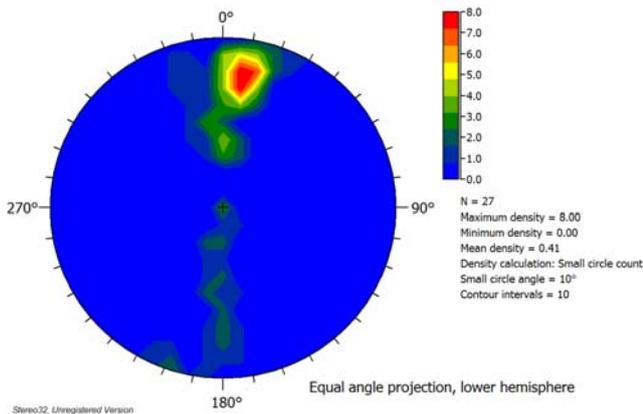


Figura 7.2: Diagramas de frecuencias de medidas de foliación milonítica en las Zonas de Cizalla de Colonia-Sistema total. A) Orientaciones estadísticas de planos de la foliación milonítica.

B) Orientaciones estadísticas de buzamiento de foliación milonítica. C) Diagrama de polos de planos de la foliación milonítica, destacándose un máximo principal.

Los diagramas anteriores fueron tratados con el propósito de representar el patrón tectónico global. Ahora proponemos designar estructuralmente dos zonas de cizalla, dado que presentan cinemática y gradiente de fábrica diferente.

Se reconocieron dos zonas de cizallas en el área de trabajo dando lugar a divisiones en:

7.1.1.1 Zona de Cizalla Isla San Gabriel - Juan Lacaze (ISG-J.L)

Con las medidas de foliación milonítica relevadas y mostradas en el ANEXO IV agrupamos estos datos en clases de diferentes rangos de rumbo:

1. 70° a 88°
2. 90° a 98°
3. 100° a 112°

Con el fin de analizar los datos se consideran los valores porcentuales, obteniendo 39,3 % en la clase comprendida entre 090° a 098°, las medidas de rumbo entre 100° a 112° forman un 35,7 % y por último 25 % comprende la primer clase: rumbos entre 70° a 88°.

Realizando una evaluación del patrón tectónico, la Zona de Cizalla ISG-J.L presenta rumbo general Este-Oeste. La presente zona de cizalla presenta sentido sinistral de cizalla, las interpretaciones fueron basadas en indicadores cinemáticos analizados tanto mesoscópicamente como microscópicamente y descritos en sección 7.2.4.

7.1.1.2 Zona de Cizalla Islas de Hornos - Arroyo Riachuelo (IH- A° R)

Realizando un análisis similar al anterior las clases son:

1. Rumbos desde 070° a 088°
2. Rumbos desde 090° a 098°
3. Rumbos desde 100° a 112°

La clase predominante corresponde a la segunda, con rumbos variables desde 090° a 098° y comprende un 64,3 % de las medidas levantadas. La tercer clase presenta claramente componente hacia el cuadrante SE por los valores ubicados entre 100° a 112°, reflejándose en porcentajes de 28,56 %. Los porcentajes correspondientes a la 1^{er} clase entre 70° y 088° se ubican en 7,14% indicando la clase de menor representatividad en el área.

La presente Zona de Cizalla presenta indicadores con sentido dextral y sinistral de cizalla, analizados tanto mesoscópicamente como microscópicamente, descritos en sección 7.3.4. La cinemática, por lo tanto presenta rasgos diferentes a la Zona de Cizalla ISG – JL al presentar reversión en el sentido de cizalla.

7.2 ZONA DE CIZALLA ISLA SAN GABRIEL-JUAN LACAZE (ISG-JL)

7.2.1 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA/ DELIMITACIONES

La longitud de la misma es medida considerando la secuencia de milonitas aflorantes en la costa del Río de la Plata (mapa geológico-estructural en ANEXO III). Sin embargo, la longitud dada representa una faja teóricamente continua, con su origen en Isla San Gabriel y su extremo en Juan Lacaze, estimada en 42,5 kilómetros. Presenta un ancho de milonitas aflorantes variable: 470 metros en el extremo occidental (Isla San Gabriel), Colonia de Sacramento es de 700 metros y por último 800 metros en el extremo oriental.

7.2.2 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA

El concepto de facies metamórfica ha sido introducido para reagrupar las rocas que han experimentado unas condiciones análogas de presión y temperatura, cualquiera que sea su composición química global, siendo la *facies esquistos verdes* correspondiente a presiones de 2 a 6 Kb y temperaturas entre 350°C y 520°C, según MacKenzie et al (1982). Se define que las Zonas de Cizalla de Colonia poseen condiciones de *metamorfismo de facies esquistos verdes superior*. Así mismo, el *dinamometamorfismo* es el tipo de metamorfismo provocado en la presente zona de estudio.

La clasificación de rocas de falla frágiles está dada por el criterio dando el volumen de fragmentos >50, 10-50, <10 correspondiendo respectivamente a *protocataclasita*, *cataclasita* y

ultracataclasita (Robertson 1999) y por el reconocimiento de flujo cataclástico, el cual opera por deslizamiento y rotación de los fragmentos unos con otros y más fragmentación de estos genera partículas pequeñas (Sibson 1977b³⁷; Evans 1988³⁸; Blenkinsop 1991b³⁹; Rutter and Hadizadeh 1991⁴⁰; Lin 2001⁴¹). En cambio, las rocas de fallas dúctiles (milonitas), se clasifican (citado en sección 4.2.3.3) normalmente por el porcentaje de matriz en comparación a los porfiroclastos así como el litotipo o la mineralogía en el cual ellas se desarrollan.

En la Zona de Cizalla ISG-J.L, se reconocen características de roca de falla dúctil (milonitas), que varían entre *ultramilonitas a milonitas*, así como localizadamente existe fábrica de rocas de falla frágil denominadas *cataclasitas*. Los protolitos que se registran en la zona de cizalla son: granito biotítico (predominantemente), granito biotítico-muscovítico, granito muscovítico, granito anfibolítico (ánfibol riebeckita).

En régimen dúctil prevalece el comportamiento plástico, los materiales están tendiendo a fluir, el flujo milonítico es producido a través de cuatro mecanismos principales: microcataclasis, deslizamientos intracrystalinos, deslizamientos intergranulares y difusión. (Etheridge & Wilkie 1979⁴², Spry 1969⁴³, Hobbs et al. 1976⁴⁴, Lister et al. 1978⁴⁵, Brodie 1983⁴⁶, Brown et al. 1980⁴⁷, Hudleston 1980⁴⁸, Schmid 1982⁴⁹)

En función de la fábrica existente en esta zona de cizalla consideramos la evaluación de la misma de la siguiente manera: 1) Región de latitudes Sur-comportamiento dúctil. 2) Región de latitudes Norte-comportamiento dúctil. 3) Región de transición dúctil a frágil.

1. **Región de latitudes Sur -comportamiento dúctil:** es la región comprendida entre: Y=6184 e Y = 6186. Analizando la fábrica desarrollada a lo largo de la presente zona de cizalla, se registran los términos ultramiloníticos predominantemente hacia las latitudes Sur de ISG-J.L,

esto en referencia a rocas aflorantes desde Isla San Gabriel hasta Punta Angostura. La mencionada extensión representa una continuidad importante de *ultramilonitas* en dirección Este-Oeste.

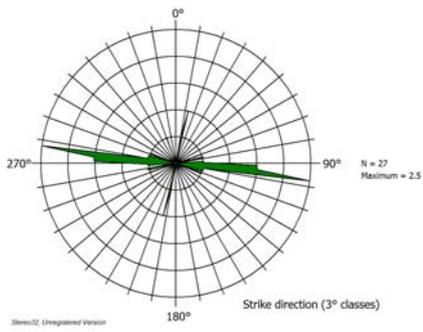
2. **Región de latitudes Norte-comportamiento dúctil:** este sector localizado a latitudes al norte: Y=6188 e Y=6190. Desde Puerto Platero hasta Juan Lacaze dicho tramo presenta un pasaje gradual desde rango de *ultramilonita* hacia *milonita*.
3. **Región de transición de comportamiento dúctil a frágil:** finalmente se registra cizallamiento frágil de forma localizada. Los afloramientos que comprende rocas cataclásticas son:
 - a) Punta Santa Rita (ver lámina delgada V02 en ANEXO II)
 - b) Puerto Platero milonita-cataclasita (ver lámina delgada A185B en ANEXO II)

En el área de estudio, las litologías que se han reconocido, reflejan zonas de deformación, con registros de desplazamiento de marcadores en venas, indicadores cinemáticos a escalas mesoscópica y microscópica, así como registros de tectonitas L. La dirección de movimiento principal establecida es E-W, las determinaciones del sentido de movimiento son interpretadas y detalladas en sección 7.2.4.

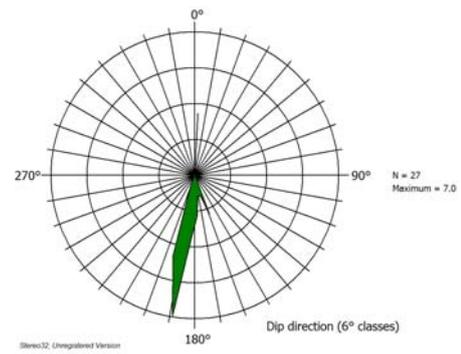
7.2.3 MESOESTRUCTURAS (FOLIACIONES, LINEACIONES, PLIEGUES, INDICADORES CINEMÁTICOS).

Se estudian mesoestructuras a nivel cuantitativo y cualitativo de los rasgos estructurales. Los diagramas estadísticos muestran una orientación de ***foliación milonítica principal*** (figura 7.3A y 7.3B) con valores 092°-098°/ 190°, los buzamientos dominan al S-SW, mientras que se observan buzamientos secundarios al Norte. En el abanico de dispersión existe una 2^{da} clase de predominancia manifestando la tendencia de direcciones dadas: 100°-105°. Estos valores estadísticos concuerdan con el análisis de rasgos estructurales analizados en sección 7.1.1.1.

(A) Rosa de foliación (rumbos).



(B) Rosa de foliación (buzamientos).



(C) Estereograma de isodensidad de polos de foliación.

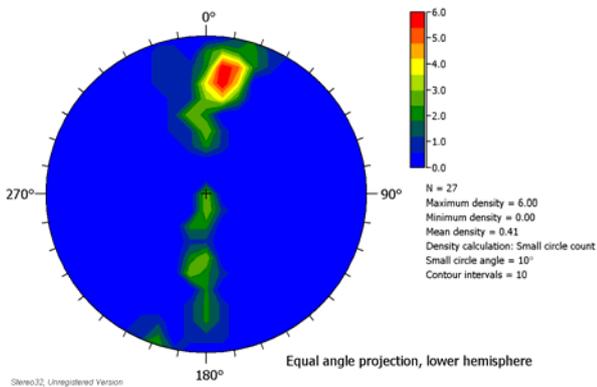
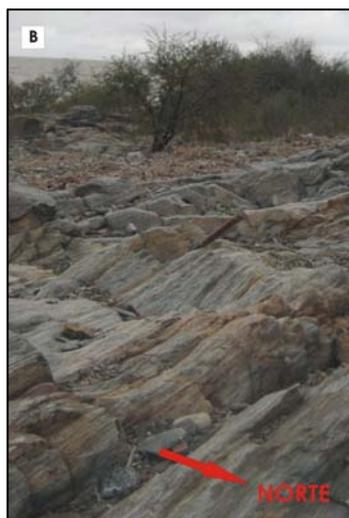


Figura 7.3: Diagramas de frecuencias (A) presenta medidas de planos de foliación milonítica Zona de Cizalla ISG-J.L; en (B) se refleja la clase predominante de buzamiento hacia el S-SW; (C) Diagrama de distribución de densidad de polos Zona de Cizalla ISG-J.L.



Figura 7.4: Fotografía (A)
Es en Puerto Platero tomando las medidas de foliaciones buzando al S. En (B) Cantera Ferrando plano de foliación buzando al Sur.



Fotografía (C) Se distingue el patrón de foliaciones, buzando al N (próximo a la Estación Ferrocarril de Colonia del Sacramento).

En general la foliación milonítica de la Zona de Cizalla ISG-J.L se caracteriza por el desarrollo de bandeo félsico-máfico. En un afloramiento de la Cantera Ferrando el bandeo presenta 2m de espesor. Está integrado por alternancias de matriz ultrafina (sin bandeo), con espesores que oscilan desde 5 cm hasta 25cm. En las milonitas con bandeo las bandas félsicas son de color blanco amarillento del orden de 1 a 4 mm llegando a espesores máximos de 1 cm, mientras las máficas son de color gris a negro con espesores aún más finos. En el extremo Suroeste de la citada cantera la foliación se caracteriza por alternancias de 10 a 50 cm de espesor de microbandeamiento paralelo-recto y bandeamiento félsico-máfico de espesores más anchos y sinuosos, integrados por cintas de cuarzo discontinuas. Localmente venas silíceas recortan el microbandeo. Los niveles sin bandeamiento son de espesores aproximados a 10 cm. Dichos niveles bandeados forman la foliación milonítica comprendiendo rumbos que varían entre 085° a 105° buzando al SE, S-SE, SW y como ejemplo, una medida relevada es 098°/68° SW (figura 7.4B).

Realizado el análisis microscópico se caracteriza el citado rasgo prácticamente sistemático en las milonitas aflorantes del litoral Platense, el bandeamiento félsico-máfico (ver lámina delgada A194A en ANEXO II) y nivel sin bandeamiento (ver lámina delgada A194B en ANEXO II).

En la figura 7.3 (C) se representa la distribución de densidad de polos mostrando un máximo único con un rastro submeridiano. El rastro submeridiano está relacionado a *pliegues* desarrollados en esta zona de cizalla. A continuación se muestran los afloramientos de Colonia de Sacramento donde se desarrollan más claramente los pliegues.

En nuestra área de trabajo, en Punta Santa Rita, se producen pliegues durante el desplazamiento por anisotropía de flujo dúctil y son transectadas durante la evolución por la propia foliación milonítica, durante la deformación progresiva. Se observan algunos ejemplos en figura 7.5.



Figura 7.5: Afloramiento en Punta Santa Rita-Colonia de Sacramento. Fotografía A presenta las dos foliaciones miloníticas (en punteado), la foliación secundaria recorta a la principal. Fotografía B y C afectan a la superficie milonítica, por lo general son pliegues pasivos.

Se ha observado clivaje de crenulación a nivel mesoscópico en la cantera Ferrando (figura 7.6A y 7.6B), microplegamiento con eje de pliegue al 090° - 100° (figura 7.6B). Se manifiesta bandeo félsico-máfico, con bandas félsicas de ancho aproximado a 4mm y las máficas aún más finas. En la fotografía B se observa un comportamiento diferencial de las bandas: 1) Bandas con pliegues apretados de tipo ‘S’. 2) Bandas con amortiguación del plegamiento (las que no presentan ribbons blancos). Se concluye que los pliegues son tardíos respecto de la diferenciación del bandeo.



Figura 7.6: Fotografía A afloramiento en cantera Ferrando con microplegues abiertos y simétricos; en cambio en Fotografía B la tendencia es a microplegues asimétricos y cerrados.

Según Hobbs et al. (1981) la morfología de clivaje de crenulación (crenulation cleavage) es sumamente variable; pero las diferentes formas comparten una característica diagnóstica en todos los casos una foliación anterior, generalmente definida por orientación preferente de silicatos laminares, esta plegada (crenulada) a escala micrométrica. La exfoliación puede estar definida simplemente por los flancos paralelos de los microplegues o puede estar definida por microfallas desarrolladas paralelamente a los flancos de los pliegues. Así mismo en tabla 4.2 se explican las características geométricas de ccc (clivaje de crenulación compresional) y como diferenciarlo de *sbc* (“*shear band cleavage*”). La naturaleza discreta del clivaje es a menudo realizada por procesos de presión solución, es muy común encontrar que los flancos de pliegues son relativamente enriquecidos en minerales filosilicáticos insolubles y con reducción en componentes “solubles” como el cuarzo y calcita.

Las *lineaciones de estiramiento* se reflejan en el diagrama de distribución de la figura 7.7 (A) con inclinación predominantemente entre 10 - 15° / 95 - 100° , resultando una inmersión de bajo ángulo. Se interpreta de esta manera que la componente principal de movimiento es en dirección Este-Oeste, subhorizontal, con cabeceo dominante hacia el Este. Se puede visualizar la lineación de estiramiento (Figura 7.7B y 7.7C), rasgo prominente en los afloramientos en Punta Angostura en el Río de la Plata.

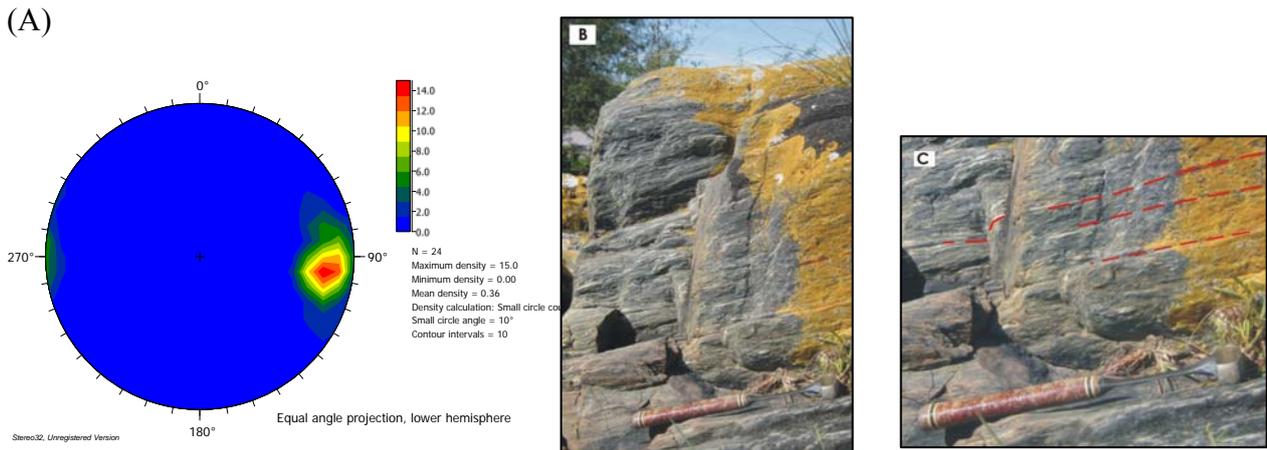


Figura 7.7: (A) Diagrama de densidad de lineaciones de ISG-J.L. B y C lineación de estiramiento (12° - $15^{\circ}/66^{\circ}$ - 70°) (claramente pre-netrativa) y suave inmersión hacia el Este, es el interlineado en rojo en la fotografía C.

Existen *indicadores cinemáticos* reconocidos a escala mesoscópica, tratándose de porfiroclastos manteados según describen Passchier & Trouw (2005). En el Balneario Artilleros se distinguen estructuras de tipo S-C con sentido sinistral de cizalla y porfiroclastos manteados de tipo σ (figura 7.8A) con sentido sinistral. En Juan Lacaze, la presencia de porfiroclastos tipo δ (flecha roja en figura 7.8B) indican sentido sinistral.

En Puerto Platero, se relevaron porfiroclastos de feldespato en una matriz cuarzo-feldespato-mica, el manto blando es deformado en alas con salto en escalera siendo muy útiles como indicadores cinemáticos. Se identificaron porfiroclastos de feldespato tipo σ principalmente, aunque existe el tipo δ en escasa abundancia y son interpretados sinestrales.

Otro método tradicional, es el de determinar el sentido de cizalla mediante observación de desplazamiento de marcadores en la pared de roca. Se ha utilizado como criterio la componente rotacional sinistral de vena relevada (figura 7.8C) en la pared septentrional de la Zona de Cizalla ISG-J.L, más específicamente en la transición milonita-granito muscovítico.

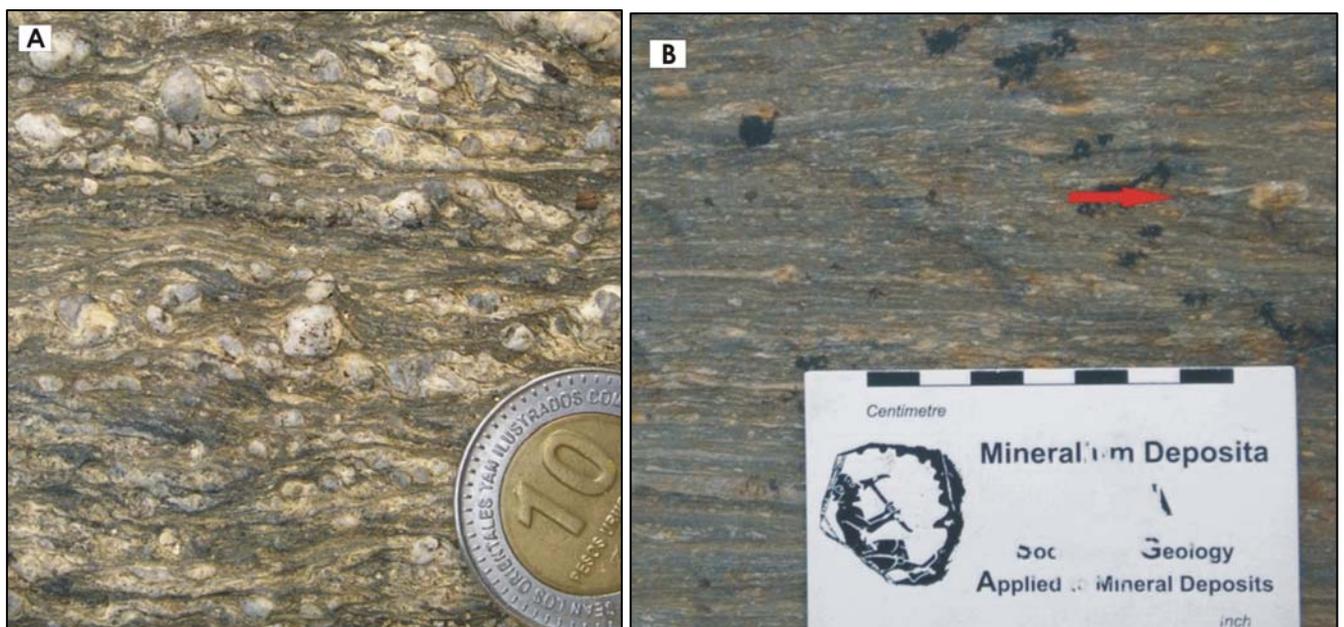




Figura 7.8: Fotografía A afloramiento de Balneario Artilleros donde se observa ejemplos de porfiroclastos σ con sentido sinistral de cizalla. Fotografía B afloramiento de milonitas en Juan Lacaze con porfiroclastos de feldespato (sentido sinistral de cizalla), señalado con flecha. Fotografía C afloramiento en Punta Artilleros donde se reconoce desplazamiento sinistral en vena.

7.2.4 MICROESTRUCTURAS (INDICADORES CINEMÁTICOS/CONDICIONES DE DEFORMACIÓN).

Lámina A046 (Balneario Artilleros):

Se trata de una milonita integrada por porfiroclastos manteados. El manto está compuesto por cuarzo-mica-feldespato recrystalizado. Se reconoce un sentido de cizalla sinestral, sugerido por un porfiroclasto tipo sigma (figura 7.9A).

En plagioclasa las condiciones de deformación observadas son: recrystalización que comienza a ser posible en los bordes de grano (figura 7.9A). En microclina hay maclas de deformación estrechadas y adelgazamiento de lamelas de albita. En la mayoría de los cristales de ortoclasa se reconoce microfracturamiento. Las microestructuras observadas sugieren un intervalo de 450-550 °C para la deformación de estas milonitas.

En el cuarzo, se reconoce la deformación a través de ribbons policristalinos. En los granos de este mineral también se reconoce bandas de deformación así como límite de subgrano, también hay recrystalización en borde de grano (textura “manto-núcleo”). Corresponde a temperaturas entre 400 a 500 °C dada la presencia de viejos cristales fuertemente aplastados y abundante estructura de recuperación (figura 7.9B)

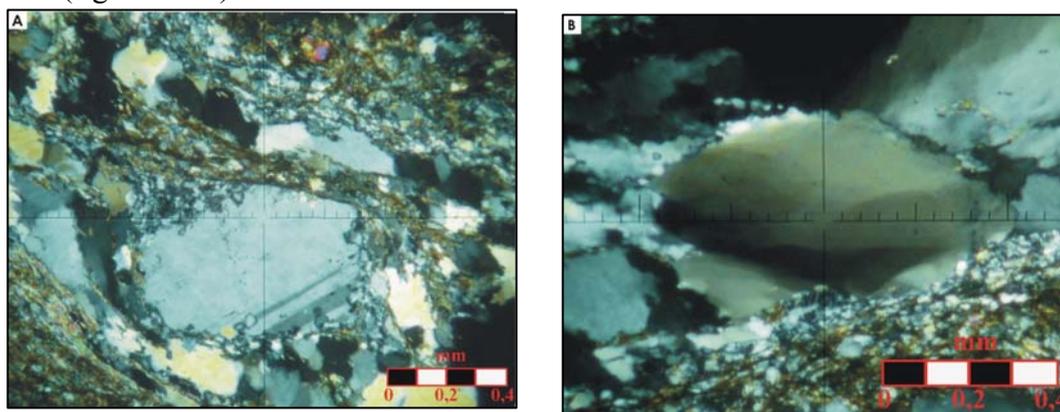


Figura 7.9: Fotomicrografía A se observa porfiroclasto de plagioclasa de tipo sigma con sombras de presión, presenta sentido sinestral de cizalla (LPA-5X). Fotomicrografía B se reconoce mecanismo de recuperación, evidenciado en las bandas de deformación (LPA-5X).

Lámina A047 (Juan Lacaze):

Corresponde a una ultramilonita, integrada por porfiroclastos de feldespato elongados a lo largo de la foliación milonítica compuesta por dominios micáceo y de cuarzo-feldespato formando deflexión alrededor de los porfiroclastos (ver figura 7.10A).

Se reconoce clivaje en bandas de cizalla de tipo C' (figura 7.10B y 7.10C), los ángulos determinados entre bandas de cizalla y el margen de la zona de cizalla son: 20°, 22°, 30°, 24°. Corresponden al rango citado por *Dennis and Secor 1987*⁵⁰; *Passchier 1991b*⁵¹; *Blenkinsop and Treloar 1995*⁵², que es de 15° a 35°. Se reconoce sentido sinestral de cizalla (figura 7.10C)

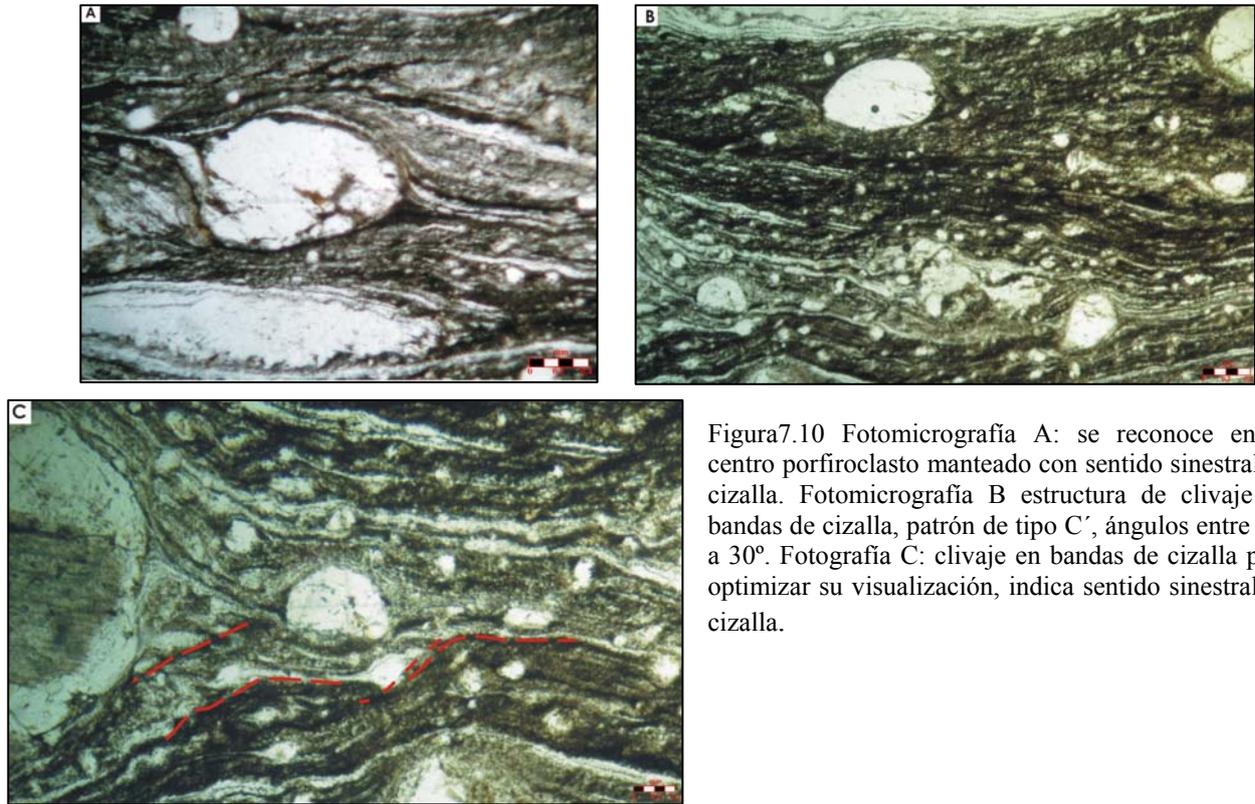


Figura 7.10 Fotomicrografía A: se reconoce en el centro porfiroclasto manteado con sentido sinistral de cizalla. Fotomicrografía B estructura de clivaje en bandas de cizalla, patrón de tipo C', ángulos entre 20° a 30°. Fotografía C: clivaje en bandas de cizalla para optimizar su visualización, indica sentido sinistral de cizalla.

En plagioclasas se reconocen maclas de deformación estrechadas y rectas en escalera, alojadas en sitios de alto esfuerzo (bordes de grano). Hay fragmentos que muestran fuerte deformación intercrystalina como falla a escala de grano, en microclina se observa set de microfallas, tienen un desplazamiento relativo de los fragmentos. Las microestructuras reconocidas corresponden a temperaturas entre 400 a 500 °C.

El cuarzo se presenta principalmente como ribbons alargados y se extinguen de forma paralela a sus ejes mayores. Se dan claras alternancias de dominios de cuarzo finamente recristalizado o de tamaño grueso con los dominios micáceos. Lo anteriormente citado da la pauta de temperaturas entre 400- 500°C.

Descripción foliación espaciada:

1. Espaciamiento= 0,5 mm
2. Forma de los dominios de clivaje= suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 70%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= anastomosada
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= gradacional

Lámina A160 (Balneario Artilleros):

Es una ultramilonita con clivaje en bandas de cizalla tipo C', oblicua al límite de la zona de cizalla y a la vieja foliación. Los planos de esquistosidad están formados por muscovita y los planos de cizallamiento por muscovita y biotita. La muestra no se levantó con fines cinemáticos por lo tanto la lámina no está orientada y no se caracteriza cinemáticamente.

Haciendo referencia a mecanismos de deformación en el cuarzo, se reconoce recristalización dinámica parcial por carácter bimodal de tamaño de grano. Con agregados de tamaños de grano pequeño aproximadamente uniformes, entre granos grandes con extinción ondulosa (Passchier & Trouw, 2005). Se reconoce recristalización por rotación de subgrano debido a la existencia de una transición entre viejos granos y nuevos granos. Se distinguen ribbons de cuarzo con extinción paralela a sus ejes mayores, esto principalmente se da en milonitas de grado bajo a medio. Por último se reconocen signos de recuperación por bandas de deformación (figura 7.11 A y B). Estas evidencias indican condiciones de deformación entre 400-500 °C caracterizadas por estructuras de recuperación y recristalización.

En microclina se observan lamelas en forma de llama y en albita maclas de deformación adelgazadas. Se reconocen estructuras incipientes de manto-núcleo. Las microestructuras observadas en feldespato reflejan temperaturas entre 450 a 500 ° C.

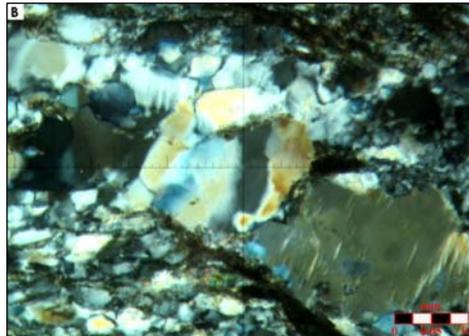
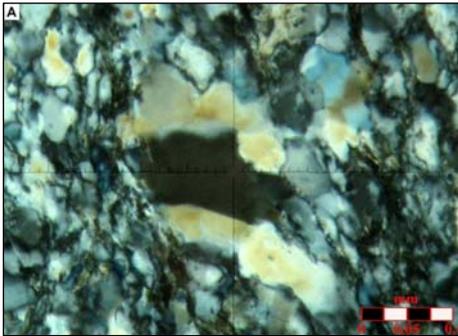


Figura 7.11: Fotomicrografía A: muestra bandas de deformación en grano de cuarzo en el centro (LPA-20X). Fotomicrografía B: igual que fotografía A y además se observa feldespato (sector inferior derecho) con lamelas en forma de llama (LPA-20X).

Lámina A185 (Puerto Platero):

Es una milonita con “*micafish*” desarrollado de muscovita. La muscovita presenta una simetría monoclinica con un lado planar y otro curvo lo que puede ser usado como indicador de sentido de cizalla (Passchier & Trouw 2005). Se reconoce sentido sinistral de cizalla en la figura 7.12A y 7.12B.

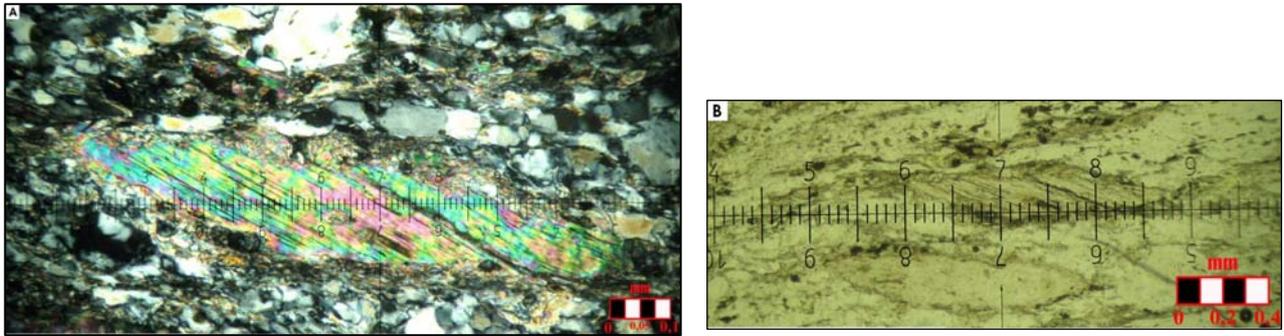


Figura 7.12: Fotomicrografía A se visualiza muscovita fish con sentido sinistral de cizalla (LPA-10X). Fotomicrografía B mismo “*micafish*” que fotografía A, en sector inferior se observa otras muscovitas desarrollando micafish (LPNA-2,5X)

En el cuarzo la fábrica parcialmente recrystalizada evidencia recrystalización por rotación de subgrano (SGR). Dicho mecanismo se reconoce por la transición gradual entre viejos granos y nuevos granos, los viejos granos se observan aplastados. Presenta algunos indicios de recrystalización de alta temperatura de migración de grano (GBM), “*pinning*” y “*dragging*”. Probablemente ambos procesos (SGR y GBM) están combinados.

En plagioclasa se observa maclado de deformación: sugiere en este caso condiciones de deformación entre 400-500 °C.

Existe un primer evento en el que las condiciones dúctiles se dan entre 400-500 °C caracterizadas por viejos cristales aplastados y abundante recuperación. Se registran evidencias de un evento de comportamiento frágil actuando posteriormente al dúctil, el mismo corresponde a temperaturas entre 300 a 400 °C.

Lámina A185B (Puerto Platero):

Es una milonita en transición a cataclasita. Presenta feldespatos aplastados con formas de tabla de surf. Por otra parte existe fábrica de cataclasis sobreimpuesta.

En feldespato se reconoce plasticidad cristalina en porfiroclastos con sombras de presión y en plagioclasa se distingue maclado por deformación con estrechamiento y maclas curvas. La fragmentación es causada por flujo cataclástico y se evidencia en el amplio rango de tamaños y la fragmentación. Se desarrolla tenue recrystalización de borde de grano. El primer evento de deformación en condiciones dúctiles se da a temperaturas entre 450-550°. En relación al flujo cataclástico posterior, las temperaturas se dan por encima de los 300 °C.

En el cuarzo se percibe recrystalización dinámica reconocida por la distribución bimodal de tamaño de grano. Se reconoce combinación de recrystalización de tipo “*bulging*” (BLG) y rotación de subgrano (SGR), también se reconoce límite de subgrano por mecanismos de recuperación. Refleja mecanismos de deformación correspondientes a temperaturas entre 400-500 °C por SGR.

En las micas se reconoce deformación evidenciado por “*micafish*”.

Lámina A193 (Puerto Platero):

Desde el punto de vista cinemático se observa “*micafish*” con sentido sinistral de cizalla (figura 7.13A) y percibido en porfiroclastos de feldespato tipos sigma.

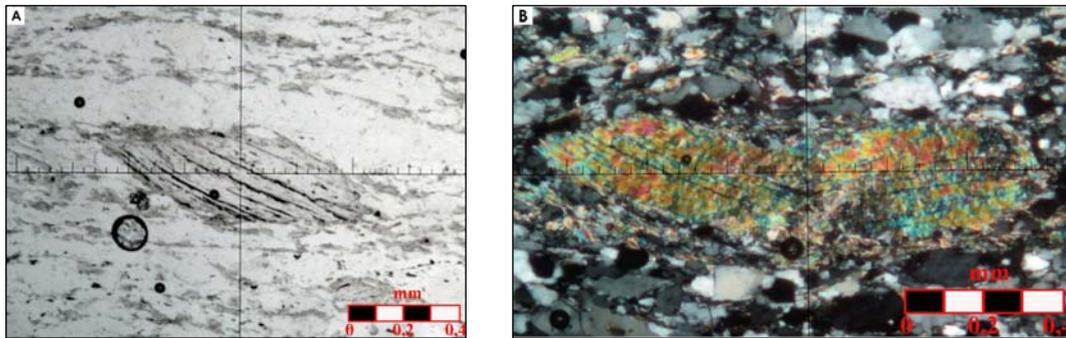


Figura 7.13: Fotomicrografía A revela muscovita-fish indicando sentido sinistral de cizalla (LPNA-5X). Fotomicrografía B expone kink en muscovita (LPA-5X).

En muscovita se identifica “*kinking*” por deformación en el núcleo de cristal (figura 7.13B)

En el análisis de las condiciones de deformación en plagioclasa se destacan maclas curvas y maclas de deformación en forma en escalera. Lo anterior indica condiciones de deformación que se atribuyen a temperaturas de 400-500 °C.

En el cuarzo la recrystalización sugiere un mecanismo de rotación de subgrano con indicios de recrystalización por migración de límite de grano de alta temperatura, con microestructura “*window*” que indica direcciones de movimiento de un límite de grano migrando durante recrystalización dinámica (Passchier y Trouw, 2005). Refleja condiciones de temperatura entre 400-500 °C caracterizándose por viejos cristales aplastados, abundante recuperación y estructuras de recrystalización.

Lámina A195 (Cantera Ferrando):

La ultramilonita presenta indicadores cinemáticos, son porfiroclastos tipo σ que reflejan sentido sinistral de cizalla.

Analizando las condiciones de deformación, observamos en feldespato maclas de deformación adelgazadas observadas en diferentes cristales de microclina, así como pertitas llamas: Las microestructuras indican temperaturas en rangos que van desde 400 a 500° C.

Se observa mecanismo de recuperación en cuarzo, identificado por tenues bandas de deformación; otro mecanismo presente es recrystalización de migración de grano de alta temperatura (GBM) (figura 7.14 A). Las microestructuras reconocidas indican de 450 a 550 °C.

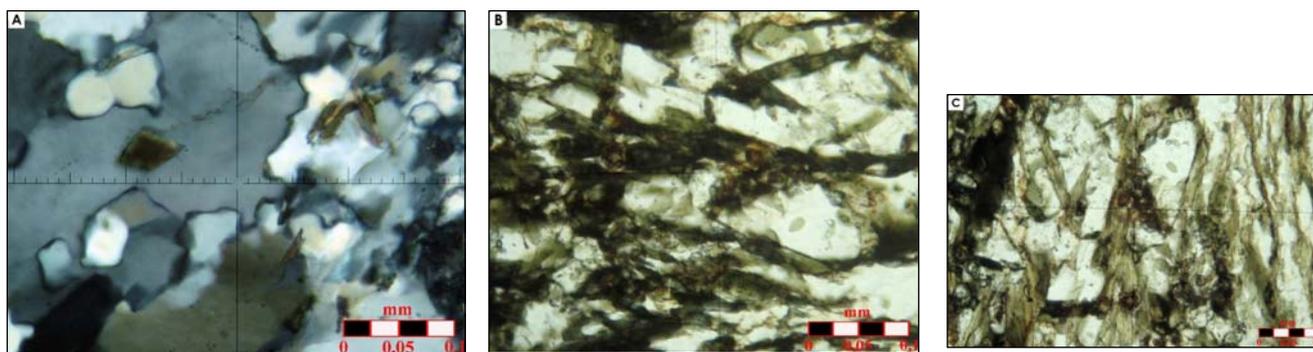


Figura 7.14: Fotomicrografía A se observa recrystalización (GBM) en cuarzo del centro (LPA 20X). Fotografía B foliación espaciada integrada por biotita, con color de absorción pardo verdoso (LPNA 20X). Fotomicrografía C misma toma que anterior con la diferencia que la biotita se presenta con pleocroismo verde amarillento (LPNA 20X).

El dominio de clivaje principalmente está formado por agregados laminares de biotita (figura 7.14B y 7.14C).

En cuanto a los rasgos morfológicos de la foliación espaciada:

1. Espaciamiento= 0,57
2. Forma de los dominios de clivaje= suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 60%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= paralela
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= gradacional

Lámina A217 (Punta Angostura):

Esta ultramilonita presenta buenos indicadores de cizalla desarrollados en minerales de feldespato alcalino, porfiroclastos tipo σ indicando sentido sinistral de cizalla. Los porfiroclastos presentan además sombras de presión de composición: cuarzo recrystalizado y/o agregados de sericita.

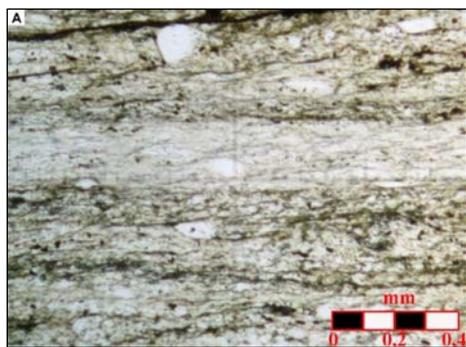
En cuanto a los mecanismos de deformación evidenciados en ortoclasa, se reconoce microfracturamiento y escasamente pertitas (principalmente en sectores de borde). El rango temperaturas de las estructuras reconocidas corresponde a 400-500 °C.

Los granos de cuarzo presentan evidencias de recrystalización dinámica parcial. Se presentan fuertemente aplastados y hay pasaje gradual de granos viejos a granos nuevos donde se reconoce etapas de recrystalización de rotación de subgrano (SGR). Se desarrollan algunas microestructuras de

migración de grano indicando las primeras etapas de recrystalización de migración de borde de grano (GBM). Las anteriores evidencias reflejan temperaturas de 450-550° C.

Presentamos en figura 7.15 características de foliación espaciada, a continuación la describimos:

1. Espaciamiento= 0,4
2. Forma de los dominios de clivaje=suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje=zonal 60%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje=paralela
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones=discreta



Mineral presente en foliación	Hábito	Color
Sericita (predominante)	Agregados fibrosos	Transparente
Biotita (más escasa que sericita)	Láminas finas	pardo
Opacos (bastante concentración)	Foliado o en masas	Negro- a rojo sangre

Figura 7.15: Fotomicrografía A presenta el clivaje espaciado, muestra dominios de sericita y dominios biotita (LPNA 5X).

Lámina A239 (Colonia del Sacramento-Estación ferrocarril):

Se reconoce en la presente ultramilonita porfiroclastos con estructuras de sombra de presión ligeramente desarrolladas a casi nulas por lo tanto tiende a clasificación de clastos desnudos (figura 7.16A). En algunos de ellos existe simetría ortorómbica, en estos casos no pueden ser usados como indicadores cinemáticos.

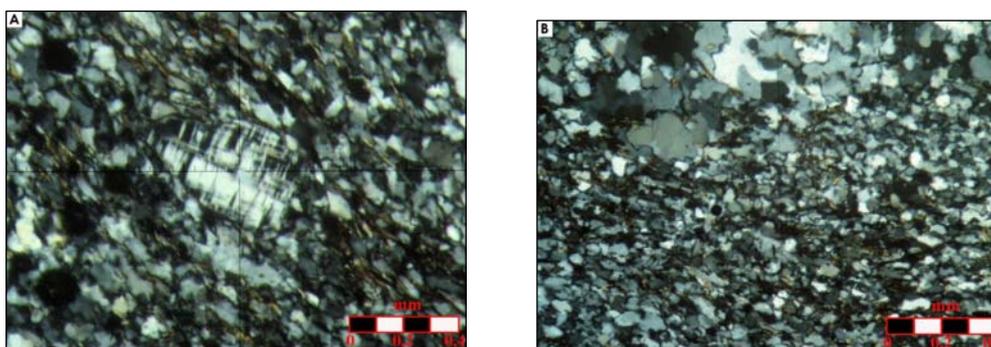


Figura 7.16: Fotomicrografía A muestra microclina en el centro del retículo, desarrolla clasto desnudo con sentido sinistral de cizalla (LPA-10X). Fotomicrografía B registra evidencias de recrystalización por rotación de subgrano (LPA-10X)

En referencia a los mecanismos de deformación existentes en el cuarzo, predomina recrystalización por rotación de subgrano (SGR) identificado por la transición gradual de agregados de subgrano hacia agregados de nuevos granos con aproximadamente el mismo tamaño, como se muestra en figura 7.16B. Presenta tendencia a GBM, en la que los contactos son de forma lobulada. Otra evidencia de deformación presente es el mecanismo de recuperación, observado en bandas de deformación. Se interpreta que las temperaturas oscilan entre 450 a 550 °C.

Se analizan feldespatos y se reconoce pertita, lamelas de albita en forma de llama y también incipiente recrystalización en el borde. El rango de temperaturas según las microestructuras reconocidas corresponde a 450- 550 °C.

La foliación espaciada se caracteriza por ser zonal con tendencia a continua en base a la determinación del volumen porcentaje de dominio de clivaje: 85%-90%.

Lámina A240 (Colonia del Sacramento-Punta San Pedro):

Es clasificada como ultramilonita, posee bajos porcentajes de feldespato, con características de clasto desnudo equidimensional por la presencia de límite nítido con la matriz. Además la roca presenta “*micafish*” de forma elongada con simetría monoclinica. El sentido de cizalla interpretado es sinistral.

En el cuarzo se observa mecanismos de recuperación, en bandas de deformación, por otra parte hay evidencias de recrystalización por rotación de subgrano. La caracterización denota condiciones de deformación de temperaturas entre 400-500° C.

Los cristales de microclina y ortoclasa muestran de forma incipiente estructura manto-núcleo por la formación de pequeños nuevos granos en los bordes. Existe pertita en llama estrechada y en ocasiones se observa algo de microfracturamiento. Probablemente corresponde a una deformación progresiva retrograda, registrándose temperaturas desde 550 a < 400 °C.

La foliación espaciada es similar a LD A139: foliación zonal con tendencia a continua. El volumen porcentaje de dominio de clivaje es un parámetro estimado en 85%- 90%.

Lámina A241 (Playa el Calabrés):

Se trata de una ultramilonita, con presencia de dos generaciones de anfíbol de tipo riebeckita: pre-tectónico (figura 7.17A) y sintectónico (figura 7.17B). El anfíbol que desarrolla “*mica fish*”, corresponde al primer tipo, presenta salto en escalera interpretándose sentido de cizallamiento sinistral. Se observa algunas estructuras de manto-núcleo en riebeckita. En cambio el otro anfíbol es sintectónico, se reconoce la orientación del mismo paralela a la foliación milonítica.

Algunos feldespatos forman una estructura manto-núcleo, desarrollan porfiroclastos tipo σ indicando sentido sinistral de cizalla. En ortoclasa se reconoce microfracturamiento e incipiente recrystalización en bordes de grano, de tipo SGR. En microclina se registra extinción en parche, así como mecanismos de recuperación, dados por subgrano y en plagioclasa hay maclas de deformación. Lo citado corresponde a temperaturas entre 450-550 °C.

Los granos de cuarzo forman agregados policristalinos deformados muy alargados y recrystalizados. Estos agregados presentan ancho variable de 0,7mm a 1,5mm y largo aproximado a 16mm y 20 mm. El mecanismo interpretado es recrystalización por rotación de subgrano (figura 7.17C). Además existen mecanismos de recuperación dados por bandas de deformación. El comportamiento descrito en cuarzo indica recrystalización por rotación de subgrano indicando 400-500 °C en las condiciones de deformación.

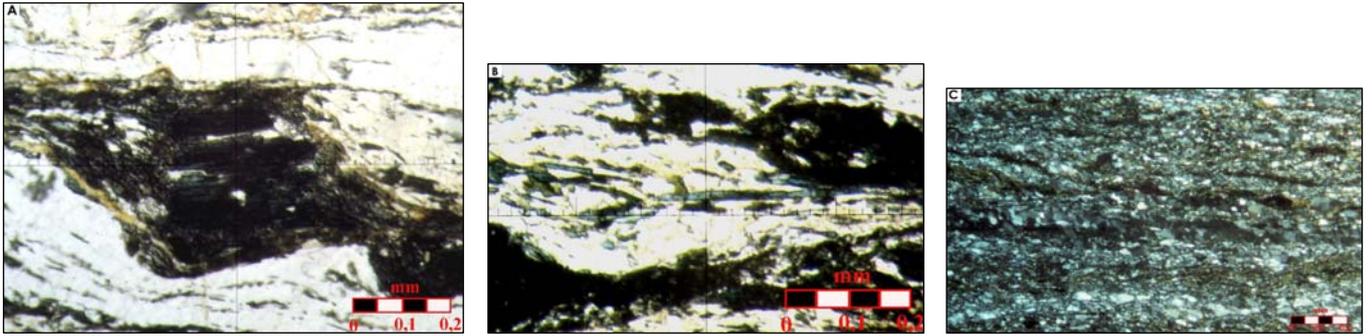


Figura 7.17: Fotomicrografía A muestra porfiroclasto de anfíbol riebeckita con sentido sinistral de cizalla (LPNA-10X). Fotomicrografía B los anfíboles (color azul) sincinemáticos se desarrollan formando el clivaje, (LPNA-10X). Fotomicrografía C se muestra agregados policristalinos en matriz de cuarzo -feldespato, mecanismo recrystalización de subgrano (LPA-5X).

La foliación espaciada se caracteriza por los siguientes parámetros:

1. Espaciamiento= 0,4
2. Forma de los dominios de clivaje= suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 50%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= anastomosado
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= gradacional

Lámina A242 (Cantera Ferrando):

Se trata de una ultramilonita. El cuarzo presenta recrystalización dinámica, por rotación de subgrano (SGR). Se evidencia, mecanismos de recuperación presente en bandas de deformación. Dichos procesos responden a condiciones de deformación con temperaturas entre 400-500 °C.

En ortoclasa hay extinción en parche, ligero microfracturamiento y se percibe pertita en llama estrechada. En microclina se observan maclas de deformación y recrystalización formando estructura manto-núcleo. Las condiciones de deformación reflejan temperaturas entre 400 a 550 °C.

La foliación espaciada se describe:

1. Espaciamiento= 0,8
2. Forma de los dominios de clivaje= suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 60%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= anastomosado
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= discreto.

Lámina V01 (Colonia del Sacramento-Punta San Pedro):

Es una ultramilonita con escasos porfiroclastos tipo σ , con sentido sinistral de cizalla.

En ortoclasa se observan microestructuras de pertita en llama, haciendo referencia a lamelas de albita estrechadas. Existe recrystalización a nivel de borde de grano formando estructuras de tipo manto-núcleo. En microclina se distingue maclado de deformación y presenta microestructuras de subgrano. Las microestructuras observadas reflejan temperaturas entre 450-600°.

En los granos de cuarzo se distingue recristalización por rotación de subgrano, se reconoce además mecanismo de recuperación en bandas de deformación y subgrano. Los citados mecanismos son atribuidos a temperaturas entre 400-500°C.

Lámina V02 (Colonia del Sacramento-Punta de Santa Rita):

En la presente cataclasita foliada, se reconoce en agregados de cuarzo un indicador cinemático de sentido sinistral (figura 7.18A). Los dominios de fábrica observados en la lámina son: cataclasita foliada y dominio dúctil, existiendo en el último de ellos escasos porfiroclastos de feldespato con sentido sinistral de cizalla.

Cristales de ortoclasa se presentan en fragmentos con bordes rectos y fracturas internas (figura 7.18B). Son abundantes las lamelas de albita estrechadas. Se identifica bandas de deformación interpretándose mecanismos de recuperación, así como también se manifiestan estructuras manto-núcleo correspondiente a la recristalización operante. Se infiere que las temperaturas corresponden a 450-600 °C las de comportamiento dúctil. El régimen frágil actúa como evento posterior, aquí las temperaturas son menores a 400 °C en la que cristales de feldespato se deforman principalmente por fracturamiento y flujo cataclástico.

Para granos de cuarzo se reconoce recristalización dinámica y mecanismos de recuperación. Se deducen temperaturas entre 400 a 500 °C en lo citado anteriormente.

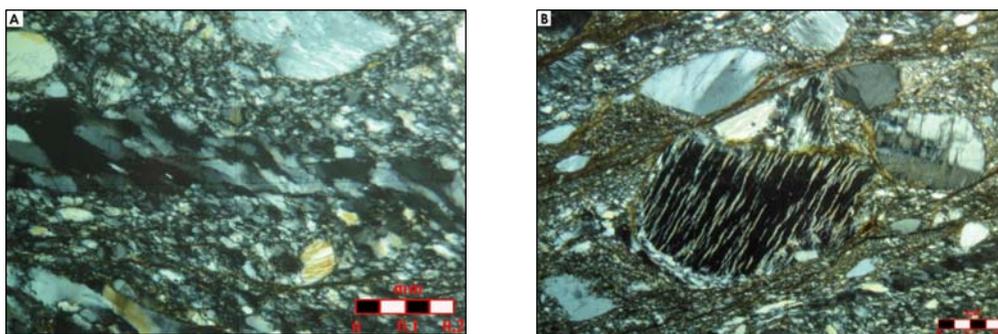


Figura 7.18: Fotomicrografía A indicador cinemático en cuarzo con sentido sinistral de cizalla. Fotomicrografía B cataclasis, se evidencia por microfracturamiento y gran variedad de tamaños en fragmentos de feldespatos.

Teniendo en cuenta la foliación existente se describen sus parámetros a continuación:

1. Espaciamiento= 1.33
2. Forma de los dominios de clivaje= suave
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 70%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= anastomosado
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= gradacional

Lámina V03 (Colonia del Sacramento-Playa Rowing):

Se identifica en esta ultramilonita fábrica de cuarzo dinámicamente recristalizado, el cuarzo se presenta fuertemente aplastado en granos homogéneos. Otro mecanismo operante es el de recuperación, evidenciado por bandas de deformación. Según las microestructuras presentes las temperaturas van de 400-500 °C donde “*dislocation creep*” es dominante, se caracteriza por abundante recuperación y recristalización.

7.3 ZONA DE CIZALLA ISLA DE HORNOS-ARROYO RIACHUELO (IH-A° R)

7.3.1 CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA/ DELIMITACIONES

Se denomina así a la región de milonitas aflorantes con disposición aproximadamente paralela a la anterior zona de cizalla, pero ubicada al Norte de la misma. Está ubicada más precisamente, al norte de la Ruta 1 y al norte de la localidad El General. Si consideramos únicamente su área aflorante, su longitud sería de 11,5 kilómetros. En la Zona de Cizalla Islas de Hornos-Arroyo Riachuelo, el ancho de la zona de cizalla también es variable, presentando 140 metros en su extremo occidental (Islas de Hornos), alcanzando sus valores máximos de 2,3 kilómetros en regiones del A° Riachuelo hacia el Norte de la Ruta N° 1.

7.3.2 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA

Señalamos al norte del A° del General la existencia de comportamiento frágil acentuado, dicho evento es posterior a la deformación dúctil.

El corte realizado en desmonte de vía de tren consiste en un punto de observación cada 50 metros y la extensión total del corte es de 350 metros (ver figura 2.2 en ANEXO I), algunos afloramientos corresponden a la roca de caja. Están comprendidos los siguientes términos:

1. *milonita-granito* variando en bandas de 20 cm a 1.5 m de espesor, de tamaño de grano medio, comprendiendo porfiroclastos que oscilan entre 0,25 a 2 mm. Se compone por: feldespato, cuarzo como mineral predominante y escasa biotita. El cuarzo se presenta en cintas y como integrante de la matriz. La biotita, posee hábito hojoso, es de color pardo a negro. En cuanto a los porfiroclastos de feldespato evidencian aplastamiento, se presentan algo elongados.
2. *milonita-pegmatita* en bandas de 20-50 cm hasta 4 m de ancho, caracterizándose por porfiroclastos de feldespato aplastados que miden de 1 a 6 cm de largo, el porcentaje de matriz es de 50 a 60 %. Observamos que la pegmatita en general no presenta porfiroclastos apropiados para indicadores cinemáticos. Existen bandas continuas de feldespato que se han boudinado por el aplastamiento.
3. *milonita-granito* de grano medio a grueso o grueso, de 1 a 5mm, leucócrata. Se reconoce entre 50 y 60% de matriz, clasificada como milonita. Presenta porfiroclastos aplastados así como ribbons de cuarzo. La mica principal es biotita (abundancia 10% a 30%) y probablemente existe sericita (B163D- lámina delgada ANEXO II).
4. Niveles reducidos de *gneiss*, debido a su gran grado de alteración es imposible realizar análisis más detallados.
5. *Ultramilonita*, de ½ m de espesor no alterna sistemáticamente sino que es un registro único, el mismo relevado al final de la cantera-extremo norte. (B163J lámina delgada ANEXO II).

En afloramiento situado próximo al cauce del A° El General la milonitización se refleja en alternancias de:

1. micaesquistos
2. pegmatitas
3. granitos. Se interpreta *milonita* con tendencia a *protomilonita*. Descripción microscópica (ver lámina delgada B043 en ANEXO II).

Hacia el extremo Este, en proximidades a la Cañada de Pérez, se manifiesta la región de mayor espesor de la Zona de Cizalla IH-A° R. Se distingue el ancho en la foto de la figura 7.19, así mismo puede identificarse alternancias de paquetes dispuestos paralelamente. La observación in situ revela alternancias graníticas-gneissicas-pegmatíticas milonitizadas, hay registros de *milonitas* francas y *protomilonita* con recortes pegmatíticos en donde los feldespatos se budinan.



Figura 7.19: Panorámica representativa de porción más ancha de la zona de cizalla, son alternancias de milonitas y protomilonitas en las inmediaciones de cauce Cañada de Pérez.

Se ha realizado un análisis microtectónico en una muestra de la Cañada de Pérez (ver lámina delgada B116 en ANEXO II), siendo clasificada como *protomilonita* con tendencia a *milonita*.

Según propuesta (Tabla 7.1) de escala cualitativa de la deformación basada en campo, el Índice de intensidad de foliación cualitativo (QFII) es igual a 8.

Tabla 7.1: Índice de Intensidad de foliación cualitativo (QFII), (compilado de Goscombe & Gray 2007).

QFII	Grain refinement		1: Deformation at low to medium grade Sub-Greenschist to lower-Amphibolite facies (<550 °C)		
	Mechanisms	%	Micaceous Pelites	Massive Granular Mafics, Granitoids, Gneisses	Monominerallic Carbonate, Quartzite
10	Ultramylonite	100-95%	Ultramylonite	Ultramylonite	Ultramylonite
9	Mylonite	95-85%	Mylonite	Mylonite	Mylonite
8	Mylonite to Proto-Protomylonite	85-70%	Mylonite to Protomylonite	Mylonite to Protomylonite	Mylonite to Protomylonite
7	Protomylonite	70-50%	Pervasive intense schistosity	Schistose / Protomylonite	Elongate grainshapes ± ribbons
6	Sub-protomylonite	<50%	Strongly schistose	Foliated gneiss / Strong grainshape fabric	Strong grainshape fabric
5	Ductile recrystallization		Cleavage / Fine schist / Spaced schist	Gneissic fabric / Moderate grainshape fabric	Moderate grainshape fabric
4	Ductile recrystallization		Cleavage / Slate / Phyllite	Weak grainshape fabric	Weak grainshape fabric
3	Ductile-Brittle recrystallization		Spaced cleavage	Cleavage / Spaced seams	Subtle grainshape fabric / Seams
2	Ductile-Brittle recrystallization		Crenulation cleavage	Spaced cleavage	Spaced seams
1	Ductile-Brittle recrystallization		Spaced disjunctive cleavage	Spaced disjunctive cleavage	Stylotites / Disjunctive cleavage
0	None		None	None	None

7.3.3 MESOESTRUCTURAS (FOLIACIONES, LINEACIONES, PLIEGUES, INDICADORES CINEMÁTICOS)

Las orientaciones estadísticas de las *foliaciones miloníticas* obtenidas en los diagramas presenta como clase dominante la de rumbos 90-95°/5°. Se refleja también una segunda clase con máximo en 100° resultando en una tendencia hacia el cuadrante Sureste. Las clases estadísticas interpretadas como dominantes y secundarias respectivamente, se observan en la figura 7.20, distinguiéndose en el diagrama (A) la representación del rumbo, mientras que en el diagrama (B) se muestran los buzamientos relevados en el campo. Por último, en el diagrama de densidad de polos se presenta el máximo en el cuadrante Sur, se refleja así la dominancia de planaridad buzando al norte.

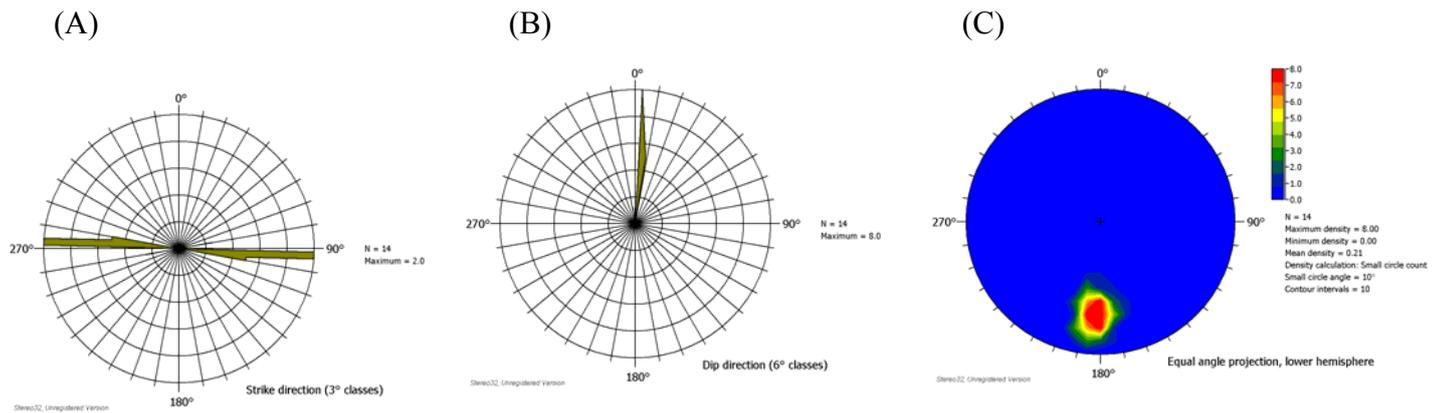


Figura 7.20: Resultados estadísticos de foliaciones en Zona de Cizalla IH-A°R. (A) muestra clases dominantes de rumbo. (B) presenta buzamientos de dichos elementos planares. (C) refleja densidad de polos de las medidas analizadas.

Se estudió con lupa binocular los rasgos mesoscópicos de una muestra perteneciente a la Cañada de Pérez, en donde se observó que la textura milonítica está dada por porfiroclastos envueltos en una matriz bandeada. La mineralogía del bandeo es cuarzo-feldespato recristalizado, integrada además por ribbons de cuarzo (figura 7.21B). Los porfiroclastos de feldespato miden entre 1 y 5mm con morfología tipo σ , algunos con simetría ortorrómbica mientras que otros presentan simetría monoclinica. Una parte de los mismos registra microfracturamiento.



Figura 7.21: Fotografía A muestra foliación milonítica en Cañada de Pérez la foliación buzando hacia el norte. En B textura en lupa binocular, es ejemplar del Norte (cañada de Pérez) con porfiroclastos de tipo σ envueltos en matriz y ribbons de cuarzo presentes en la milonita.

La microestructura de la muestra B163, está formada por bandas félsicas y máficas. Las félsicas, con espesores entre 1 a 5mm, de color blanquecino y grano muy fino, que contienen porfiroclastos de feldespato desde 1 a 4,5 mm y cuarzo recristalizado. Las bandas máficas de menor espesor, compuestas por biotita principalmente, desarrollan deflexión alrededor de los porfiroclastos. Los porfiroclastos presentan sentido sinistral predominante.

Refiriéndonos a los pliegues, logramos identificar en afloramientos de Cañada de Pérez pliegues abiertos como se observa en figura 7.22 y se distingue horizontalización localmente. Se trata de pliegues tardíos pues afectan a la foliación milonítica principal. Si bien la región no presenta evidencias sistemáticas de plegamiento, los pliegues son las estructuras más comunes desarrolladas y se forman en rocas que poseen rasgos anisótropos. Elemento relevado en el plegamiento: eje de pliegue $40^{\circ}/90^{\circ}E$.



Figura 7.22: representa en interlineado de color rojo la identificación de pliegues abiertos en afloramiento, generando horizontalización de la foliación. El eje de pliegue medido es $40^{\circ}/90^{\circ}\text{E}$, en la foto se dispone tomando como eje imaginario el mango de la piqueta.

En cuanto a las *lineaciones de estiramiento* son rasgos relevados en base a contínuas observaciones, si bien existen dificultades de reconocimiento dado que no presentan prominencia en las rocas de la región. Los lineares medidos se reflejan en la figura 7.23. El diagrama de la figura denota ligera inmersión hacia el Noroeste, con azimut dominante $275\text{-}280^{\circ}$. Si bien el movimiento es subhorizontal, en esta zona de cizalla las lineaciones presentan ángulos mayores que en la Zona de Cizalla ISG-J.L, estos varían entre 7° a 28° con cabeceos hacia el N.

(C)

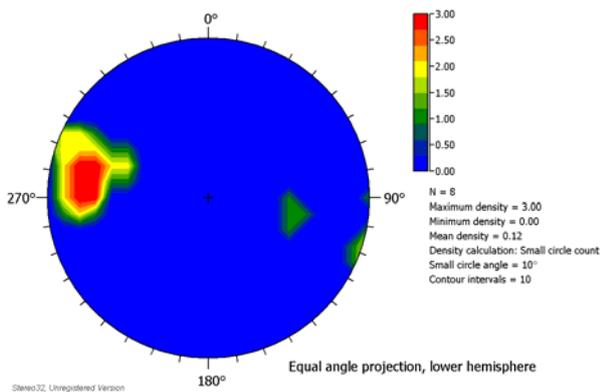


Figura 7.23: Lineación de estiramiento de la Zona de Cizalla IH-A°R en diagrama estadístico.

Los mejores *indicadores cinemáticos* fueron relevados en el corte realizado en desmante de la vía férrea al Norte del poblado El General (se representa en figura 2.2 en ANEXO I) y en las inmediaciones de Cañada de Pérez.

Se relevó al Norte de “El General” una serie de porfiroclastos con sentido sinistral de cizalla, que es el sentido predominante, aunque existe dominios que presentan porfiroclastos con movimiento de cizalla dextral.

En la región de cañada de Pérez se manifiesta el sentido reverso de cizalla, pues se han observado indicadores dextrales predominantemente, pero hay evidencias sinistralas como se muestra a continuación. Se utilizan en campo las reglas para indicadores cinemáticos (Goscombe 2007), se citan autores en las correspondientes leyendas de fotografías.

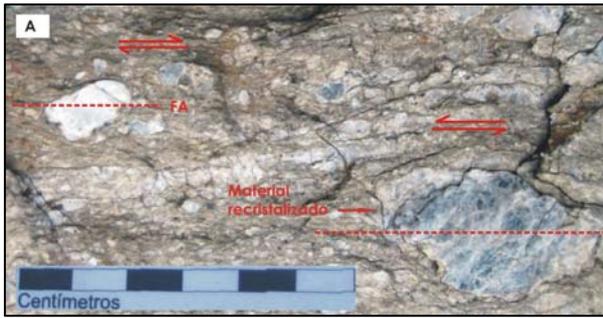


Figura 7.24: Fotografía A porfiroclastos σ (Passchier & Simpson 1986⁵³), se identifica arriba de cada uno el sentido de cizalla, en Zona de Cizalla IH-A°R se registra reversión de sentido de cizalla. Fotografía B estructura rotada, se observa sentido sinistral de cizalla (Hammer & Passchier 1991⁵⁴). Fotografía C muestra porfiroclastos tomados como indicadores cinemáticos mesoscópicos, presentan sentido dextral de cizalla (inverso al sentido de cizalla total).



7.3.4 MICROESTRUCTURAS (INDICADORES CINEMÁTICOS/CONDICIONES DE DEFORMACIÓN)

Lámina B043 (Arroyo del General)

La presente milonita con tendencia a protomilonita presenta sentido de cizallamiento dextral dominante, aunque existen porfiroclastos con sentido sinistral así como microfallas antitéticas y sintéticas con sentido sinistral de cizalla.

Los porfiroclastos de ortoclasa registran estructuras de tipo manto-núcleo (en abundancia). Se identifican también lamelas en forma de llama estrechadas. Se reflejan así temperaturas entre 450-550 °C

Los estudios de mecanismos de deformación del cuarzo brindan rasgos importantes de recristalización dinámica, se trata de mecanismos por rotación de subgrano dominados por poligonización de viejos granos y formación de granos recristalizados nuevos (Tullis 1991). SGR corresponde a régimen 2 de Hirth and Tullis (1992). Los viejos granos tienden a ser deformados dúctilmente y en formas elongadas o de ribbons, con numerosos subgranos. Para el cuarzo se interpreta dominancia de “*dislocation creep*”, indicando 400-500 °C para las condiciones de metamorfismo.

Presenta foliación espaciada, la misma se describe a continuación:

1. Espaciamiento= 1,33mm
2. Forma de los dominios de clivaje= rugoso
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 55%
4. Relación entre dominios de clivaje= anastomosado
5. Transición entre dominio clivaje y microlitones=gradacional

Lámina B116 (Cañada de Pérez)

Clasificada como protomilonita con tendencia a milonita. Los feldespatos desarrollan porfiroclastos con sombras de presión y de tendencia granoblástica, resultando que no existen indicadores cinemáticos fiables.

En referencia a mecanismos de deformación, en ortoclasa se distingue la presencia de microfracturamiento, de maclado por deformación y de pertita en forma de llama (en abundancia). Se reconoce ocasionalmente límite de subgrano, siendo un reflejo de mecanismo de recuperación. Se desarrolla manto de grano fino de feldespatos alrededor de núcleos conformando estructura manto-núcleo. Los rasgos de esta protomilonita sugieren temperaturas entre 450-600 °C.

Granos de cuarzo en agregados poligonales monominerálicos (cristales mayores) presentan límites de grano rectos entre sí que sugieren mecanismo GBAR (“*Grain Boundary Area Reduction*”), son cristales poligonales que tienden a hacer juntas triples con ángulos interfaciales de aproximadamente 120° (figura 7.25A).

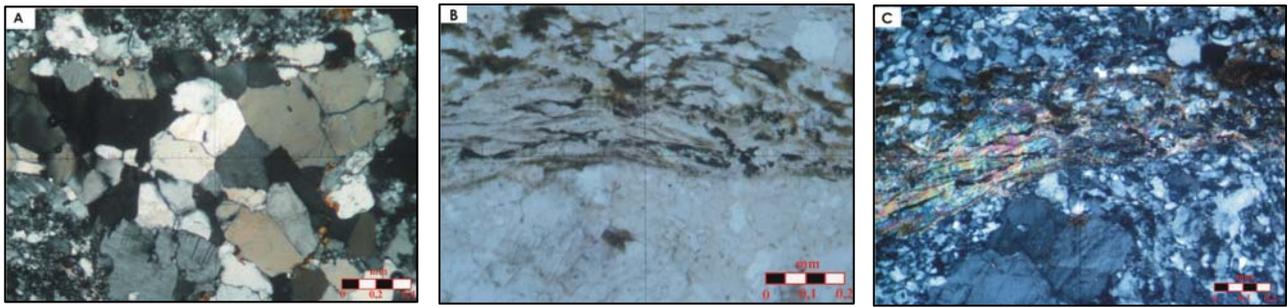


Figura 7.25: Fotomicrografía A agregados de cuarzo con desarrollo de mecanismo GBAR con juntas triples de 120° aproximadamente, se infiere corresponde a una textura heredada de temperaturas de alto grado de metamorfismo (LPA-5X). Fotomicrografía B presenta biotita y muscovita integrando la matriz, se disponen en láminas finas (LPA-10X). Fotomicrografía C misma toma que B pero con luz polarizada, se observa la recrystalización del cuarzo formando matriz fina junto con las micas.

En agregados poliminerálicos (grano fino) de cuarzo-feldespato, el cuarzo está integrando la matriz con signos de recrystalización. Se identifica además mecanismo de recuperación reflejado en bandas de deformación y subgrano. Los mecanismos en cuarzo se asocian a metamorfismo de temperaturas entre $400-500^\circ\text{C}$. Existen algunas texturas indicando GBAR donde se infiere son heredadas de textura gnéissica anterior a la transcurrencia.

Lamina B163 D (Vía férrea- al Norte poblado El General)

En la milonita caracterizada aquí, los minerales de feldespato integran un sistema de porfiroclastos con sombras de presión, algunos con simetría monoclinica y otros de simetría ortorómbica. Los indicadores cinemáticos obtenidos de los que tienen simetría monoclinica reflejan predominancia de sentido de cizalla sinestral (figura 7.26A y 7.26B), son porfiroclastos tipo σ y algunos con evolución a δ (figura 7.26A).

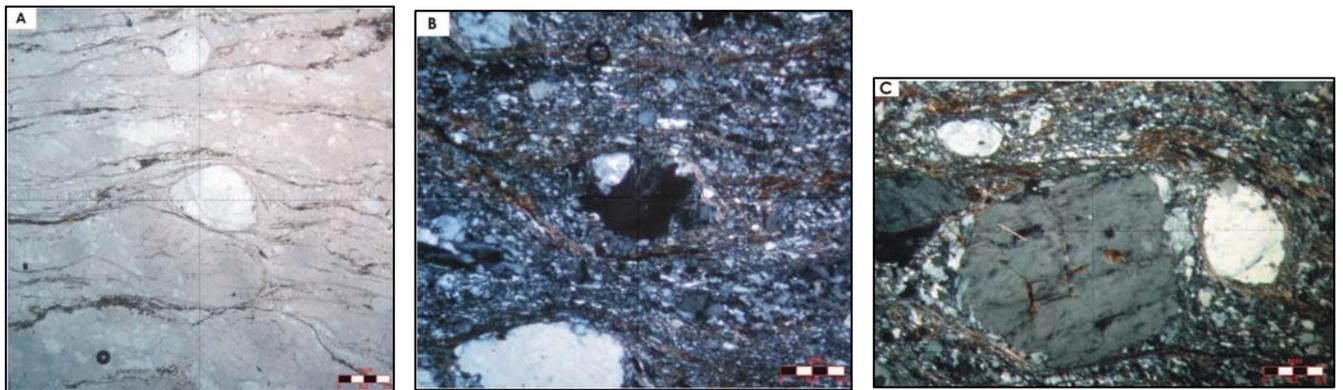


Figura 7.26: Fotomicrografía A presenta porfiroclasto central tipo σ mientras arriba el porfiroclasto está evolucionando a tipo δ , ambos presentan sentido sinestral de cizalla (LPNA-5X). Fotomicrografía B porfiroclastos con sombras de presión, se observa sentido sinestral de cizalla. Región izquierda al medio, se observa agregados de cuarzo con bandas de deformación (LPNA-5X). Fotomicrografía C porfiroclasto σ sentido dextral de cizalla (LPA-5X).

En microclina y ortoclasa se reconoce abundante recrystalización en bordes de grano y mecanismo de recuperación en ortoclasa. En ocasiones se identifica en plagioclasa maclado por deformación con estrechamiento. En referencia a las interpretaciones microtectónicas las temperaturas corresponden a $400-550^\circ\text{C}$.

Granos de cuarzo presentan recristalización por rotación de subgrano, existen viejos granos en minoría presentándose fuertemente aplastados y contiene subgranos del tamaño de los microgranos. El grado de metamorfismo en esta milonita corresponde a temperaturas entre 400 a 500°C.

Se describen parámetros de foliación espaciada:

1. Espaciamiento= 0,8mm
2. Forma de los dominios de clivaje= suave c/ tendencia a rugoso
3. Volumen-porcentaje de dominios de clivaje= zonal 45%
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= anastomosado
5. La transición entre dominios de clivaje y microlitones= gradacional

Lámina B163 J (Vía férrea- al Norte poblado El General)

Se trata de una ultramilonita (figura 7.27A). El análisis cinemático de la misma no presenta firmes evidencias, las bandas de cizalla de tipo C' identificadas son muy tenues, en estas se infiere sentido sinistral de cizalla. Como evento posterior a la milonitización se ha reconocido microfracturamiento, identificado en microfalla con sentido dextral de desplazamiento (figura 7.27B).

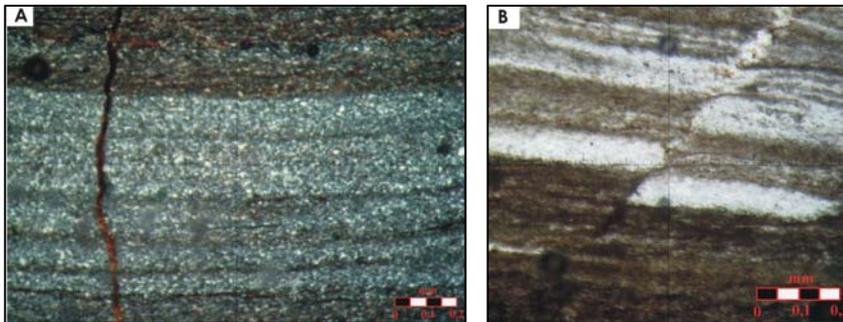


Figura 7.27: Fotomicrografía A Ultramilonita con bandeo félsico-máfico con importante grado de recristalización por rotación de subgrano (LPA 10X). En fotomicrografía B se ve microfalla posterior sentido dextral cizalla (LPNA -10X)

El mecanismo de deformación observado es recristalización dinámica por rotación de subgrano. Las temperaturas que se infieren según estudios microtectónicos corresponden a 400-500 °C.

Las interpretaciones desarrolladas en 7.2.4 y en 7.3.4 indican que el metamorfismo en las Zonas de Cizalla de Colonia corresponde a facies esquistos verdes superior.

7.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

Los resultados de la caracterización geológico-estructural del área se materializan en el mapa 1 ubicado en ANEXO III donde se refleja el control estructural de las Zonas de Cizalla de Colonia sobre el basamento existente.

El enfoque del contexto geológico de las Zonas de Cizalla presenta un análisis y descripción como se detalla: 1) Porción central. 2) Región del Norte. 3) Región del Sur.

1. **Porción central:** existen cuerpos del Complejo Granítico-Gneissico y migmatitas asociadas (CGG-mg) en el centro de ambas zonas miloníticas (ISG-J.L e I.H-A°R).



Figura 7.28: Cantera abandonada de migmatita y xenolito de anfibolita.

El CGG-mg manifiesta rasgos geológicos característicos en la cantera abandonada localizada al Noreste del poblado El General (figura 7.28) con los litotipos a continuación:

- La *migmatita* predomina en la porción central de las milonitas, puede formarse si las presiones y temperaturas son suficientemente altas para causar fusión parcial. Presenta bandeo félsico-máfico con una planaridad desarrollada por la biotita. En general estas estructuras son un reflejo de procesos de anatexis y posteriormente el cizallamiento controló el bandeamiento en la misma dirección.

- En contacto lateral a la migmatita, se reconoce *anfibolita* según las descripciones dadas en geología descriptiva del capítulo anterior. Cabe destacar el análisis de facies metamórficas correspondiente a esta litología: definimos la facies anfibolitas cuya posición se indica en la figura 7.29 y está comprendida entre 520-700° de temperatura y 3 a 9 Kb de presión.

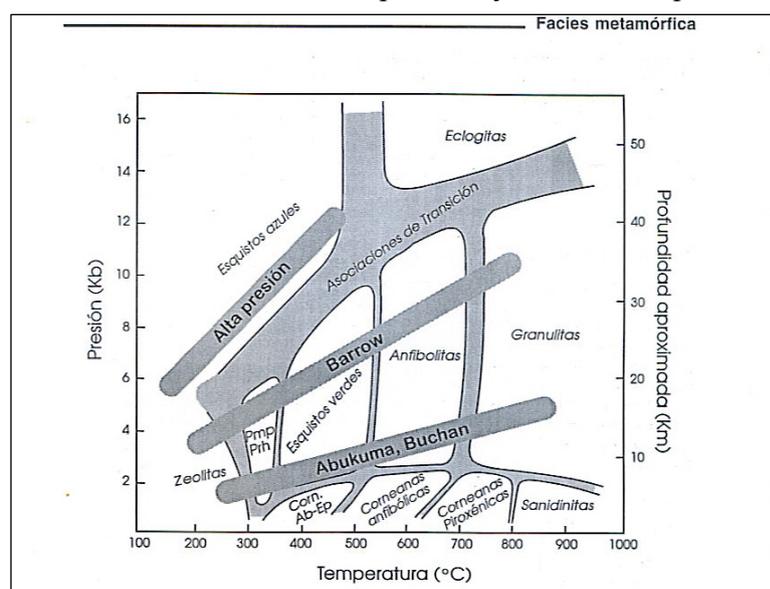


Figura 7.29: Diagrama presión-temperatura (P-T) que muestra los dominios de estabilidad de algunas facies metamórficas. Modificado de B.W.D Yardley, An Introduction to Metamorphic Petrology, Longman, Harlow (1989).

Se han registrado ejemplos de la deformación heterogénea asociada a zonas de cizalla. El cizallamiento se concentra en una región aproximadamente tabular y el flujo de este fenómeno geológico se registra también en las rocas adyacentes.

En la cantera antes mencionada se observan e interpretan estructuras concordantes con la dirección general de cizalla. Hay lentes anastomosados, “*boudinage*” de dirección Este-Oeste y foliación desarrollada por la biotita en la misma dirección, estas estructuras registran la deformación progresiva de las *Zonas de Cizalla de Colonia*.

2. **Región del Norte:** el mapeo realizado en el área permite distinguir cambios litológicos al norte de la Zona de Cizalla IH-A°R representados por unidades de granito diferentes: *precinemático ligeramente deformado*, *precinemático deformado*, *postcinemático no deformado*. Los citados granitos fueron descritos en capítulo anterior, por consiguiente aquí se mencionan con criterios representativos.

- a) *Granito precinemático A° Minuano (ligeramente deformado)*
- b) *Granito precinemático Cañada Las Onzas (deformado)*
- c) *Granito postcinemático Piedra de los Indios (sin deformación)*

3. **Región del Sur** se hace referencia a la roca de caja asociada a la Zona de Cizalla ISG-J.L, es un granito que se encuentra en la porción septentrional de la Zona de Cizalla citada y corresponde al cuerpo granítico de Punta Artilleros. El mismo presenta planaridad dada por las micas en la dirección de la foliación milonítica.

Se define brevemente el granito reconocido en la pared de falla al Sur de la Zona de Cizalla ISG-JL: *Granito muscovítico precinemático (muy tenue deformación)*.

CAPÍTULO 8. GEOCRONOLOGÍA DE LAS ZONAS DE CIZALLA DE COLONIA

Uno de los objetivos planteados en el presente proyecto consistió en la determinación de la edad de una de las zonas de cizalla. La misma se llevó a cabo mediante geocronología K-Ar en muscovita, donde la muestra fue recolectada en un afloramiento de rocas miloníticas ubicado en Puerto Platero en ZC ISG-JL (como se muestra en la figura 2.2). La ubicación de la muestra que suministró el dato geocronológico K-Ar en muscovita es en: X=331130 Y=6188601, coordenadas con Datum Yacaré.

8.1 DATACIÓN K-AR

Desde aproximadamente 1950 el decaimiento de captura electrónica de ^{40}K a ^{40}Ar (10.7% de todo el decaimiento ^{40}K) ha sido usado extensivamente como base para dataciones, una vez más la condición es que el sistema haya sido cerrado con respecto al potasio y el argón, desde la fecha de solidificación o metamorfismo a ser determinado (Friedlander et al. 1981). El ^{40}Ar se ensaya por dilución isotópica, el ^{40}K por uno de los diversos métodos como absorción atómica, espectrometría, activación neutrónica o dilución isotópica. El espécimen es usualmente disuelto al vacío para liberar el argón, una cantidad conocida isotópicamente pura o altamente enriquecido de ^{38}Ar es adicionado como un “spike”, el argón es purificado y las relaciones isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ y $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ son determinadas por espectrometría. La última relación es usada para deducir la cantidad de argón atmosférico de contaminación presente, el primero para obtener la cantidad de ^{40}Ar , el cual luego puede ser corregido para la contribución atmosférica. Esencialmente todo el ^{40}Ar atmosférico se cree que es de origen radiogénico, por liberación completa de gases del manto (Friedlander et al. 1981).

8.1.1 PROCEDIMIENTO ANÁLITICO DE MUESTRAS DE MUSCOVITAS

La separación de micas ha sido realizada por las técnicas estándares como molienda, tamizado, separación magnética tipo Frantz y selección manual. Las micas puras fueron sumergidas en alcohol y tamizadas para remover bordes alterados los cuales deberían haber sufrido la pérdida de argón. Se empleó un espectrómetro de masas de gases nobles VG 1200C, operando en modo estático, para medir la composición isotópica de argón, un vaso de extracción Pyrex y una línea de purificación acoplada al espectrómetro. La cantidad de ^{40}Ar radiogénico fue determinado por el método de dilución isotópica, usando un “spike” altamente enriquecido en ^{38}Ar . Siguiendo a *Bern Schumacher (1975)*⁵⁵, el “spike” fue calibrado contra un estándar de biotita HD-B1 (*Fuhrmann et al., 1987*)⁵⁶. La determinación de edades está basada en constantes recomendadas por IUGS citado en *Steiger & Jaiger (1977)*⁵⁷. El potasio se determinó en duplicado por fotometría de llama usando un Eppendorf Elex 63/61. Las muestras se disolvieron en una mezcla de HF y HNO₃, de acuerdo a las técnicas de *Heinrich & Herrmann (1990)*⁵⁸. CsCl y LiCl fueron agregados como un buffer de ionización y como estándar interno, respectivamente.

El error analítico para la datación K-Ar tiene un 95% de nivel de confiabilidad de 2σ . Los detalles de procedimiento para el argón y el análisis de potasio en laboratorio de Göttingen⁵⁹ son dados en Wemmer (1991)⁶⁰.

8.2 RESULTADOS INTERPRETADOS / GEOCRONOLOGÍA K-AR EN MUSCOVITAS

Los resultados realizados en laboratorio de Göttingen se presentan en la tabla 8.1, en base a ellos realizamos interpretaciones del decaimiento radioactivo del K-Ar/muscovita.

En cuanto a la muestra datada (A185B), la misma presenta cristales de muscovita entre 0,29mm y 1mm (fracción usada para la selección manual), aunque existen tamaños inferiores también.

Considerando tres afloramientos en Puerto Platero, de las milonitas relevadas, podemos distinguir ciertas características vinculadas a las muscovitas, estas se describen a continuación con el código correspondiente:

Código A185: Porcentajes de muscovitas entre 24% a 28%, los tamaños entre 0,4 mm a 1,6mm.

Código A185B: Integran un 12,5 % a 15,5 % de la composición mineralógica, tamaños ya citados.

Código A193: Componen 18,5 a 23% de la roca, con tamaños entre 0,34mm a 1mm.

Realizando interpretaciones de *temperaturas de deformación* en la Zonas de Cizalla de Colonia, podemos establecer un rango en todo su espectro desde 300 hasta 550°C. Las mismas fueron obtenidas a través estudios de microestructuras específicas y reconocimiento de mecanismos de deformación de algunos minerales formadores de rocas según criterios de Passchier & Trouw (2005). Acotando el rango previamente interpretado, las condiciones de metamorfismo predominantes en las Zonas de Cizalla de Colonia se ubican en temperaturas entre 450 y 550°C.

Tabla 8.1: Resultados de Geocronología K-Ar en muscovita de la muestra A185B.

Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 GÖTTINGEN								
K/Ar - Age Determinations P. Oyhantcabal - V. Gianotti - Uruguay - Colonia								
Ar - Isotopic Abundance 40 Ar : 99,6000% 38 Ar : 0,0630% 36 Ar : 0,3370%		Spike-Isotopic Comp. 40 Ar : 0,0099980% 38 Ar : 99,9890000% 36 Ar : 0,0009998%		Decay Constants [1/a]: $\lambda \epsilon$: 5,810E-11 $\lambda \beta$: 4,962E-10 $\lambda \text{ tot}$: 5,543E-10		Potassium 40K : 0,011670% K2O/K : 0,8302		
Standard Temperature Pressure (STP) 0° C; 760 mm Hg Normal Atmosphere (DIN 1343) 273,15K; 1013,25 mbar				Molar Volume [ml] : 22413,8		Atomic Weight [g/mol]: tot Ar : 39,9477 40Ar : 39,9624 tot K : 39,1027		
Sample	Spike [No.]	K2O [Wt. %]	40 Ar * [nl/g] STP	40 Ar * [%]	Age [Ma]	2s-Error [Ma]	2s-Error [%]	
UY A185B	Musc	4056	10,86	1078,35	99,86	1796,4	16,3	0,9

La interpretación de edades según Willigers et al. (2000) se focaliza en la pérdida o no de isótopos hijos a través de la difusión en volumen, el prerequisite para interpretar edades isotópicas en términos de edades de enfriamiento. La pérdida de isótopos hijos por recristalización está realizada por circulación de fluidos y deformación. Es un proceso más eficiente que difusión de volumen. Se considera el rol de la difusión de volumen y la definición de cierre temperatura, se estima la interpretación de *cierre de temperatura para muscovita en ~350 °C*.

Teniendo en cuenta las condiciones de temperatura estimadas para las zonas de cizalla (450-550 °C), la edad de 1780 -1812 Ma debe ser considerada una edad de enfriamiento y por lo tanto representa una edad mínima para la deformación.

CAPÍTULO 9. DISCUSIÓN

Un rasgo estructural característico en las milonitas pertenecientes a las Zonas de Cizalla transcurrentes de Colonia es la heterogeneidad de la distribución de deformación definida por el desarrollo de distintas asociaciones de estructuras y estadios de milonitización. En la Zona de Cizalla Islas de Hornos-A° Riachuelo se presentan dominios locales con sentido de cizalla opuesto (relativo al marco cinemático total).

En este capítulo, se discute sobre cómo estos rasgos resultan de la evolución de la división de deformation/strain.

Las características estructurales/texturales mesoscópicas como microscópicas permiten separarlas en tres tipos de dominios:

DCS - Dominio de Cizallamiento Sinistral: Caracterizado por fábrica con simetría monoclinica, con desarrollo de sistema porfiroclasto (σ y δ), clasto desnudo, “mica fish” y bandas de cizalla C’ type y C//S; todos ellos reflejan sentido sinistral definido y constante.

DSI - Dominio Sinistral Intermedio. Los patrones de fábrica muestran estructuras en la que se conjuga simetría ortorrómbica y monoclinica, es un rasgo diferente en comparación al dominio anterior. Se identifican porfiroclastos del tipo σ y algunos de ellos evolucionando a δ , también se desarrollan tenues banda de cizalla C’ type; reflejando estadísticamente cinemática sinistral.

Se ha relevado sentido reverso representado por porfiroclastos en sitios localizados concentrados en bandas y al azar también.

DCR - Dominio de Cizallamiento Reverso. Es el dominio de mayor representatividad del sentido reverso de cizalla. Este es un claro ejemplo donde estadísticamente se ha reconocido porfiroclastos indicando sentido dextral, a escalas mesoscópica y microscópica.

Los dominios *DCS*, *DSI* y *DCR* integran un diagrama que modela la evolución de la deformación progresiva, reflejada principalmente en texturas de milonitización, fábrica de simetría ortorrómbica y monoclinica; esta última es el factor desencadenante para focalizar el estudio en los mecanismos operantes que explican el cizallamiento reverso. El citado diagrama se presenta en la figura 9.1, donde se describen los 3 dominios individualizados y/o compuestos dando lugar así a la denominación de ellos dentro de las Zonas de Cizalla Colonia. Los afloramientos asociados al *DCR* son representados en mapa 1-ANEXO III.

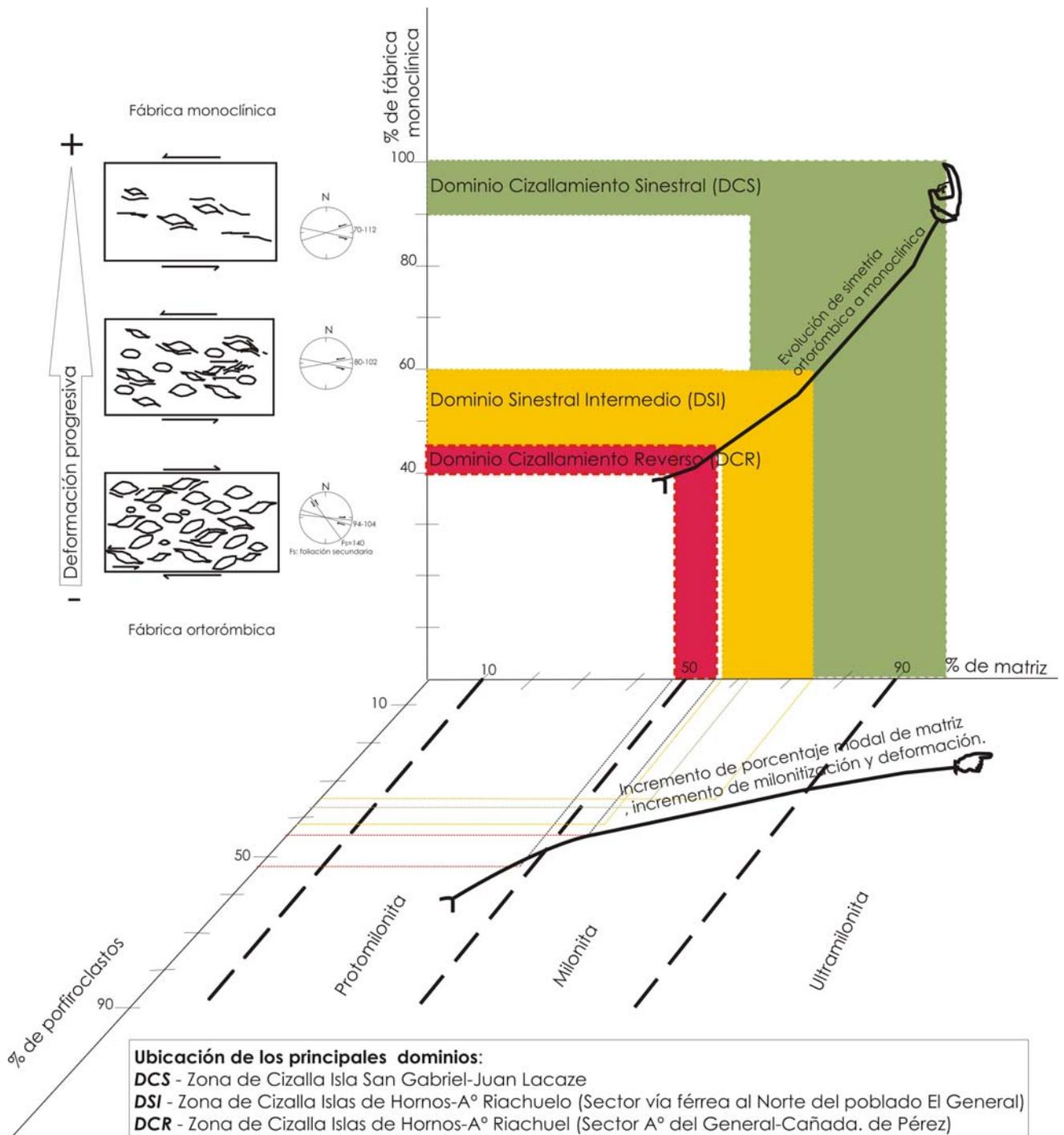


Figura 9.1: Representación de los dominios identificados en las Zonas de Cizalla de Colonia, se muestran los rasgos característicos estructurales/texturales.

Diversos autores estudiaron la *división de deformation/strain*, por ejemplo Hippert & Tohver (1999), Pereira & Brandao (2004) en Terrenos granito-gneisico del Cuadrilátero Ferrífero (Mina Gerais) y gneises en el macizo Ibérico (Portugal) respectivamente. Hippert & Tohver (1999) explican el desarrollo de zonas con sentido reverse de acuerdo a dos modelos diferentes:

1. En el modelo de cizalla general, un componente de cizalla pura es alojado por la zona de cizalla, conduciendo a lo que Means (1989⁶¹, 1990⁶²) definió como ‘fallas de estiramiento’. En este modelo la reversión localizada en el sentido de cizalla es causada por gradientes laterales en la tasa de deslizamiento dentro del plano de deslizamiento.
2. La 2^{da} explicación constituye la mayor parte de la contribución de Hippertt & Tohver (1999), se acoge al contraste de viscosidad entre capas adyacentes. En muchos casos la deformación de materiales heterogéneos (multicapas) implica la separación de deformación y vorticidad entre los dominios de material con diferentes propiedades reológicas.

Modelos numéricos por Ishii (1992)⁶³ han precedido el desarrollo de sentido de cizalla reverso en rocas deformadas con alternancia de capas de viscosidades contrastantes [relación de viscosidades (μ_a/μ_b)>2] como ocurre, por ejemplo, en una tectonita bandeada con capas alternantes ricas en feldespatos, ricas en micas y ricas en cuarzo (Hippertt & Hongn, 1998)⁶⁴. La división espacial de mecanismos de deformación resulta de este bandeamiento tectónico normalmente desarrollado en rocas miloníticas. El bandeamiento tectónico se integra por dos o más dominios de diferentes características composicionales o texturales, por lo tanto con diferentes propiedades reológicas.

Ishii (1992) ha mostrado que la ocurrencia de sentido de cizalla reverso en las capas más competentes está necesariamente relacionada a un componente de deformación coaxial, condición inherente para el modelo de falla de estiramiento de Means (1989, 1990).

En Ishii (1992) fue mostrado que el sentido de cizalla reverso ocurre cuando las capas son oblicuas al plano de cizalla volumen, el ángulo de oblicuidad varía con el régimen de deformación, el ratio de espesores y el contraste de viscosidades de las capas Hippertt & Tohver (1999) infieren, que debería observarse comúnmente rasgos de cizallamiento reverso en los dominios de baja deformación, donde el bandeamiento tectónico es generalmente oblicuo al plano de cizalla total definido por los límites de la zona de cizalla (ejemplo Berthé et al. 1979)⁶⁵.

Pereira & Brandao (2004) aportan propuestas al comportamiento mecánico de gneisses de Arronches (Portugal) con la formación de planos de cizalla conjugados, sugiriendo que la foliación fue cizallada no pasivamente. La variación en la orientación de foliación relacionada a esfuerzos compresivos locales como consecuencia de inflexiones debido a la deformación progresiva pueden inducir a inestabilidades.

Carreras (2001)⁶⁶ ha notado el citado comportamiento mecánico, quien ha descrito y discutido en detalle un ejemplo natural en una zona de cizalla dúctil en rocas foliadas previamente (Cap de Creus, España). Carreras (2001) muestra que en función de la variación de la orientación cercana a

las zonas de cizalla, pueden ocurrir condiciones mecánicas para el desarrollo de inestabilidades locales y generación de bandas de cizalla conjugadas.

El sentido de cizalla reverso localizado puede también ser el resultado de cambios en la tasa de deformación dentro de dominios individuales debido a cambios abruptos en los mecanismos de deformación operativa en consecuencia a los cambios en las características del material a medida que evoluciona la deformación progresiva (Figura 9.2 y 9.3).

Estos cambios generalmente corresponden a inflexiones de “*strain softening*” en la trayectoria tiempo-deformación que realzan el contraste de viscosidad entre las capas o incluso causa una inversión entre los roles relativos de dominios pasivos (competentes) y activos (incompetentes) en una roca milonítica bandeada (Hippertt & Hongn (1998), Figura 9.4. Esto es consistente con el modelo numérico de Ishii (1992), donde un incremento del contraste de viscosidad (μ_a/μ_b) de aproximadamente un orden de magnitud (desde 2 a 10) ha producido sentido reverso en algunas orientaciones particulares de capas.

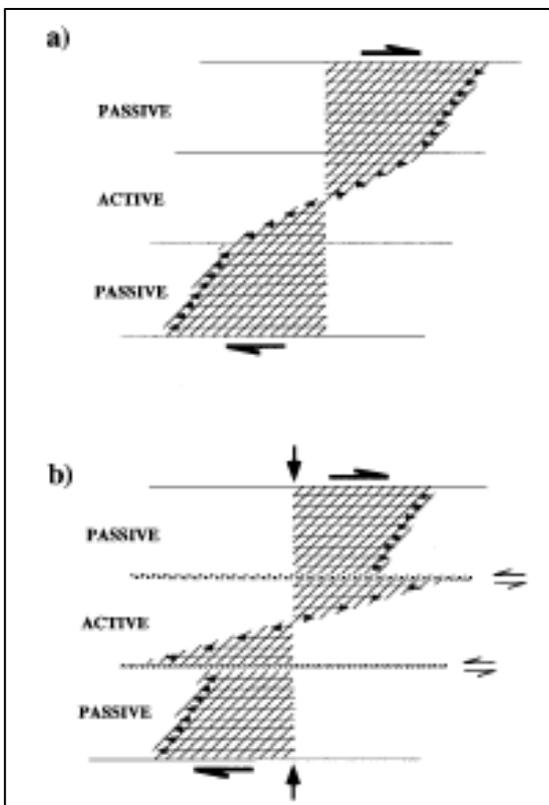


Figura 9.2 (a) Desplazamiento de partículas en dominios activos y pasivos con un contraste moderado de la tasa de deformación y continuidad a lo largo de los límites del dominio. (b) En cizalla general, un contraste mayor en la tasa de deformación entre los dominios activos y pasivos puede producir discontinuidades y el desarrollo de cizallamiento reverso sobre los límites de dominio (fracturas de cizalla reversa).

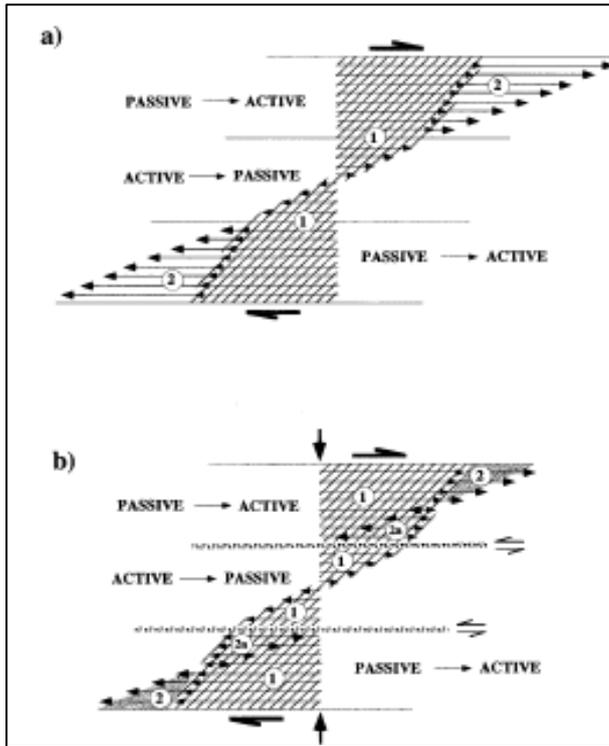


Figura 9.3 (a) Inversión en roles relativos de dominios activos y pasivos, manteniéndose la continuidad a través de los límites. El desplazamiento en (1) es la deformación producida antes de inversión (→ finas). En (2) luego de inversión (→ gruesas). Cero de la deformación se asume en dominio pasivo luego de la inversión. No se produce sentido reverso (b) Si hay discontinuidades luego de inversión, componente coaxial induce a que pocas partículas vayan hacia atrás (2a).

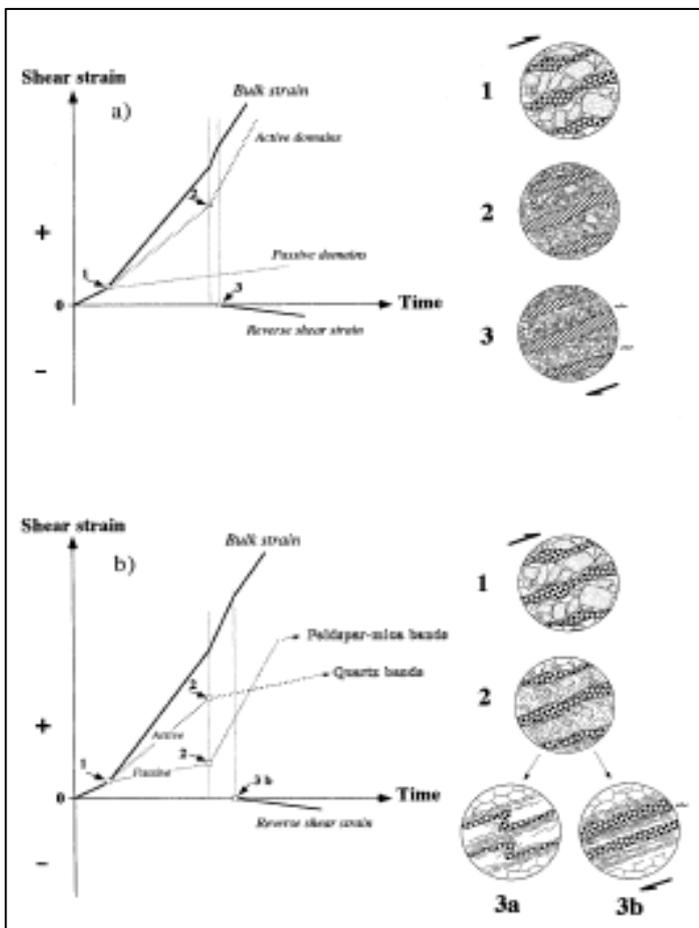


Figura 9.4 (a) Trayectoria tiempo-deformación para cizallamiento progresivo general de un protolito granítico. Inflexión 1 marca el inicio de un bandeamiento tectónico con división “strain/deformation” entre capas ricas en cuarzo activas y capas ricas en feldespato, pasivas. El desarrollo de orientación preferencial induce al ablandamiento de la deformación e incrementa el hospedaje de la deformación en las bandas ricas de cuarzo (inflexión 2). Si se alcanza un contraste crítico de la tasa de deformación entre capas activas y pasivas, discontinuidades y sentido reverso pueden ocurrir en los límites de dominio (inflexión 3) (b) Trayectoria tiempo-deformación para la deformación de un protolito granítico en la presencia de fluido. El incremento de transformación de feldespato a mica conduce a la inversión de los roles relativos de dominios pasivos y activos (inflexión 2). Luego de la inversión, si se mantiene la continuidad a lo largo de los límites, puede ocurrir plegamiento de las bandas de cuarzo (microestructura 3a) Hippertt & Hongn, 1998). Si se forman discontinuidades, el sentido reverso puede ocurrir (inflexión 3b) Los círculos muestran las microestructuras correspondientes a los kinks indicados.

Figuras 9.2, 9.3 y 9.4: Tomadas de Hippertt & Tohver (1999).

En resumen, aparte de otros factores controladores como componente de cizalla pura, Hippertt & Tohver (1999) sugieren que el desarrollo de zonas con cizallamiento reverso es una consecuencia directa de la división de deformación (“*strain partitioning*”) a microescala. Con el incremento de la deformación, las propiedades reológicas de una roca cambian, dando lugar a la predominancia de un nuevo set de mecanismos de deformación.

Hippertt & Tohver (1999) concluyen que en un instante dado de la trayectoria de la deformación, un dominio que se está deformando con una tasa de deformación mas rápido y/o más lento que la de su vecindad puede inducir al desarrollo de sentido local reverso en los límites de dominios.

- Considerando los modelos anteriores y explicados brevemente, una cuestión a ser resuelta es distinguir en las Zonas de Cizalla de Colonia que modelo es consistente entre ellos y se pueden sugerir al menos en esta primer instancia para explicar el sentido reverso.

- Se sugiere que el modelo de Ishii (1992) en el que el sentido de cizalla reverso se refleja principalmente cuando las capas son oblicuas al plano de cizalla en volumen, se adecúa muy bien al contexto de la región del DCR. Debido a las evidencias directas observadas en el campo, el DCR manifiesta al menos una foliación secundaria con disposición oblicua a la foliación principal. Estos rasgos de oblicuidad en relación al plano de cizalla principal, son representados en recuadro de detalle en el mapa 1 en el ANEXO III y en estereograma esquemático de la figura 9.1. Se ha relevado mesoscópicamente dominios de fábrica monoclinica opuestos a la cinemática del sistema total (sinestral), también a escala microscópica se interpretan los indicadores cinemáticos de sentido dextral (opuestos a la cinemática del sistema total)

- En cuanto al modelo de Ishii (1992) de componente coaxial actuando, consideramos que en nuestra área se materializa al distinguirse componente de cizalla pura observado principalmente en el sector al Norte de poblado el General.

Todos estos mecanismos operantes reflejan que la división “*deformation/strain*” acompaña el cizallamiento progresivo general, principalmente en zonas de cizalla de bajo grado metamórfico y que no siempre responde al modelo de ‘*cizalla simple*’ ideal.

CAPÍTULO 10. CONCLUSIONES

1. Se reconoció la existencia de dos zonas de cizalla en el Sur del Departamento de Colonia. Se denominan *Zona de Cizalla Isla San Gabriel-Juan Lacaze* y *Zona de Cizalla Islas de Hornos-Arroyo Riachuelo*. El Mapa Geológico-Estructural de las Zonas de Cizalla de Colonia (mapa 1 en ANEXO III) refleja el paralelismo existente entre las dos zonas miloníticas, con un patrón de foliaciones miloníticas de orientación E-W.
Proponemos que el desarrollo de ambas zonas de cizalla responde al mismo evento de cizallamiento. Esto se fundamenta en la continuidad tectónica y otros rasgos en común (el paralelismo estructural y proximidad entre ambas, direcciones de foliación similares, condiciones de deformación homogéneas) producto de interpretaciones en el presente estudio. La Isla San Gabriel e Islas de Hornos (origen de la denominación de los extremos oeste de las Z. de C.), si bien no fueron visitadas, presentan características similares en las fotografías aéreas, por lo que se presume constituyen la continuación hacia el oeste de ambas zonas de cizallas.
2. La unidad más antigua (Paleoproterozoico-Orosiriano) corresponde al Complejo Granítico Gnéisico y migmatitas asociadas (CGG-mg), la misma está integrada por granitos anatéticos porfíroides (foliados), migmatitas y rocas máficas. Dicho conjunto litológico descrito en el capítulo VI, conforma el marco geológico en el cual las Zonas de Cizalla de Colonia generan una cinemática de transcurrencia. La datación de la mencionada unidad fue efectuada según Preciozzi & Peel (2005), en las migmatitas de Boca del Rosario. La misma suministró una edad de 2007 ± 14 Ma (U-Pb en circón convencional, MSWD=95), que indicaría condiciones térmicas que permitirían la recrystalización o de los circones de esas migmatitas.
Así mismo las evidencias (en el presente estudio) de las condiciones de deformación en dicha unidad más antigua reflejan temperaturas de medio a alto grado de metamorfismo.
3. Refiriéndonos a las unidades geológicas posteriores al evento de cizallamiento, las mismas se ubican en la escala cronológica que va desde el Paleógeno al Cuaternario (detalladas en la columna estratigráfica del mapa Geológico) y el granito Piedra Los Indios post cinemático corresponde al Paleoproterozoico.
4. Los diagramas estadísticos de polos de foliación, aquellos que fueron tratados como sistema de cizallamiento total confirmaron los rasgos estructurales obtenidos de fotointerpretación y mapeamiento definitivo. Los mismos ofrecen clase estadística de rumbo predominantemente al E-W. La posterior designación estructural en dos zonas de cizalla se basa en la cinemática y gradiente de fábrica diferente, dando lugar al tratamiento estadístico de cada zona de cizalla abordada de forma particular.
5. *Se reconocieron dos escenarios tectónicos en el área de trabajo denominándolos y concluyendo que las dos zonas definidas son :*
 - a) *Z. de C. Isla San Gabriel-Juan Lacaze (ISG-J.L)* presenta valores estadísticos de rumbos de foliación predominantemente $092-098^\circ/190^\circ$, claramente los buzamientos dominan al S-SW. La foliación milonítica en general se caracteriza por el desarrollo de bandeamiento félsico-máfico. El rasgo predominante del diagrama de lineación de estiramiento permite concluir que la componente principal de movimiento es en dirección E-W, subhorizontal ($10^\circ-15^\circ/95^\circ-$

100°). De las evaluaciones de indicadores cinemáticos, determinamos netamente el sentido sinistral de cizalla en este escenario tectónico.

- b) *Z. de C Islas de Hornos-A° Riachuelo (IH-A°R)* con valores de rumbos de foliación dominante 090-095°/5° interpretados de diagramas de rosas. La foliación presenta rasgos texturales de bandeamiento félsico-máfico. El diagrama de densidad de lineaciones define el rumbo hacia el NW, con azimut dominante 275°-280° y presenta ángulos mayores que la Z. de C. ISG-J.L. Las consideraciones respecto a la cinemática fue ámbito de discusión lo que podemos concluir que durante la deformación progresiva existe una división “*deformation/strain*” y sentido de cizalla reverso, permitiendo la generación de dominios localizados de mecanismos de deformación que se apartan del marco cinemático total.
6. El *dinamometamorfismo* actuante en las Zonas de Cizalla de Colonia revela condiciones de metamorfismo correspondiente a “*metamorfismo de facies esquistos verdes superior*” hacia *anfíbolita inferior* correspondiente a presiones de 2 a 6 Kb y temperaturas entre 450°C y 550 °C.
7. Evaluando las rocas del área determinamos la predominancia de rocas de falla dúctil y secundariamente de rocas de fallas frágiles. Las características del tipo de deformación registrado en:
- a) *Las zonas de deformación dúctil* son las más importantes y son desarrolladas por factores que inducen al ablandamiento (“*strain softening*”) de incidencia localizada en las rocas (*Cobbold 1977*⁶⁷, *Carreras & White 1980*⁶⁸, *Poirier 1980*⁶⁹ y otros).
- b) *Las zonas de cizallamiento frágil* son marcadas por productos de fragmentación y molido, por espejos de falla, estrías de fricción y otros rasgos, colectivamente designados *rocas cataclásticas* o *serie cataclástica*, por Sibson (1977)⁷⁰. Corresponden probablemente a eventos posteriores.
- c) Es importante destacar la manifestación de cizallamiento puro en la Z. de C. *IH-A°R*.
8. Según estudios geofísicos y observaciones de campo, Sibson (1977) relaciona los productos de deformación de fallas y zonas de cizalla, procesos y cambios de la reología, con la profundidad; reflejándose en un gráfico general donde modela una estructura a escala crustal. En base al citado modelo atribuimos los diferentes rasgos estudiados en las Zonas de Cizalla de Colonia en la que sus productos se relacionan con: 1) la transición Régimen Friccional-Plástico/Viscoso ó 2) Régimen Plástico/Viscoso. Por lo tanto para la porción (1) es un reflejo del sistema de transición entre 10-15 km. En cambio, el régimen (2) ocurre a profundidades >15 km.
9. En base a estudios microtectónicos concluimos que los mecanismos de deformación que operaron en el cuarzo, principalmente son: deformación intracristalina, “*dislocation creep*”, recuperación, recristalización.
-

- a) Relacionado al mecanismo de recuperación en cuarzo predomina límites de subgranos y en cuanto a la recristalización se destaca por rotación de subgranos, aunque se ha observado los tipos de baja temperatura y alta temperatura: abultamiento de grano y migración de borde de grano respectivamente.
- b) En relación a los feldespatos principalmente existe maclado por deformación, pertita en forma de llama estrechada. Se observa recristalización, hay estructuras “*core and mantle*”. También se aprecia flujo cataclástico, deformación frágil (v.g. “*bookshelves*”, etc.)
10. Hemos asignado condiciones de bajo grado de metamorfismo correspondiente a temperaturas entre 450-550 °C (de facies esquistos verdes superior), en base a criterios de reconocimiento de mecanismos de deformación y estructuras de deformación en algunos minerales formadores de rocas. Hemos podido acotar las temperaturas en base a las interpretaciones microtectónicas, siendo el rango predominante 450°-550 °C. Dicho entorno de temperaturas es el que opera el dinamometamorfismo de nuestra zona de estudio.
11. En cuanto a las texturas reconocidas en análisis microtectónicos hemos definido
- a) *Ultramilonitas* sensu strictu con disminución fuerte del tamaño de grano pero con grados importantes de recristalización. Estas fases terminales de milonitización se localizan en Playa Rowing y Punta Santa Rita de Colonia del Sacramento.
- b) Haciendo referencia a otras texturas se reconocieron gradaciones desde *protomilonitas* a milonitas hacia latitudes Norte. La porción situada hacia el extremo Norte es la que refleja la disminución de porcentajes de matriz (término protomilonítico).
12. Los datos geocronológicos obtenidos en el presente estudio permiten acotar e interpretar la edad de la deformación las Zonas de Cizalla de Colonia. Se considera el rol de difusión de volumen y la definición de cierre temperatura, se estima el *cierre de temperatura para muscovita*: ~350 °C.
13. Teniendo en cuenta las condiciones de temperatura estimadas para las zonas de cizalla, la edad de 1780 -1812 Ma debe ser considerada una edad de enfriamiento y por lo tanto representa una edad mínima para la deformación.

BIBLIOGRAFÍA

Se detallan dos listados de libros, el primero de ellos (BIBLIOGRAFÍA) trata de los libros que se han consultado en el trabajo mientras el segundo (LITERATURA CITADA) se refiere a los que se citaron en el texto. En el texto, los libros citados presentan letra en cursiva y la identificación con subíndices en los diferentes capítulos.

Achkar M., Domínguez A., Pesce F., 2004. Diagnóstico socioambiental participativo en Uruguay. El tomate verde ediciones, 157 pp.

Augustithis, S.S Atlas of metamorphic-metasomatic textures and processes.1990.Elsevier Science Publisher B.U, 228pp

Bossi, J., Piñeyro D. y Cingolani, C. 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay) Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata (CD-ROM).

Bossi, J., Ferrando, L. A., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., & Sprechmann, P. 1998. Carta Geológica del Uruguay (versión electrónica). Escala 1/500. 000. GeoEditores S. R. L. Montevideo, Uruguay.

Bossi, J., Schipilov A. 2007. Rocas ígneas del Uruguay. Universidad de la República-Facultad de Agronomía, 363 pp.

Campal, N. 1990 Aportes al conocimiento de la estratigrafía durante el Precámbrico medio del Uruguay (con énfasis en los departamentos de Florida y San José). 1º Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados 1: 65-69. Montevideo. Uruguay.

Colonia del Sacramento-Hoja O27. 1986. Servicio Geográfico Militar, República Oriental del Uruguay.

Chebataroff, J. 1943. Evolución de la Topografía del litoral Uruguayo del Plata. Talleres Gráficos "33"-Piedras 522 Montevideo.

Dalla, Salda, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. Asociación Geológica Argentina, Revista 36, (1): 204-207.

Dodson, M.1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological system. Publication: Contributions to Mineralogy and Petrology. Volume 40, Number 3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg .

Ehlers, E., 1987. Optical Mineralogy- Volume 2. Mineral descriptions. Ed Blackwell Scientific Publication. 286 pp.

Friedlander, G., Kennedy, J. Macias, E.1981. Nuclear and Radiochemistry.Ed. John Wiley & Sons. New York, 684 pp.

- Frisicale, M.C. Dimieri, L.V. y Dristas, J.A. 2001 Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires, Revista Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 319-330.
- Hamblin, W. & Christiansen, E. Heart 1998. Dynamic System. Ed. Prentice-Hall, Inc. Simon & Schuster / A Viacom Company., 740 pp.
- Hasui, Y., Sena, J. 1988. Curso de Zonas e Cinturões de Cisalhamento. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia- Sociedade Brasileira de Geologia, 86 pp.
- Hippert, J. & Tohver E. 1999. On the Development of zones of reverse shearing in mylonitic rocks. Journal of Structural Geology, 21:1603-1614.
- Hobbs, B., Means W., Williams P.1981. Geología Estructural. Ediciones Omega, S.A-Barcelona, 518 pp.
- Servicio Geográfico Militar, Juan Lacaze-Hoja N27. 1991. República Oriental del Uruguay.
- Kerr, P. 1965. Mineralogía óptica. Copyright Ediciones del Castillo, S.A., Madrid., 433pp
- Ogg, G.et al. Cuadro Estratigráfico Internacional. 2004.Cambridge University Press Copyright © International Commission on Stratigraphy.
- Ogg, G. International Stratigraphic Chart. 2008. The listed numerical ages are from 'A Geologic Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press) and "The Concise Geologic Time Scale" by J.G. Ogg, Copyright © 2008 International Commission on Stratigraphy.
- Gillespie, M. and Styles, M. 1999. BGS Rock Clasiffication Scheme. Volume 1. Clasiffication of Igneous Rock, NERK Copyright- UK, 52 pp.
- González de Vallejo, L., Ferrer M., Ortuño L., Oteo C., 2004. Ingeniería Geológica. Ed. Pearson Educación S.A-Madrid., 740 pp.
- Goscombe & Gray, 2007 (Compilado de literatura; ben.goscombe@adelaide.edu.au)
http://www.terraneanalysis.com.au/sites/www.terraneanalysis.com.au/files/beng/FIELDCARD_ShearSense02.pdf
- Goso, H., Goso C., Musso M., Martinez A., 1998. Estudio Geotécnico Materiales Naturales: Obra Puente Buenos Aires-Colonia. Instituto de Estructuras y Transporte "Prof. Julio Ricaldoni".
- MacKenzie, W. & Adams W., 1997. Atlas en color de rocas y minerales en lámina delgada. Ed. Masson, S.A.
- MacKenzie, W., Donaldson C., Guildford C.1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Logman Group Limited. 148 pp.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez-Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., and Valle Aguado, B., 2007, Space and time in the tectonic

evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt, in Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez Catalán, J.R., eds., 4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200, p. 403–423, doi: 10.1130/2007.1200(21).©2007 The Geological Society of America.

Passchier, C. & Trouw, R. 1998. *Microtectonics*. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 289 pp.

Passchier, C. & Trouw, R. 2005. *Microtectonics*. Ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 353 pp.

Peel, E & Preciozzi, F. 2006. Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, p. 155-158.

Pereira, M. & Brandao, J. 2004. Development of local orthorhombic fabrics within a simple-shear dominated sinistral transpression zone: the Arronches sheared gneisses (Iberian Massif, Portugal) Geological Society of London, London, Special Publications, 224, 215-227

Preciozzi F, Spoturno J., Heinzen W., Rossi P. 1985- Memoria Explicativa y Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000. DINAMIGE.- Uruguay, 90pp.

Preciozzi, F. & Peel, E., 2005. El cinturón dom Feliciano y sus relaciones con el Cratón del Río de la Plata y El Terreno Punta del Este- Geología y Geocronología. Informe final Proyecto FCE 6009. (CD-ROM).

Ramsay, J., Huber, M. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. 2. Folds y Fractures. Ed Academia Press Limited, 700 pp.

Ribot, A.2000. Azul Shear Zone (ASZ), an example of Precambrian stress metamorphism in Tandilla, Argentina. 31st International Geological Congress, CD Rom, Abstracts. General Symposia, Section 10-2: Dynamic Metamorphism in Ductible Shear Zones. Rio de Janeiro, Brazil.

Ribot, A., Bossi J., Cingolani C. A y Piñeyro, D., 2005. Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia- Arroyo Pavón en el Sur del Terreno Piedra Alta, Uruguay: zona de cizalla principal en basamento precámbrico?. XVI Congreso Geológico Argentino

Robertson, S.1999. BGS Rock Classification Écheme Volume 2 Classification of Metamorphic Rocks. NERC Copyright-UK, 24 pp.

Serra, N. 1943. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento de Colonia. Boletín N° 30 Instituto Geológico del Uruguay. Montevideo- Uruguay

Simpson, C. and De Paor, D. 2008. An Atlas of Deformation Microestructures with Selected Animations, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition.

Schumacher, B.1975. Geochronological procedures and results-Geological Society. Online Supplementary Publication.

Spoturno, J., Gianotti V., Loureiro J., González E. 2009. Mapa Geológico a escala 1:100.000-Hojas 83-Rosario/ 91-Colonia, INÉDITO. Convenio DINAMIGE -IGME, Montevideo, Uruguay.

Tucker, M. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Ed Blackwell Scientific Publications. 387 pp.

Tullis, T. Horowitz, F.G, Tullis, J. (1991). Semibrittle deformation of quartz vein, Eastern Tonale line. (Journal virtual Explorer).

Willigers, B., Krogstad, E., Wijbrans, R. 2000. Comparison of Thermochronometer in a Slowly Cooled Granulite Terrain: Nagsugtoqidian Orogen, West Greenland. *Journal of Petrology* 42 (9):1729-1749.

Yardley, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman, Burnt Mill, 248 págs.

LITERATURA CITADA

Capítulo 4. Marco teórico

- ¹ *Piazolo, S, Passchier, CW (2002a)* Controls on lineation development in low to medium-grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain. *J Struct Geol* 24:25-44.
- ² *Passchier CW, Myers JS, Kröner A (1990b)* Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- ³ *Powell CMA, Vernon RH (1979)* Growth and rotation history of garnet porphyroblasts with inclusion spirals in a Karakoram schist. *Tectonophysics* 54:25–43.
- ⁴ *Borradaile GJ, Bayly MB, Powell CMA (1982)* Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- ⁵ *Hobbs BE, Means WD, Williams PF (1976)* An outline of structural geology. Wiley, New York.
- ⁶ *Sedgwick A (1835)* Remarks on the structure of large mineral masses, and especially on the chemical changes produced in the aggregation of stratified rocks during different periods after their deposition. *Trans Geol Soc Lond 2nd Ser* 3:416–486.
- ⁷ *Darwin C (1846)* Geological observations in South America. Smith-Elder.
- ⁸ *Sorby HC (1853)* On the origin of slaty cleavage. *Edinb New Philos J* 55:137–148.
- ⁹ *Sibson RH (1977b)* Fault rocks and fault mechanisms. *J Geol Soc Lond* 133:191–213.
- ¹⁰ *Bell TH, Etheridge MA (1973)* Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos* 6:337–348.
- ¹¹ *Tullis JT, Snoke AW, Todd VR (1982)* Significance of petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology* 10:227–230.
- ¹² *Spry A (1969)* Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford.
- ¹³ *Schmid SM, Handy MR (1991)* Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. In: Müller DW, McKenzie JA, Weissert H (eds) *Controversies in modern geology, evolution of geological theories in sedimentology, earth history and tectonics*. Academic Press, London, pp 339–361.
- ¹⁴ *Roper PJ (1972)* Structural significance of “button” or “fish scale” texture in the phyllonitic schist of the Brevard zone. *Geol Soc Am Bull* 83:853–860.
- ¹⁵ *White SH (1979b)* Large strain deformation: report on a tectonic studies group discussion meeting held at Imperial College, London; introduction. *J Struct Geol* 4:333–339.

- ¹⁶ *Gapais D, White SH (1982)* Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Text Microstruct* 5:1–17.
- ¹⁷ *Dennis AJ, Secor DT (1987)* A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *J Struct Geol* 9:809–817.
- ¹⁸ *Passchier CW (1991b)* Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. *Geol Mijnb* 70:203–211
- ¹⁹ *Blenkinsop TG, Treloar PJ (1995)* Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. *J Struct Geol* 17:397–408.
- ²⁰ *Berthé D, Choukroune P, Jegouzo P (1979a)* Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J Struct Geol* 1:31–42.
- Berthé D, Choukroune P, Gapais D (1979b)* Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull Minéral* 102:265–272.
- ²¹ *Malavieille J, Cobb F (1986)* Cinématique des déformations ductiles dans trois massifs métamorphiques de l'Ouest des Etats-Unis: Albion (Idaho), Raft River et Grouse Creek (Utah). *Bull Soc Geol France* 2:885–898.
- ²² *Saltzer SD, Hodges KV (1988)* The Middle Mountain shear zone, southern Idaho: kinematic analysis of an early Tertiary high-temperature detachment. *Bull Geol Soc Am* 100:96–103
- Samanta SK, Mandal N, Chakraborty C, Majumder K (2002)* Simulation.
- ²³ *Passchier CW, Simpson C (1986)* Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J Struct Geol* 8:831–844.
- ²⁴ *Hanmer S (1984b)* The potential use of planar and elliptical structures as indicators of strain regime and kinematics of tectonic flow. *Geol Surv Can Pap* 84:133–142.
- ²⁵ *Passchier CW (1994)* Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *J Struct Geol* 16:733–736.
- ²⁶ *Mancktelow NS, Arbaret L, Pennacchioni G (2002)* Experimental observations on the effect of interface slip on rotation and stabilisation of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites. *J Struct Geol* 24:567–585.
- ²⁷ *Poirier, J. P., Guillope M. (1979)* Deformation induced recrystallization of mineral. *B minerals* 102:67–74.
- ²⁸ *Urai J, Means W.D, Lister G. S. (1986)* Dynamic recrystallization of mineral. In: Heard H.C. Hobbs BE (eds). *Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume*. *Geophys Monogr* 36:121–200, Am Geophys Union, Washington DC.
- ²⁹ *Hirth G, Tullis J. (1992)* Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J Struct Geol* 14:145–159

³⁰ Von Blackenburg F, Villa, I. M, Baur H., Morteani, G. & Steiger, R.H. (1989) Time calibration of a PT-path from the Western Tauern window, Eastern Alps: the problem of closure temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 1-11

³¹ Mezger, K., Rawnsley, G.M., Bohlen, S.R & Hanson, G. N. (1991) U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages, implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *Journal of Geology* 99, 415 -428.

³² Corfu, F. (1988) Differential response of U-Pb system in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian shield, implications for Archean crustal growth and stabilization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 312-325.

³³ DeWolf, C.P., Belshaw, N & O'Nions, R. K. (1993) A metamorphic history from micron scale ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb chronometry of Archean monazite. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 207-220.

Capítulo 5. Geología del área (Antecedentes)

³⁴ Bossi, J.; Preciozzi, F.; Campal, N. (1993) Predevoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta; Ed. DINAMIGE. 1-50; Montevideo, Uruguay.

³⁵ Preciozzi, F.; Bossi, J. y Morales, H. (1991) The Uruguayan crystalline basement, Global Geosciences Transect, Valparaiso-Chile, Punta del Este-Uruguay; Ed. C.M Podozis.

³⁶ Bossi, J. y Navarro, R. (1988a) Geología del Uruguay. 2 tomos. Departamentos de publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.

Capítulo 7. Las Zonas de Cizalla de Colonia/ Resultados e interpretaciones

³⁷ Sibson, R.H. (1977b) Fault rocks and fault mechanisms. *J Geol Soc Lond* 133:191–213.

³⁸ Evans, J.P. (1988) Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J Struct Geol* 10:437–443

³⁹ Blenkinsop, T.G. (1991b) Cataclasis and processes of particle size reduction. *Pure Appl Geophys* 136:59–86

⁴⁰ Rutter, E.H., Hadizadeh, J. (1991) On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks. *J Struct Geol* 13:609–614.

⁴¹ Lin, A. (2001) S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the Nojima fault zone, Japan and their implications for tectonic history. *J Struct Geol* 23:1167–1178

⁴² Etheridge, M.A., Wilkie, J.C. (1979) Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58: 159-178

⁴³ Spry, A. (1969) *Metamorphic textures*. Pergamon Press.

⁴⁴ Hobbs, B.E, Means, W.D, Williams P.F. (1976) *An outline of Structural Geology*. Ed John Wiley e Sons.

- ⁴⁵ *Lister, G.S, Price, G.P. 1(978) Fabric development in a quartzfeldespatic mylonite. Tectonophysics, 49:37-78*
- ⁴⁶ *Brodie, KH.(1983) Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite. J.Struct. Geol. 2:265-272*
- ⁴⁷ *Brown, W.L., Macaudière, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter M. (1980).Ductile shear zone in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. Tectonophysics, 64:33-44*
- ⁴⁸ *Hudleston, P. J. (1980) The progressive development of inhomogeneous shear and crystallographic fabric in glacial ice. J Struct. Geol., 2:189-196.*
- ⁴⁹ *Schmid, S. M. (1982) Microfabric studies as indicators of deformation mechanism and flow laws operative in mountain building. In. HSU, K.J. (ed.) Mountain Building Processes. Academic Press, p. 95.110.*
- ⁵⁰ *Dennis AJ, Secor DT (1987) A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. J Struct Geol 9:809–817*
- ⁵¹ *Passchier CW (1991b) Geometric constraints on the development of shear bands in rocks. Geol Mijnb 70:203–211*
- ⁵² *Blenkinsop TG, Treloar PJ (1995) Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. J Struct Geol 17:397–408*
- ⁵³ *Passchier C.W., Simpson C. (1986) Porphyroclast system as kinematic indicators. J. Struct Geol. 24:1789-1803.*
- ⁵⁴ *Hanmer S, Passchier CW (1991) Shear sense indicators: a review. Geol Surv Can Pap 90:1–71*

Capítulo 8. Geocronología de las Zonas de Cizalla de Colonia

- ⁵⁵ *Schumacher, E. (1975). Herstellung von 99, 9997% ³⁸Ar für die ⁴⁰K/⁴⁰Ar Geochronologie. Geochronologia Chimia, 24, 441–442*
- ⁵⁶ *Fuhrmann, U., Lippolt, H. J. & Hess, J. C. (1987) Examination of some proposed K–Ar standards: ⁴⁰Ar/³⁹Ar analyses and conventional K–Ar-Data. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 66, 41–51.*
- ⁵⁷ *Steiger, R. H. & Jaeger, E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters, Volume 36, pages 359-362*
- ⁵⁸ *Heinrichs, H. & Herrmann, A. G. (1990). Praktikum der Analytischen Geochemie. Springer Verlag. 669 pp.*
- ⁵⁹ Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 GÖTTINGEN

⁶⁰ *Wemmer, K. (1991) K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien). Göttinger Arbeiten Geologie und Paläontologie, 51, 1-61*

Capítulo 9. Discusión

⁶¹ *Means, W., (1989) Stretching faults. Geology 17, 893±896.*

⁶² *Means, W., (1990) One-dimensional kinematics of stretching faults. Journal of Structural Geology 12, 267±272.*

⁶³ *Ishii, K., (1992). Partitioning of non-coaxiality in deforming layered rock masses. Tectonophysics 210, 33±43*

⁶⁴ *Hippertt, J., Hongn, F., (1998) Deformation mechanisms in the mylonite-ultramylonite transition. Journal of Structural Geology 20, 1435-1448.*

⁶⁵ *BertheÂ, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., (1979) Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. Journal of Structural Geology 1, 31-42.*

⁶⁶ *Carreras, J. (2001) Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. Journal of Structural Geology, 23, 1457-1486.*

Capítulo 10. Conclusiones

⁶⁷ *Cobbold, P.R. (1977) Description and origin of banded deformation structures. I-Regional strain, local perturbations and deformation bands. II-Rheology and growth of banded perturbations. Can. J. Earth Sci., 14:1721-1731*

⁶⁸ *Carreras, J., Wjite, S. (1980) Shear zones in rocks. Preface. J. Struct. Geol., 2:1*

⁶⁹ *Poirier, J.P. (1980) Shear localization and shear instability in material in the ductile field. J. Struct. Geol., 2:135-143.*

⁷⁰ *Sibson, R.H. (1977) Fault rock and fault mechanism. Bull. Geol. Soc. London, 133:191-213.*

ANEXO I: LOCALIZACIÓN DE ESTACIONES DE CAMPO

ANEXO II: DESCRIPCIONES DE LÁMINAS DELGADAS

ANEXO III: MAPA GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS DE CIZALLA DE COLONIA.

ANEXO IV: ELEMENTOS ESTRUCTURALES

ANEXO II: DESCRIPCIONES DE LÁMINAS DELGADAS

IDENTIFICACIÓN Y UBICACIÓN LÁMINAS DELGADAS

LÁMINA	X	Y	Referencia de unidad geológica / Referencia rasgo geográfico
A046	336929	6189667	Zona Cizalla ISG-J.L/ Balneario Artilleros
A047	349280	6188294	Zona Cizalla ISG-J.L/Juan Lacaze
A136	347804	6195805	xenolito anf. en Granito A° Minuano/centro poblado Minuano
A160	336612	6189718	Zona Cizalla ISG-J.L/ Balneario Artilleros
A185	331023	6188518	Zona Cizalla ISG-J.L/ Puerto Platero
A185B	331130	6188601	Zona Cizalla ISG-J.L/ Puerto Platero
A191	340802	6186970	granito en CGG-mg/ Punta Artilleros
A193	330887	6188538	Zona Cizalla ISG-J.L/ Puerto Platero
A194A	313768	6184095	Zona Cizalla ISG-J.L/ Cantera Ferrando
A194B	313768	6184095	Zona Cizalla ISG-J.L/ Cantera Ferrando
A195	313698	6184051	Zona Cizalla ISG-J.L/ Cantera Ferrando
A211	325708	6191276	Zona Cizalla IH-A°R/ al N ruta N°1 y al N cauce A° Riachuelo
A212	325738	6189227	granito en CGG-mg/accesos a Cantera Riachuelo
A217	323139	6185684	Zona Cizalla ISG-J.L/ Punta Angostura
A225A	316893	6189723	migmatita en CGG/centro poblado El General
A225B	316893	6189723	anfíbolita en CGG-mg/centro poblado El General
A239	311754	6184130	Zona Cizalla ISG-J.L/ Estación ferrocarril, al W Puerto de Colonia
A240	311443	6184137	Zona Cizalla ISG-J.L/ Punta San Pedro
A241	316300	6184711	Zona Cizalla ISG-J.L/ Playa el Calabrés
A242	313726	6184237	Zona Cizalla ISG-J.L/ Cantera Ferrando
B008	312474	6195089	dique gab. en Granito Piedra los Indios/Ruta N° 21
B043	321309	6191964	Zona Cizalla IH-A°R/ Arroyo del General
B113	323741	6187531	migmatita en CGG-mg/Cantera Riachuelo
B114	323502	6188777	granito en CGG/al N de Cantera Riachuelo
B116	324671	6192066	Zona Cizalla IH-A°R/ Cañada de Pérez
B163D	316878	6191454	Zona Cizalla IH-A°R/vía férrea, al N poblado El General
B163H	316857	6192297	Granito Cañada las Onzas/vía férrea, al N poblado El General
B163J	316859	6191703	Zona Cizalla IH-A°R/ vía férrea, al N poblado El General
V01	311352	6184166	Zona Cizalla ISG-J.L/ Punta San Pedro
V02	311353	6184469	Zona Cizalla ISG-J.L/ Punta Santa Rita
V03	311848	6184689	Zona Cizalla ISG-J.L/ Playa Rowing

MUESTRA A046

Textura:

Milonítica, integrada por porfiroclastos manteados, el manto compuesto de cuarzo-mica-feldespatos finamente recrystalizado. Los porfiroclastos se presentan flanqueados por ribbons de cuarzo.

Mineralogía:

Feldespatos: Integran la matriz formando un material recrystalizado junto con el cuarzo, así como desarrollan porfiroclastos manteados, se reconoce sentido sinistral de cizalla. Ortoclasa predominantemente (aproximadamente 45%), con microfracturamiento y se desarrolla sericita en el interior por neofórmación de muscovita. Microclina (30-35%), presenta clásica macla en parrilla con algún maclado de deformación, por último se reconoce plagioclasa (25-20%) con maclado polisintético y a veces con combinación de Carlsbad, algunas de estas maclas estrechadas.

Cuarzo: Predominantemente formando ribbons, con extinción ondulosa paralela al eje del ribbon en observación, en algunos se reconocen bandas de deformación.

Micas: Las mismas definen la foliación milonítica, compuesta por muscovita y biotita.

Accesorios: Turmalina en inclusiones.

Minerales secundarios: Epidoto principalmente en bordes de plagioclasas, por alteración de las mismas. Hábito del mineral: cristales columnares o secciones pseudo hexagonales. Colores de interferencia máximos van del 2do orden bajo al 3er orden superior.

Porcentajes mineralógicos:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Cuarzo-Feldespatos (recrystalizado) - %	Mica- y otro - %
37,5 a 32	44 a 45	18,5 a 23

Tamaños de minerales:

Cuarzo-fracción ribbons o agregados (mm)	Cuarzo-fracción matriz (mm)	Feldespatos (mm)
0,4 a 0,8	0,025 a 0,08	0,8 a 3

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a MILONITA. Porcentaje de matriz: 62,5 a 68%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespatos milonita.

PROTOLITO: Granito a biotita-muscovita

MUESTRA A047

Textura:

Milonítica, integrada por porfiroclastos de feldespato en el que la foliación micácea presenta deflexión alrededor de los mismos.

Mineralogía:

Feldespatos: Plagioclasas componen el 50-53 %, presentan maclado polisintético. Ortoclasas integran un 45 % de los feldespatos, presentan fracturaciones y se reconocen fragmentos de granos angulares, con un amplio rango de tamaño de grano, también presentan extinción en parche. Presentan inclusiones de clorita-biotita, también presenta hematita. Microclinas con porcentajes entre 2% a 5%, se encuentran transectadas por sets de microfallas, con desplazamiento relativo de los fragmentos.

Cuarzos: Se presenta principalmente como ribbons, los mismos con extinción ondulosa de forma paralela a sus ejes mayores; en otros casos forman parte de agregados poliminerálicos.

Micas: Predomina biotita así como existe sericita (variedad diminuta de la muscovita). Se reconoce las micas como integrantes de clivaje en bandas de cizalla. Ángulos medidos entre bandas de cizalla y el margen de la zona de cizalla registrados 20°, 22°, 30°, 24°; medidas las cuales corresponden al rango 15-35 °citado por Denis and Secor (1987).

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato (porfiroclastos) - %	Cuarzo -Feldespato (recristalizado) - %	Mica - %
8-11	48-41	44-48

Tamaños de minerales:

Cuarzo-fracción ribbons (mm)	Cuarzo-fracción matriz (mm)	Feldespato-porfiroclasto (mm)
0,08 a 0,2	0,02 a 0,08/ más finos también	0,24 a 1,32

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 89 a 92%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita.

PROTOLITO: Granito a biotita

MUESTRA A136

Textura:

Lepidoblástica-nematoblástica por leve orientación preferencial de micas y anfíboles.

Mineralogía:

Anfíboles: Se identifica grupo hornblenda con hábito prismático y a veces pseudo hexagonal, presenta pleocroísmo de verde amarillento a verde azulado, se identifica clivaje perfecto típico 56° y 124°.

Micas: Biotitas, con el hábito hojoso.

Feldespatos: Plagioclasa, ortoclasa, microclina. Presentan signos de microfracturamiento, también presentan mecanismos de recuperación, pocos signos de maclado de deformación.

Cuarzo: Se presenta con límites de granos irregulares. Presenta claramente mecanismos de recuperación.

Minerales secundarios: Epidoto, presente como mineral de alteración.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Anfibol - %	Biotita - %	Feldespato - %	Cuarzo - %	Epidoto - %
23 a 30	23 a 25	43 a 38	9 a 7	2 a 0

Tamaños de minerales: Desde 0,1 mm a 0,8 mm.

Grado metamórfico: medio a alto

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: ANFIBOLITA BIOTÍTICA

MUESTRA A160

Textura:

Milonítica, integrada por la presencia de porfiroclastos aislados de feldespato, rodeados de ribbons monominerálicos de cuarzo, así como agregados poliminerálicos (cuarzo-feldespato).

Mineralogía:

Cuarzo: En ribbons monominerálicos y agregados poliminerálicos (cuarzo-feldespato). Como agregados poliminerálicos presenta extinción ondulosa así como bandas de deformación. Se reconoce en cuarzo recristalización dinámica-SGR

Feldespatos: Existen como porfiroclastos aislados, con aplastamiento en algunos casos. Microclina presentando la macla en parrilla reconociéndose además textura peritítica. Además se reconoce albita reconocida por la ley de albita y se observan maclas de deformación. Ortoclasa se presenta en cristales suhédricos, posee maclado de Carlsbad.

Micas: muscovitas en agregados escamosos, dispuestos a lo largo de la foliación milonítica, también se observa sericita. Biotitas que aparecen en finas escamas o trazas de color pardo-verdoso, presentan bandas de cizalla de tipo C' type; los planos de cizallamiento (C) están compuestos por muscovita y biotita mientras que los planos de esquistosidad están compuestos por moscovita.

Accesorios: Granates.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Cuarzo-Feldespato (recristalizado) - %	Micas - %
5 a 7	70,5 a 64	24,5 a 29

Tamaños de minerales:

Cuarzo-fracción agregados (mm)	Cuarzo-componente matriz (mm)	Feldespato porfiroclastos (mm)	Feldespato matriz (mm)
0,18 a 0,28	0,02 a 0,08	0,26 a 0,8	0,08 a 0,2

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 92,7 a 95,1%
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita.

PROTOLITO: Granito a biotita-muscovita

MUESTRA A185

Textura:

Milonítica, caracterizada por micafish en una matriz policristalina.

Mineralogía:

Muscovita: Las mismas aparecen de forma alargada, forman micafish, comúnmente tienen forma rómbica; presentan una simetría monoclinica con un lado planar. También aparecen como microfibras que se disponen a lo largo de la foliación milonítica.

Cuarzo: Integra la matriz microcristalina, se presenta además en agregados de cuarzo policristalino donde los granos de cuarzo aparecen alargados, así como en ribbons.

Feldespatos: Se reconocen algo deformados. Los distintos tipos de este mineral son: microclina con la típica macla en parrilla y albita con maclado polisintético.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Muscovitas (micafish y clivaje) - %	Cuarzo + Feldespato (recristalizados) - %
16 a 18	24 a 28	60 a 54

Tamaños de minerales:

Muscovita – micafish (mm)	Cuarzo (mm)	Feldespato (mm)
0,4 a 1,6	0,8 a 2,4	0,15 a 2,4

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a MILONITA. Porcentaje de matriz: 79.5 a 82.7%.

PROTOLITO: Granito a muscovita

MUESTRA A185B

Textura:

Presenta fábrica milonítica, la misma presenta feldespatos aplastados, son lentes con formas de tablas de surf. y capas de material de grano fino. Por otra parte existe fábrica de cataclasis sobreimpuesta debido a presencia de granos que tienen contornos angulares, microfracturamiento y amplio rango de tamaño de fragmentos.

Mineralogía:

Feldespatos: Los mismos muestran signos de deformación dúctil, así como se evidencia zona de flujo cataclástico. Plagioclasas son las predominantes, se desarrollan como porfiroclastos con sombras de presión o se presentan como fragmentos fracturados. El típico maclado polisintético presenta evidencias de deformación por estrechamiento y también maclas curvadas. Ocasionalmente las maclas polisintéticas se presentan combinadas con maclas de Carlsbad. Ortoclasas presentan clivaje en una dirección, se observan como fragmentos.

Cuarzo: Se reconoce en una variedad amplia de tamaños de grano, aunque a grandes rasgos existe 2 modas de agregado, uno más grueso y el otro tamaño matriz.

Micas: Presenta muscovita desarrollando micafish, hay ocurrencia también de sericita en laminillas muy finas.

Accesorios: Granate de relieve alto e isótropo, está muy fragmentado. Turmalina (sólo un cristal) de hábito prismático, pleocroísmo verde- azulado, bien desarrollado.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (fragmentos) - %	Cuarzo + Feldespatos (recristalizados) - %	Muscovita (micafish) y sericita - %
38 a 41,5	49,5 a 43	12,5 a 15,5

Tamaños de minerales:

Feldespatos- porfiroclastos (mm)	Cuarzo-agregados granos mayores (mm)
0,4 a 2	0,28 a 0,6

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Presenta textura de MILONITA. Por otra parte clasificación basada en proporciones relativas de fragmentos y matriz (Sibson, 1977) es CATACLASITA. Por lo tanto es una transición MILONITA-CATACLASITA.

PROTOLITO: Granito a muscovita

MUESTRA A191

Textura:

Granoblástica aunque es levemente inequigranular, presenta cristales subeuhedrales, de límite de grano irregular.

Mineralogía:

Feldespatos: Presencia de cristales de feldespato que gradan en granulometría y se presentan formando un mosaico. Los tres tipos identificados presentan porcentajes similares. Existe plagioclasa en abundancia, es reconocida por el maclado polisintético y se distingue maclado por deformación con estrechamiento. En algún caso se manifiesta macla polisintética combinada con Carlsbad. En microclina se observa peritita en llama estrechada que cubren casi todo el cristal.

Cuarzo: El mismo se presenta en granos grandes o medianos, poseen límites de grano irregulares. Presenta mecanismos de recuperación indicado en bandas de deformación y subgrano.

Micas: Muscovita presenta hábito hojoso, tenue coloreado, clivaje en una dirección y forma cristales grandes. Biotita se presentan con hábito tabular, se reconoce clivaje en una dirección, así como extinción paralela a las trazas de exfoliación, birrefringencia anómala..

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato - %	Cuarzo - %	Muscovita - sericita y Biotita %
59-61	32-34	9-5

Tamaños de minerales:

Feldespato (mm)	Cuarzo (mm)
0,2 a 4	0,28 a 1,6

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Granito muscovítico-biotítico.

MUESTRA A193

Textura:

Milonítica, dada por los porfiroclastos de feldespato rodeada del clivaje milonítico que desarrolla deflexión.

Mineralogía:

Feldespatos: Se presentan como porfiroclastos principalmente. Los diferentes tipos son: plagioclasas, con maclas polisintéticas algo deformadas (estrechadas y en escalera), predominando ortoclasa mientras que microclina integra porcentajes muy bajos.

Cuarzo: Se presenta en forma de ribbons monominerálicos así como ribbons poliminerálicos, presenta extinción ondulosa y en pocos casos presenta bandas de deformación algo tenues.

Micas: Las muscovitas se presentan con hábito tabular delgado y tabular grueso, forman micafish y kinks, el color es incoloro a verde, con planos de exfoliación perfecta en una dirección. Existe sericita como neoformación de muscovita; se presenta en laminillas muy finas con orientación preferencial, a no ser cuando hay deflexión. Biotita se presenta en menores porcentajes que muscovita-sericita, inclusive se concentra localizadamente cuando forma parte del clivaje, el hábito de la misma es en fibras pequeñas.

Accesorios: Granate, en granos poligonales un poco indefinido. Existe también probable andalucita (incolora o levemente verdosa), en sección transversal es casi cuadrada.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Muscovitas (micafish y clivaje) - %	Cuarzo-Feldespato (recristalizados) - %
8,5 a 11	18,5 a 23	73 a 66

Tamaños de minerales:

Feldespato (mm)	Cuarzo (ribbons o agregados) (mm)	Cuarzo matriz (mm)	Muscovitas (micafish).(mm)
0,4 a 1,1	0,13 a 0,4	0,02 a 0,1	0,34 a 1

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a MILONITA con tendencia a ultramilonita. Porcentaje de matriz: 86 a 91,5%.

2) Clasificación de acuerdo a mineralogía es cuarzo-feldespato milonita.

PROTOLITO: Granito a muscovita

MUESTRA A194A

El afloramiento se muestreó con el objetivo de describir solamente el bandeado milonítico.

Textura:

Milonítica bandeada

Se desarrollan dominios félsicos y máficos alternados formando microlitones.

1. *Dominio máfico*: Se desarrollan biotitas predominantemente, se identifica generación sintectónica y generación postectónica. La generación de biotitas sintectónicas son contemporáneas a la foliación milonítica, se alinean claramente desarrollando una fábrica planar, en cambio la postectónica no presenta definida orientación sino que se dispone al azar. Con pleocroísmo marrón-verdoso a amarillo-verde pálido y hábito en agregados fibrosos. De forma muy subordinada se desarrolla sericita, típicamente en agregados laminares muy finos y con moderada a fuerte birrefringencia.

2. *Dominio félsico*: Compuesto por agregados policristalinos de cuarzo-feldespatos. Los feldespatos desarrollan clastos manteados con claro aplastamiento por deformación, con tamaños pequeños, en el entorno de 0,2 a 0,4 mm. Por otra parte los feldespatos forman parte de la matriz. Cuarzo forma dos dominios de agregados:

- agregados monocristalinos de mayor tamaño
- agregados policristalinos cuarzo-feldespatos de menor tamaño (matriz)

Descripción clivaje espaciado

1. Espaciamiento= 1,33
2. Forma de dominios de clivaje= de accidentado a suave
3. Porcentaje de volumen de dominios de clivaje= 40% zonal
4. Relación espacial entre dominios de clivaje= paralela
5. Transición entre dominios clivaje y microlitones= gradacional

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA sensu stricto. Porcentaje de matriz: 100%.

MUESTRA A194B

El afloramiento se muestreó con el objetivo de describir milonita sin bandeado.

Textura:

Milonítica sin bandeado

Se desarrolla fábrica de recristalización de minerales:

1. *Micas*: Solamente se desarrollan biotitas, similar a A194A aunque con una diferencia: las mismas no reflejan la orientación preferencial de contemporaneidad a la foliación milonítica. No se distingue desarrollo de sericita.

2. *Agregados cuarzo-feldespato* Finamente recristalizados con un tamaño homogéneo a no ser por la presencia de escasos porfiroclastos de feldespato presentes, los mismos algo mayores. La recristalización es del tipo rotación de subgrano (SGR).

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA sensu stricto. Porcentaje de matriz: 100%

MUESTRA A195

Textura:

Milonítica, con presencia de foliación espaciada.

Mineralogía:

Feldespatos: Aparecen de forma escasa como porfiroclastos, el resto integra la matriz. Se observa ortoclasa, también microclina presentando la macla en rejilla o tartán.

Cuarzo: Predomina en la matriz de la roca.

Micas: Biotita en agregados laminares, de color pardo, con pleocroísmo hacia el verde amarillento. Además se reconoce clorita, en forma de escamas y tamaños muy pequeños.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Cuarzo-feldespato (recristalizados) - %	Micas - %
0,5-1,5	74,5-70	25-28,5

Tamaños de minerales:

Cuarzo y feldespato-matriz (mm)	Feldespatos- porfiroclastos (mm)
0,04 a 0,14	0,2 a 0,6

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 98,5 a 99,5%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo ultramilonita.

PROTOLITO: Granito a biotita

MUESTRA A211

Textura:

Granoblástica, levemente deformada, tenue tendencia de milonitización.

Mineralogía:

Feldespatos: Los mismos se presentan como fenocristales en el que pocos de ellos se encuentran aplastados. En cuanto a las variedades reconocidas existe microclina con macla en parrilla, ortoclasa y de forma muy escasa plagioclasa.

Cuarzo: Existe como agregados monominerálicos, con bordes rectos entre sí y algo angulosos. Se presenta escasamente como ribbons que se hallan envolviendo los fenocristales o porfiroclastos.

Muscovita: En la matriz de la roca, incolora a algo verdosa a luz natural, con nicols cruzados se identifica colores de birrefringencia entre 0,037 a 0,041. La biotita se presenta en láminas delgadas formando parte del dominio del clivaje que es escaso en relación a los microlitones.

Accesorios: Granate, la característica principal: es isótropo. Además se identifica relieve alto, presenta seis lados y se observan fracturas irregulares.

Tamaños de minerales:

Cuarzo (mm)	Feldespatos- fenocristales o porfiroclasto (mm)
0,2 a 0,4	1,6 a 4,2

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a PROTOMILONITA. Porcentaje de matriz: 30 a 32 %.

PROTOLITO: Granito a biotita-muscovita.

MUESTRA A212

Textura:

Granoblástica inequigranular, con presencia de minerales subhédricos a euhédricos.

Mineralogía:

Cuarzo: El cuarzo se presenta en agregados con límites de grano irregulares, inclusive se reconoce recristalización de tipo “*bulging*”, se reconoce abultamiento de grano. Se identifica mecanismo de recuperación por la presencia de de bandas de deformación y subgrano.

Feldespatos: Distintos tipos reconocidos: ortoclasa que es el mineral predominante y presenta extinción en parche, microclina identificada por el maclado en rejilla. Se observa tenue maclado por deformación con estrechamiento. Plagioclasa presenta maclado polisintético o a veces combinada con macla de Carlsbad. Se reconoce alteración de feldespatos por la presencia de muscovita-sericita.

Biotita: Presenta pleocroísmo de pardo-verde a amarillo-verde pálido. Se reconoce clivaje y la extinción es paralela a las trazas de clivaje. Se presenta en bajas proporciones

Secundarios: muscovita-sericita, en ínfimas proporciones.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato (porfiroclastos) - %	Cuarzo - %	Biotitas - %	Muscovita-sericita - %
56 a 53	42 a 45	0 a 1	2 a 1

Tamaños de minerales:

Cuarzo (mm)	Feldespato (mm)
0,6 a 1,4	1,4 a2,8

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: GRANITO-Tipo sienogranito, grano medio con tendencia a grueso.

MUESTRA A217

Textura:

Milonítica, feldespatos aplastados y de forma alargada.

Mineralogía:

Feldespatos: se encuentran dispersos formando porfiroclastos con aplastamiento. Entre los diferentes tipos se reconoce predominantemente ortoclasa, con extinción ondulosa. Plagioclasa en cambio, existe en porcentajes muy bajos y tamaños muy pequeños, distinguiéndose por el maclado polisintético. Microclina también existe, presenta extinción en parches.

Cuarzo: Mineral predominante, existe como matriz (muy aplastado) de tamaño muy pequeño, se presenta en agregados monominerales así como en ribbons.

Micas: Alternancias de sericita y localizadamente biotita pues esta última se presenta de forma más escasa en la foliación. El hábito de la sericita es en agregados fibrosos, se dispone en bandas de espesores oscilantes entre 0,22 a 1mm, mientras la biotita se presenta en láminas muy finas.

Opacos: específicamente hematite, presentan bastante porcentaje, concentrándose en la foliación .

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Cuarzo y feldespato (recristalizados) - %	Micas y opacos - %
3,5-5	58,5-53	38-42

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo-agregados (mm)	Cuarzo-componente matriz (mm)
0,4 a 1,6	0,8 a 2,4	0,15 a 2,4

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 95 a 96 %.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-milonita.

PROTOLITO: Granito a muscovita

MUESTRA A225A

Textura:

La fábrica se encuentra formada por minerales euhedrales y subeuhedrales. En cuanto a los límites de grano los mismos se definen como interlobados. La distribución del tamaño de grano es inequigranular, hay una distribución no gradacional

Mineralogía:

Feldespatos: los mismos ocupan un gran porcentaje y se caracterizan por ser subeuhedrales, cristales con formas irregulares pero algunos con caras bien desarrolladas. Microclina identificada con el maclado en parrilla. Se reconoce algo de microfracturamiento.

Ortoclase predomina entre los feldespatos

Cuarzo: Integrante de la matriz, con límites de grano irregulares; caracterizado por recristalización de tipo bulging. Mecanismo de recuperación identificado por bandas de deformación y límite de subgrano.

Biotita: Las mismas se desarrollan en porcentajes muy bajos, se reconoce plegamiento en algunas de ellas.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato (porfiroclastos) - %	Cuarzo - %	Biotita - %	Accesorios -
33 a 37	61 a 57	5 a 3	1 a 3

Tamaños de minerales:

Cuarzo (mm)	Feldespatos (mm)
0,6 a 1,2	0,8 a 1,2

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Migmatita

MUESTRA A225B

Textura:

Presenta una textura de tipo nematoblástica dado que los anfíboles presentan una orientación preferencial.

Mineralogía:

Anfíbol: componente principal de la roca (tipo hornblenda), con relieve bastante alto y se identifica típico clivaje entre 56° y 124°. Existe pleocroísmo que va desde el verde amarillento al castaño verdoso.

Feldespatos: En abundancia, las variedades reconocidas son: plagioclasa, ortoclasa, microclina. Forman cristales subhédricos y anhédricos, existe el maclado polisintético. Las plagioclasas son incoloras, con relieve generalmente bajo. Ortoclasa, se reconoce por la macla de Carlsbad y en alguna ocasión se identifica macla de Baveno. Microclina con maclado en parrilla.

Epidoto: posee algo de pleocroísmo de incoloro a verde amarillento, se presenta en agregados.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Anfíbol - %	Feldespatos - %	Epidoto - %
40-50	35-40	25-10

Tamaños de minerales:

Anfíboles (mm)	Feldespatos (mm)
0,4 a 1,4	0,3 a 0,8

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Anfíbolita.

MUESTRA A239

Textura:

Milonítica, se define la geometría de límite de grano: de tipo interlobado, la distribución del tamaño de grano es no gradacional.

Mineralogía:

Cuarzo: Es el componente principal, integra la matriz predominantemente, así como agregados poliminerálicos de cuarzo-feldespatos. Los mecanismos de deformación es recristalización dinámica de tipo rotación de subgrano.

Feldespatos: Los mismos se presentan como cristales únicos en la roca en el caso de microclinas, presentan aplastamiento producto de la deformación. En otros feldespatos se desarrollan sombras de presión, son agregados minerales de diferente composición al porfiroclasto, flanqueándolo. Se reconoce ortoclasa, incolora, con colores de interferencia blanco y gris de 1er orden. Se observa microfracturamiento y en la mayoría pertita en llama. Microclina, con su típica macla en parrilla presenta una separación augen-matriz, caracterizándose por estructura de cristal único, desarrollando un clasto desnudo.

Micas: El mineral predominante de este grupo es biotita, posee hábito hojoso, se presenta en finas y pequeñas láminas, con pleocroismo de verde amarillento a verde parduzco. Muscovita se presenta en cristales tabulares pequeños, son algo incoloros a verde pálido. Se observa la variedad criptocrystalina sericita, la extinción se observa que es casi paralela pues presentan ángulos entre 2° y 3°, además se caracteriza por su fuerte birrefringencia. La muscovita-sericita se presenta algo más concentrada de forma localizada en algunos dominios de clivaje.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Cuarzo - %	Feldespatos - %	Micas - %
73-68	3-5	24-27

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo-agregados (mm)	Cuarzo-componente matriz (mm)
0,03 a 0,2	0,06 0,16	0,02 a 0,06

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 95 a 97 %.
- 2) Según mineralogía: cuarzo- ultramilonita

PROTOLITO: Granito biotítico

MUESTRA A240

Textura:

Milonítica, presencia de clastos desnudos rodeados de dominio de clivaje. Forma de agregado de granos: inequigranular interlobado. La distribución de tamaño de grano, distribución no gradacional

Mineralogía:

Cuarzo: Es el predominante en la roca, compone la matriz, así como integra agregados poliminerálicos (cuarzo y feldespato). Los mecanismos de deformación que actúan son: recuperación, recristalización por rotación de subgrano.

Feldespatos: Se caracterizan por ser equidimensionales, con un límite nítido con la matriz, es decir clasto desnudo o también forman porfiroclastos con sentido sinistral de cizalla. Se reconoce ortoclasa, también microclina con su típica macla en parrilla. Ortoclasa presenta en algunos casos algo de microfracturamiento, se visualiza la formación de pertita llama por la exsolución de albita. Presenta de forma muy incipiente estructura manto-núcleo.

Micas: Biotita predominantemente, el color de absorción es más fuerte cuando las trazas de exfoliación son paralelas al plano de exfoliación del nicol inferior. Hábito hojoso, presentándose en finas laminillas orientadas a lo largo de la foliación milonítica. Muscovita-sericita en porcentajes más bajos, el hábito en finas láminas dispuestas a lo largo de la foliación milonítica.

Accesorios: Se reconocen opacos, de color negro-parduzco.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Cuarzo - %	Feldespatos (porfiroclasto) - %	Micas - %
72,5-70	3-1,5	24,5-28,5

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo-agregados (mm)	Cuarzo-componente matriz (mm)
0,024 a 0,03	0,08 a 0,2	0,02 a 0,04

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 97 a 98,5 %.

2) Según mineralogía: cuarzo- ultramilonita.

PROTOLITO: Granito biotítico

MUESTRA A241

Textura:

Típicamente milonítica, presenta lentes y bandas de material de grano fino muy deformadas. Esos lentes deformados tienen forma de tabla de surf definiendo ambos elementos de fábrica planares y lineares. En cuanto a la forma de los agregados de grano, los mismos son de tipo inequigranular pues hay una distribución no gradacional de diferente tamaño de grano.

Mineralogía:

Anfíbol: de características particulares al anfíbol riebeckita. Presenta pleocroísmo: x= azul oscuro, y= azul-gris oscuro, z= verdoso. Presenta dos generaciones de hábitos diferentes: como anfíbol pre-tectónico, se evidencia por el desarrollo de porfiroclastos que indican sentido de cizalla sinistral; por otra parte anfíboles sintectónicos con hábito fibroso acompañando la foliación. En cuanto a la deformación se observa en estos minerales, estructura de manto-núcleo, es formada por debajo de 650°-700°.

Feldespatos: Los mismos se presentan como porfiroclastos, como en la matriz, o en agregados policristalinos. Se reconoce ortoclasa predominante en la roca, reconociéndose fracturamiento interno, así como recristalización de forma incipiente en los bordes de grano. Microclina, se identifica por la macla en parrilla, en cuanto a los mecanismos de deformación principalmente recristalización de feldespato. Por último se reconoce plagioclasa, como integrante de la matriz.

Cuarzo: Se presenta formando agregados policristalinos deformados, muy alargados y recristalizados, también ribbons que están envolviendo a los feldespatos, muy estirados y formando la foliación principal.

Micas: Se encuentran asociadas a los anfíboles sintectónicos, las micas presentes son biotita y sericita.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Riebeckita - %	Cuarzo + Feldespato - %	Micas - %
16,5 a 21	66 a 64.5	17,5 a 14,5

Tamaños de minerales:

Anfíbol (mm)	Feldespato-porfiroclastos (mm)	Cuarzo-Feldespato matriz (mm)
0,2 a 0,6	0,3 a 0,64	0,02 a 0,2

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 91,5 a 94%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita.

PROTOLITO: Granito anfíbolítico

MUESTRA A242

Textura:

Milonítica, con lentes o bandas con fuerte aplastamiento, existe alternancia de bandas félsicas y otras máficas.

Mineralogía:

Cuarzo: El mismo representa la mayor parte de la roca, integra predominantemente la matriz y escasos agregados de granos mayores.

Feldespatos: Los mismos se desarrollan como porfiroclastos manteados principalmente los tipos sigma, se presentan además en agregados junto con el cuarzo. Se reconoce ortoclasa con extinción en parche con ligero microfracturamiento, de forma incipiente existen cristales con recristalización de feldespato, formando estructuras manto-núcleo. Microclina presenta maclado de deformación estrechándose en las puntas. Plagioclasa, se presenta en escasos porcentajes.

Micas: La predominante es biotita y sericita no es tan abundante.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Cuarzo - %	Feldespato - porfiroclastos %	Micas - %
70,5 a 64,5	4,4 a 6,5	25 a 29

Tamaños de minerales:

Feldespatos - porfiroclastos (mm)	Cuarzo -matriz(mm)
0,14 a 0,5	0,04 a 0,1

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 93,5 a 95,6%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita.

PROTOLITO: Granito biotítico

MUESTRA BO08

Textura:

Ofítica, los piroxenos crecen en los espacios de las plagioclasas.

Mineralogía:

Plagioclasa: Se concentra en glomérulos y se reconocen por la macla polisintética.

Piroxeno: Se reconoce la variedad augita, el color es verde pálido, se distinguen los clivajes principales 87° y 93° , extinción paralela a las trazas de exfoliación y a las caras principales, presentan maclas polisintéticas y simples.

Opacos: Probablemente magnetita, se presenta en cristales octaédricos

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Plagioclasas - %	Piroxenos - %	Opacos - %
51 a 54	40,5 a 42,5	8,5 a 3,5

Tamaños de minerales:

Plagioclasas (mm)	Piroxenos (mm)
0,07 a 0,3	0,1 a 0,2

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Gabro de grano fino

MUESTRA BO43

Textura:

Se observa fábrica milonítica pues presenta lentes de feldespato en matriz: cuarzo-feldespato-mica. Presenta además claramente foliación micácea, envolviendo los porfiroclastos de feldespato.

Mineralogía:

Feldespatos: Desarrollan porfiroclastos, así como agregado fino recrystalizado (matriz). Integran sistema de porfiroclastos con sombras de presión, existen simétricos y monoclinicos con salto en escalera. Los monoclinicos utilizados como indicadores cinemáticos, inferimos sentido dextral de cizalla en la mayoría de ellos, aunque existen algunos sinestrales. Ortoclasa predominando entre los feldespatos, presenta microfracturamiento en abundancia, se observa microfallas sintéticas y microfallas antitéticas con sentido sinistral de cizalla. En los porfiroclastos se desarrolla estructura manto-núcleo, esto es el desarrollo de feldespato de grano fino con un límite nítido alrededor del núcleo de grano viejo. Se desarrolla además estructura manto-núcleo (tenue) en microclina. Plagioclasa se presenta en menores proporciones que los demás feldespatos, se distingue por el maclado polisintético.

Cuarzo: los mismos integran la roca formando ribbons de cuarzo predominantemente, los mismos envuelven a los porfiroclastos, el resto formando agregados poliminerálicos pertenecientes a la matriz, la misma es un material muy fino con un grado importante de recrystalización. El mecanismo de recrystalización dinámica es de tipo rotación de subgrano el cual es dominado por poligonización de viejos granos y formación de granos recrystalizados nuevos.

Micas: Son las integrantes de la foliación milonítica, las mismas son biotita y muscovita-sericita. Biotita de hábito tabular y hojoso, con pleocroismo (verde-pardo es el color de máxima absorción). Muscovita-sericita, son levemente coloreados-verde pálido, hábito: agregados fibrosos y de moderada a alta birrefringencia.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos (porfiroclastos) - %	Cuarzo + Feldespato - %	Biotita - %	Muscovita-sericita - %
44 a 47	39 a 36	9,5 a 11,5	7,5 a 5,5

Tamaños de minerales:

Feldespatos porfiroclastos(mm)	Cuarzo – cristales ribbons (mm)
1,04 a 1,6	0,12 a 0,28

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a MILONITA con tendencia a PROTOMILONITA. Porcentaje de matriz: 53 a 56%.
- 2) Según mineralogía:feldespato milonita

PROTOLITO: Granito, campo 3a (Sienogranito) de Strekeisen - IUGS (1989)

MUESTRA B113

Textura:

Granoblástica con mosaico de cristales euhedrales y subeuhedrales.

Mineralogía:

Feldespatos: Tipos observados son: microclina, ortoclasa, plagioclasa, se reconoce textura oftalmítica. Microclina presenta típica macla en parrilla, como también extinción en parche. Y lamelas de albita estrechadas, sobre todo en sectores de borde. Se reconoce en los bordes de cristales mecanismo de recristalización por la presencia de granos nuevos pequeños. Ortoclasas son subeuhedrales, con aplastamiento desarrollado dando textura oftalmítica; en estos minerales se reconocen maclas de Carlsbad. Textura micrográfica por el intercrecimiento de cuarzo y feldespato alcalino. Plagioclasas se encuentran en menor proporción, se identifican maclas polisintéticas y maclado de deformación por estrechamiento de las mismas.

Cuarzo: Se reconocen formando mosaicos monocristalinos y con límites de granos rectos formando 120° entre sí, indicando GBAR (se infiere textura heredada); aunque en otras ocasiones los límites son más bien irregulares. Se evidencia mecanismos de recuperación, el mismo está dado por bandas de deformación y subgrano.

Biotita: Hábito tabular, presenta pleocroismo de pardo-verdoso a amarilllo-verde pálido. La extinción es paralela a las trazas de exfoliación. Habitualmente se disponen rodeando a los feldespatos.

Epidoto: Hábito columnar o agregados granulares, presenta colores de interferencia anómalos.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos - %	Cuarzo - %	Biotita - %
41,5 a 43,5	40,5 a 42	18 a 14,5

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo (mm)
0,8 a 2,8	0,2 a 0,64

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Migmatita.

MUESTRA B114

Textura:

Granoblástica en mosaico cuarzo-feldespato.

Mineralogía:

Feldespatos: Son euhedrales a subeuhedrales, se reconocen diferentes tipos, los mismos son microclina, plagioclasa y ortoclasa. Predominan ortoclasa y microclina.

Cuarzo: Se presenta en agregados monocristalinos con límites de granos irregulares entre sí, se observa mecanismos de deformación y recuperación por bandas de deformación.

Biotita: Presentan hábito tabular, pleocroísmo de pardo-verde a amarillo-verde pálido. Presenta extinción paralela a las trazas de exfoliación. Algunas biotitas se encuentran reemplazando a los anfíboles.

Anfíbol: Reconocido en secciones basales con clivajes de 124° y 56°. Moderado a fuerte pleocroísmo entre verde moderado a verde fuerte. Corresponde a grupo Hornblenda.

Accesorios: Se reconocen opacos, el color es negro.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos - %	Cuarzo - %	Biotita - %	Anfíbol - %
47,5 a 51	23 a 26,5	25,5 a 19	4 a 3,5

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Granito, campo 3a (Sienogranito) de Strekeisen - IUGS (1989)

MUESTRA B116

Textura:

Fábrica milonítica, presenta porfiroclastos de feldespatos con forma de lentes; aunque presenta una tendencia a fábrica granoblástica.

Mineralogía:

Feldespatos: Porfiroclastos con sombras de presión, algunos de ellos presentan simetría ortorómbica mientras otros monoclinica; no se puede determinar el sentido de cizalla. Se reconoce ortoclasa, con desarrollo abundante de peritita en llama adelgazada. Ocasionalmente, se manifiesta clivaje en una dirección y microfracturamiento. Se observa alteración de los feldespatos por la presencia de sericita e inclusiones muscovita-sericita en su interior. Los minerales de microclina desarrollan porfiroclastos así como agregados poliminerálicos, con presencia de manto de cristales de grano fino alrededor de los núcleos (porfiroclastos). Se identifica plagioclasa por el maclado polisintético, aunque es algo difuso el maclado.

Cuarzo: Se presenta en agregados poligonales monominerálicos en cristales mayores, con límites de grano rectos entre sí. La presencia de cristales poligonales que tienden a hacer juntas triples con ángulos interfaciales de aproximadamente 120°, sugiere mecanismo GBAR correspondiente a textura heredada de temperatura mayores que las de la milonitización. Probablemente corresponde a textura gneissica. Por otra parte, la presencia de mecanismo de recuperación es reflejado en bandas de deformación y subgrano.

Micas: Integran la roca en reducidos porcentajes, biotita con hábito tabular delgado o en laminillas. Presenta clivaje en una dirección, y posee extinción paralela a las trazas de exfoliación. Además existe muscovita-sericita, en laminillas muy finas que se desarrollan haciendo deflexión alrededor de algunos porfiroclastos.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato (porfiroclastos) - %	Cuarzo + feldespato (recristalización) - %	Micas - %
48,5 a 50	48 a 43,5	4 a 6

Tamaños de minerales:

Feldespato porfiroclastos (mm)	Cuarzo agregado monominerálicos (mm)
0,32 a 2	0,2 a 0,8

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a PROTOMILONITA-MILONITA. Porcentaje de matriz: 49,5 a 52%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato protomilonita.

PROTOLITO: Granito-gneiss

MUESTRA B163D

Textura:

Presenta fábrica milonítica, integrada por lentes deformados con forma de tabla de surf rodeados por capas de material fino.

Mineralogía:

Feldespatos: Integran un sistema de porfiroclastos con sombras de presión, los porfiroclastos son de tipo σ predominantemente, aunque se reconoce evolución a δ en alguno de ellos. El sentido de cizalla predominante es sinistral. Además los feldespatos están presentes en agregados recrystalizados de cuarzo-feldespato-mica.

Ortoclasa es el predominante, donde se observa microfracturamiento.

Microclina, de escasa presencia, las mismas se reconocen con el maclado en parrilla y a veces se presenta combinada con macla de Carlsbad. Forman porfiroclastos con morfología σ , se reconoce recrystalización de borde de grano. Plagioclasas presentan maclado polisintético y en ocasiones existe maclado de deformación con estrechamiento.

Cuarzo: Representa dos dominios: el primero corresponde a agregados minerales de tamaño más grueso y el segundo, a la pasta fina recrystalizada. La recrystalización evidenciada es rotación de subgrano. Existen viejos granos en minoría, se presentan fuertemente aplastados y contiene subgranos del tamaño de los nuevos granos (Passchier & Trouw 2005).

Micas: Hay biotitas y muscovitas, son las integrantes de la foliación desarrollando deflexión alrededor de porfiroclastos. Biotita con pleocroismo de color pardo-rojizo a amarillo- parduzco. Hábito predominantemente hojoso o fibras que acompañan la foliación, secundariamente es tabular sobretodo al formar inclusiones. La extinción es paralela a las trazas de exfoliación. Sericita se desarrolla formando asociaciones policristalinas disponiéndose en laminillas finas.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato (porfiroclastos) - %	Cuarzo + feldespato (recrystalización) - %	Micas - %
31 a 35	53 a 46	16 a 19

Tamaños de minerales:

Feldespato porfiroclastos (mm)	Cuarzo agregado grueso (mm)
0,4 a 2	0,2 a 0,4

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde MILONITA. Porcentaje de matriz: 65 a 69%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato milonita.

PROTOLITO: Granito biotítico, grano grueso.

MUESTRA B163H

Textura:

Se observa fábrica inequigranular interlobada, es un agregado de granos anhedrales y subeuhedrales. La geometría de los límites de grano es interlobado.

Mineralogía:

Feldespatos: Existe predominantemente feldespato pótasio, y en ínfimas proporciones se reconoce plagioclasa. Estos minerales se presentan en cristales grandes así como integrando la matriz. Se reconocen formando cristales con límites de grano algo interlobado. Microclina con macla en parrilla con estrechamiento del maclado por deformación, presenta también lamelas de albita con forma de llama. Ortoclasa, es el feldespato predominante en la roca, presenta clivaje en una dirección y se reconoce microfracturamiento en la mayoría de los minerales. Se observa en la mayoría de los cristales pertitas estrechadas con forma de llama.

Cuarzo: Presenta mecanismos de recuperación por reconocimiento de límite de subgrano y presenta recristalización de tipo BLG (“*bulging*”) predominantemente.

Micas: Se reconoce muscovita-sericita como mineral de alteración, mineral secundario que proviene de la alteración de feldespatos. Resulta insignificante la proporción de biotita, se distinguieron solo dos minerales de esta mica.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespatos - %	Cuarzo - %	Muscovita-sericita - %
59 a 62	40 a 36	1 a 2

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo(mm)	Feldespato-cuarzo. Matriz (mm)
2 a 4	0,8 a 1,36	0,06 a 0,24

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA: Granito de Feldespato alcalino, de grano grueso, con deformación

MUESTRA B163J

Textura:

Fábrica milonítica de típico bandeo félsico- máfico, son alternancias de bandas muy finas, con espesores en el orden de:

Bandas félsicas: 0,4 a 1,6mm

Bandas máficas: 0,9 a 2 mm

Mineralogía:

Cuarzo: Es abundante en la roca, integra las bandas félsicas en componentes ultrafinos recristalizados, junto con porfiroclastos diminutos de feldespatos. Se reconoce escasamente ribbons de cuarzo o venas de cuarzo que atraviesan las bandas félsicas-máficas. El mecanismo de deformación observado es recristalización dinámica del tipo recristalización por rotación de grano.

Feldespatos: Forman sistema porfiroclasto, presencia de porfiroclastos manteados tipo σ así como también los feldespatos forman parte de la matriz.

Micas: Se presentan integrando clivaje espaciado, el mismo es de grano muy fino. Se compone de sericita dispuesta en laminillas muy finas.

Oxidos: Se reconoce hematite. Es de color marrón rojizo, se presenta en placas o en laminillas como componente del clivaje junto con las micas Integra importantes porcentajes en el clivaje de la milonita.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Agregado cuarzo - feldespatos - %	Sericita - %	Hematite - %
37 a 39	31 a 33	32-28

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA sensu stricto. Porcentaje de matriz: 100%.

2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita

PROTOLITO: Micaesquisto

MUESTRA VO1

Textura:

Se describe la fábrica de la roca en función del agregado de granos, la misma es inequigranular, distribución no gradacional de diferentes tamaños de grano. Fábrica milonítica

Mineralogía:

Feldespatos: Los mismos integran la matriz formando un material recristalizado junto con el cuarzo, así como se reconocen porfiroclastos manteados. Ortoclasa es el predominante de los feldespatos, presenta pertita en llama, es decir lamelas de albita en forma de llama estrechadas. Se reconoce en algunos granos, bandas de deformación. También existe recristalización de feldespato a nivel de borde de grano formando estructuras núcleo-manto. Microclina, se reconoce por el maclado en parrilla, presentan maclas de deformación que se estrechan. Plagioclasa se reconoce por el maclado polisintético y se presenta en muy bajos porcentajes.

Cuarzo: El mismo se presenta en grano muy fino recristalizado con el feldespato. Se observa muy escasamente un agregado policristalino de tamaños de grano algo mayores, donde es fácil reconocer la recristalización por rotación de subgrano.

Micas: Es dominante la biotita, aunque también se presenta muscovita. Ambas integran la foliación continua, pues no se registran microlitones sistemáticos.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Cuarzo + Feldespato –recristalizados- K porfiroclastos - %	Micas - %
64,7- 60,5	35,3-39,5

Tamaños de minerales:

Feldespatos-porfiroclastos (mm)	Cuarzo-agregados (mm)	Cuarzo y feldespato (mm)
0,08 a 0,26	0,02 a 0,24	0,001 a 0,06

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA. Porcentaje de matriz: 97,5 a 96%.
- 2) Según mineralogía: cuarzo-feldespato ultramilonita.

PROTOLITO: Granito a biotita

MUESTRA VO2

Textura:

Cataclástica es la predominante. Presenta una gran variedad de tamaños de grano, desde escala de grano fino hasta grano grande; en cuanto a los límites de granos presentan contornos angulares y límites rectos.

Se distingue sectorialmente fábrica milonítica, claramente correspondiente a comportamiento dúctil. Por lo tanto inferimos existe un régimen dúctil que posteriormente es sobreimpuesto por flujo cataclástico.

Mineralogía:

Feldespatos: se reconocen en los fragmentos (23 a 26.5%) de gran tamaño de la cataclasita y en la matriz junto con el cuarzo. Se identifica ortoclasa predominando en la roca, presenta bordes rectos, otros con bordes subangulosos a subredondeados. Presenta claros signos de fracturamiento interno pues los fragmentos están rotos y fracturados. Otros mecanismos de deformación observados son pertita en llama en abundancia, recristalización por estructura manto-núcleo. Microclina, identificada por maclado en parrilla, muestra maclas de deformación estrechadas, también se observa recristalización en borde de grano

Cuarzo: El mismo se presenta en agregados de tamaños algo mayores que la matriz y por otro lado, el cuarzo existe como matriz junto con el feldespato. Se reconoce recristalización dinámica y mecanismos de recuperación.

Micas: La foliación está dada por la biotita principalmente y secundariamente por sericita.

Accesorios: Se reconocen bandas ricas en epidoto de tamaño diminuto, el mismo se concentra en bandas. Además se reconocen opacos.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Feldespato - %	Cuarzo - %	Feldespato + Cuarzo (recristalizada) - %	Micas - %
23 a 26.5	9 a 12,5	46,5 a 35	21,5 a 26

Tamaños de minerales:

Feldespatos (mm)	Cuarzo (mm)
0,14 a 1,4mm	0,02 a 0,1

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

1) Clasificación basada en la proporción relativa de fragmentos y matriz (Sibson 1977), es CATACLASITA.

PROTOLITO: Granito biotítico.

MUESTRA VO3

Textura:

Milonítica, se observa feldespato y cuarzo recrystalizados formando clivaje continuo junto con la mica. Fábrica con recrystalización dinámica dada por agregados de cuarzo, con aplastamiento de los mismos, poseen a su vez cierta orientación preferencial.

Mineralogía:

Cuarzo: es el mineral predominante, con definido aplastamiento, presenta recrystalización dinámica y recuperación. Los mecanismos de deformación observados son: recrystalización por rotación de subgrano y recuperación (evidenciado por bandas de deformación).

Micas: las mismas están formadas por biotitas finamente laminadas, con pleocroísmo de color pardo a color pardo amarillento.

Porcentajes de Composición Mineralógica:

Cuarzo - %	Micas - %
55-57	45-43

CLASIFICACIÓN DE LA ROCA:

- 1) Clasificación basada en el porcentaje de matriz (e.g Spry 1969, Sibson 1977 b) corresponde a ULTRAMILONITA sensu strictu. Porcentaje de matriz: 100%.
- 2) Cuarzo ultramilonita

ANEXO IV: ELEMENTOS ESTRUCTURALES

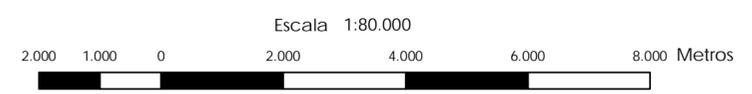
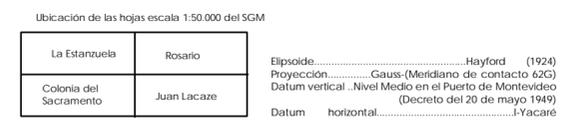
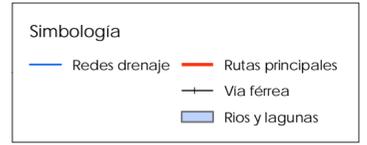
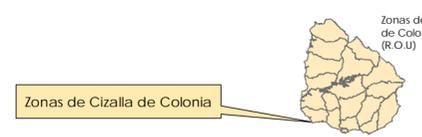
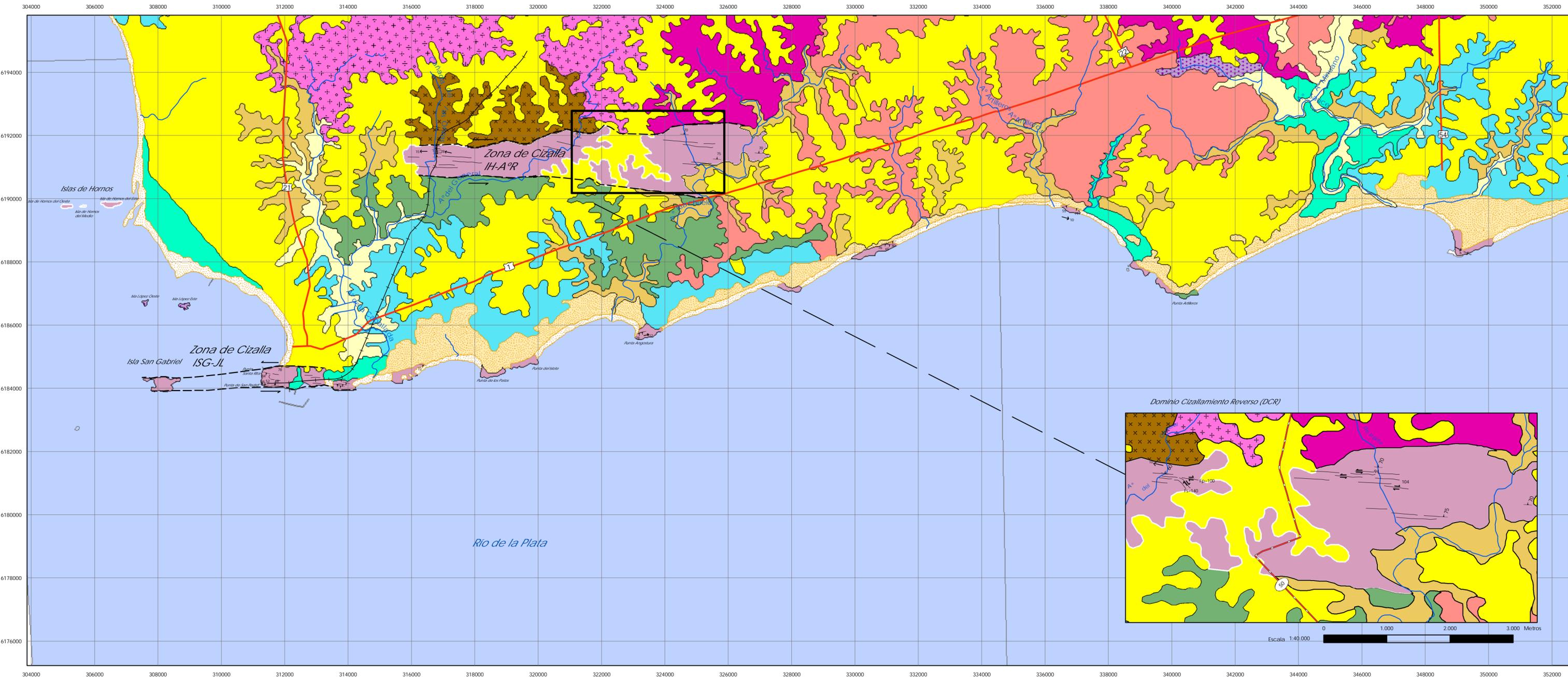
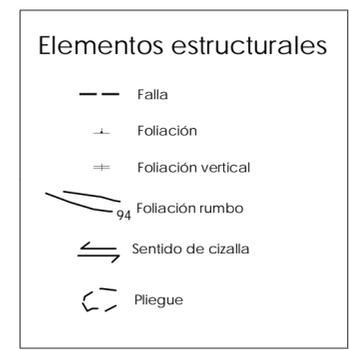
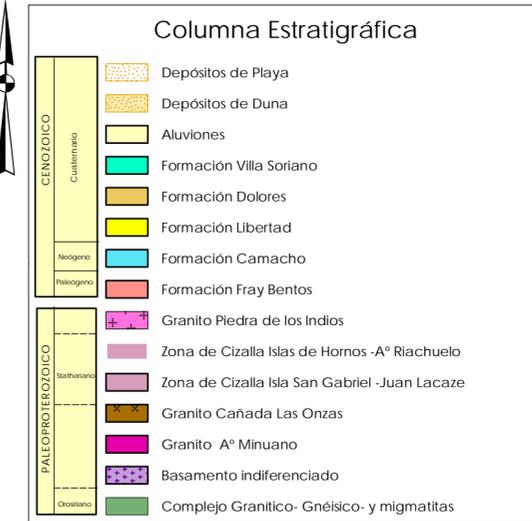
Clave Estación	X	Y	Fm= Foliación milonítica	Le=Lineación estiramiento	Otros rasgos estructurales
A046	336929	6189667	Fm1=N96, 79° al W / Fm2= N85W, 80° al SW (Fm2=N95, 80° al SW)	Le1=10° al N96 cabeceo al este/ Le2=20° al N96, cabeceo al E.	
A047	349280	6188294	Fm1=N114 a N120 verticalizada/Fm2= N68W, verticalizada (Fm2=N112,90°)	Le1=6° al N115/Le2=7° al N120	
32	348422	6198158			
A135	345582	6198040			
A136	347804	6195805			
A160	336612	6189718	Fm1=N70, 55° al SE/Fm2=N70, 90°	Le2=7° al N78, cabeceo al este	
A177	339271	6196055			
A178	340785	6196025			
A181	342619	6197938			
A185	331023	6188518	Fm1=N80W, verticalizada (N100, verticalizada)/ Fm2=N85W, 65° al S (Fm2=N95, 65° al S)	Le1=10° al N90, cabeceo al E	Fracturaciones repetitivas
A185B	331130	6188601	Fm1=N80E, 40° al S-SE	Le1=10° al N80-N90 , cabeceo al E	
A186	328802	6195105			gneiss con rumbo N60E
A191	340802	6186970	Fm=N75W-N80W (Fm1=N100-N105)		
A191B	340918	6187185	Fm1=N80W, 60-70° al S (Fm1=N100, 60° al S-SW)		
A193	330887	6188538	Fm1=N85W, 76° al S (Fm1=N95, 76° al S).	Le1=20° al N100	
A194	313768	6184095	Fm1=N82W, 40° al SW (N98, 40° al SW)/ Fm2=N90, 60° al SW	Le1=12 ° al N94/° cabeceo al E	
A195	313698	6184051	Fm1=N82W, 68° al SW (N98, 68° al SW)/ Fm2= N96, 50° al SW	Le1=5° al N98, cabeceo al E.	
A204	326502	6193585			
A210	327035	6191465	Fm1=N85W, 70° al N-NE (Fm1=N95E, 70°al N-NE)	No se percibe bien.	

Caracterización Geológico-Estructural y estudio microtectónico de las Zonas de Cizalla de Colonia

Clave Estación	X	Y	Fm= Foliación milonítica	Le=Lineación estiramiento	Otros rasgos estructurales
A211	325708	6191276	Fm1=N85W, 75° al N-NE(N95, 75° al N-NE)	Le1=35° al N100	
A212	325738	6189227			
A217	323139	6185684	Fm1= N109W, 78° al S (N71, 78° al S)/Fm2=N105W, 78° al SE (N75, 78° al SE).	Le1=15° al N110W (15° al N70)/12° al N114W (12° al N66)	
A222	322704	6187566			Bandeado félsico-máfico=N70W (N110)
A225	316893	6189723			
A228	314778	6189800			Bandeado félsico-máfico=N76W (N104)
A238	323227	6185729	Fm1=N102W (Fm1= N78E), buzamiento no presenta las condiciones	Le-no se tomó, no presenta las condiciones.	Rumbo de plano axial= N80 W (N100)
A239	311754	6184130	Fm1=N90W, 68° a 72° al N (Fm1= N90, 68° a 72 al N)	Le1= 8° a 10° al N90	
A240	311443	6184137	Fm1= N90, 52° al N	Le1= 0° al N82	
A241	316300	6184711	Fm1= N78W, 72° al S (Fm1=N102, 72° al S)/Fm2=N78W, 62° al S (Fm2=N102, 62° al S)/ Fm3= N80W, 68° al S (N100, 68° al S)	Le1=12° al N86W (12° al N94)/ Le2= 12° al N80W(12° al N100)	
A242	313726	6184237	Fm1= N95W, 58° al SE (Fm1=N85, 58° al SE)	Le1= 10° al N98W (Le1= 10° al N82)	
A243	313603	6184091	Fm1=N88, 50° al S-SE	Le1=15° al N94, cabeceo al E	
A392	346149	6197208			
A393	346253	6197467			
A400	313873	6184156	Fm1=N97, 38° al S-SW/ Fm2=N100, 45° al SW	Le1=15° al N97/ Le2=15° al N98, cabeceo al E	Micropliegues eje de micropliegues 40° al N90E, inmersión al E.
B003	312895	6192477			Planaridad de la biotita=N60. Diaclasas=N120 y N-S
B004	311995	6194095			KFd: E-W ± 5°, 75° E, 55°- 60° E /Fol mag= N75°E
B008	312474	6195089			Foliación magmática dada por biotita= N65 E

Clave Estación	X	Y	Fm= Foliación milonítica	Le=Lineación estiramiento	Otros rasgos estructurales
B010	315862	6195128			Planaridad principal en cantera= N50, 63° NW
B043	321309	6191964	Fm1=N80W, 60° al N-NE (Fm1=N100, 60° al N-NE)/ Fm2= N140, 50° al NE- oblicua Fm1	Le1=10° al N70W (Le1= 10° al N290), cabeceo al NW	
B044	321767	6194022			
B045	322541	6195534			
B113	323741	6187531			Rumbo del gneiss: N102, 40° al SW
B114	323502	6188777			
B115	324893	6192333			
B116	324671	6192066	Fm1=N86W, 70° al NE (Fm1=N94,70° al NE)/ Fm2=N76W, verticalizada (Fm2=N104,verticalizada)	Le1=7°al N288, cabeceo al W	
B116B	324855	6192033	Fm1=N85W, 50° al N-NE (Fm1=N95, 50° al N-NE)	Le1=26° al N291	
B163I	316904	6192203	Fm1=N90W (N90)	No se ha encontrado claramente en este punto.	
B163J	316859	6191703	Fm1=N90W, 64° al N (N90, 64 al N)	Le1=15° al N90W, (15° al N270) cabeceo al W-NW	
B163K	316852	6191685		Le1=28° al N282, cabeceo al NW	
B165	343082	6195448			
V01	311352	6184166	Fm1=N90, 78° al N	Le1= 0°- 3° al N90	
V02	311353	6184469	Fm1=N75W, 84° al SW (Fm1=N105, 84° al SW)/Fm2=N104, 68° alSW	Le1=10°-15° al N95 cabeceo al SE/ Le2= 5° al N100 cabeceo al SE/ Le3=10° al N104 cabeceo al SE	
V03	311848	6184689	Fm1= N98, 78° al S-SW	Le1=12° al N102, el cabeceo el al E- SE	

Mapa Geológico Estructural de las Zonas de Cizalla de Colonia a escala 1:80.000



Autor: Viviana Gianotti García
 Tutor: Dr. Pedro Oyhantcabal
 Cotutor: Ing. Jorge Spoturno
 Licenciatura en Geología
 Universidad de la República Oriental del Uruguay

Mapa Geológico a Escala 1:80.000.
 Detalle inferior a Escala 1:40.000
 Enero 2010

Mapa 1: Mapa Geológico-Estructural a escala 1:80.000, tomado de Spoturno J., Gianotti V., Loureiro J., González E., (2009). "Mapa Geológico a escala 1:100.000-Hojas :83-Rosario/ 91-Colonia", INÉDITO. Convenio DINAMIGE-IGME, Montevideo, Uruguay.

Localización de estaciones de campo

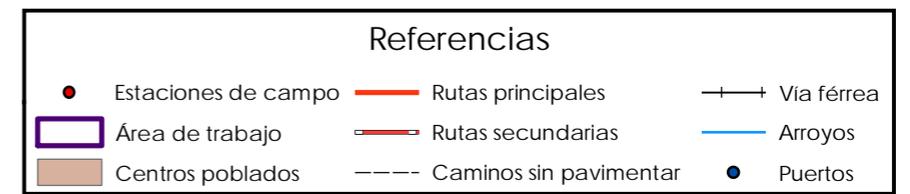
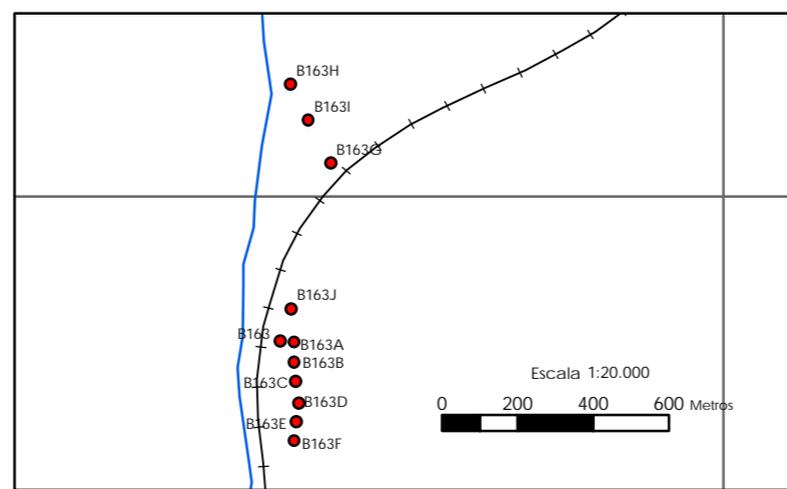
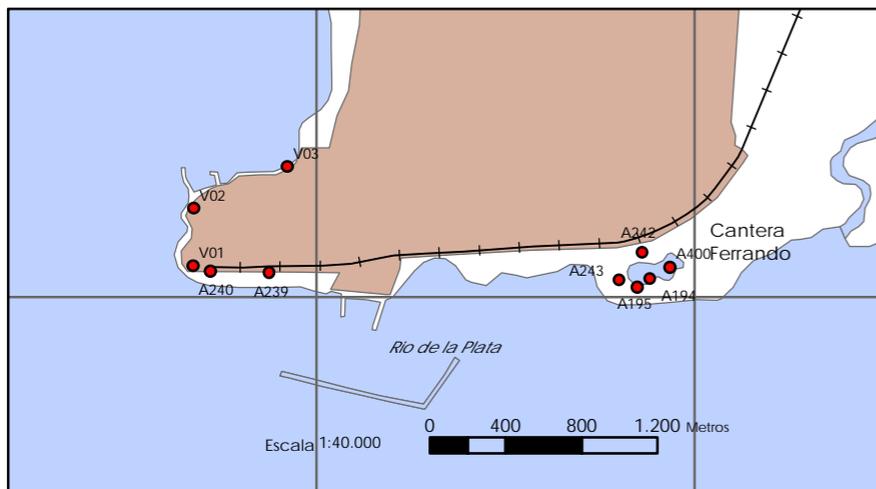
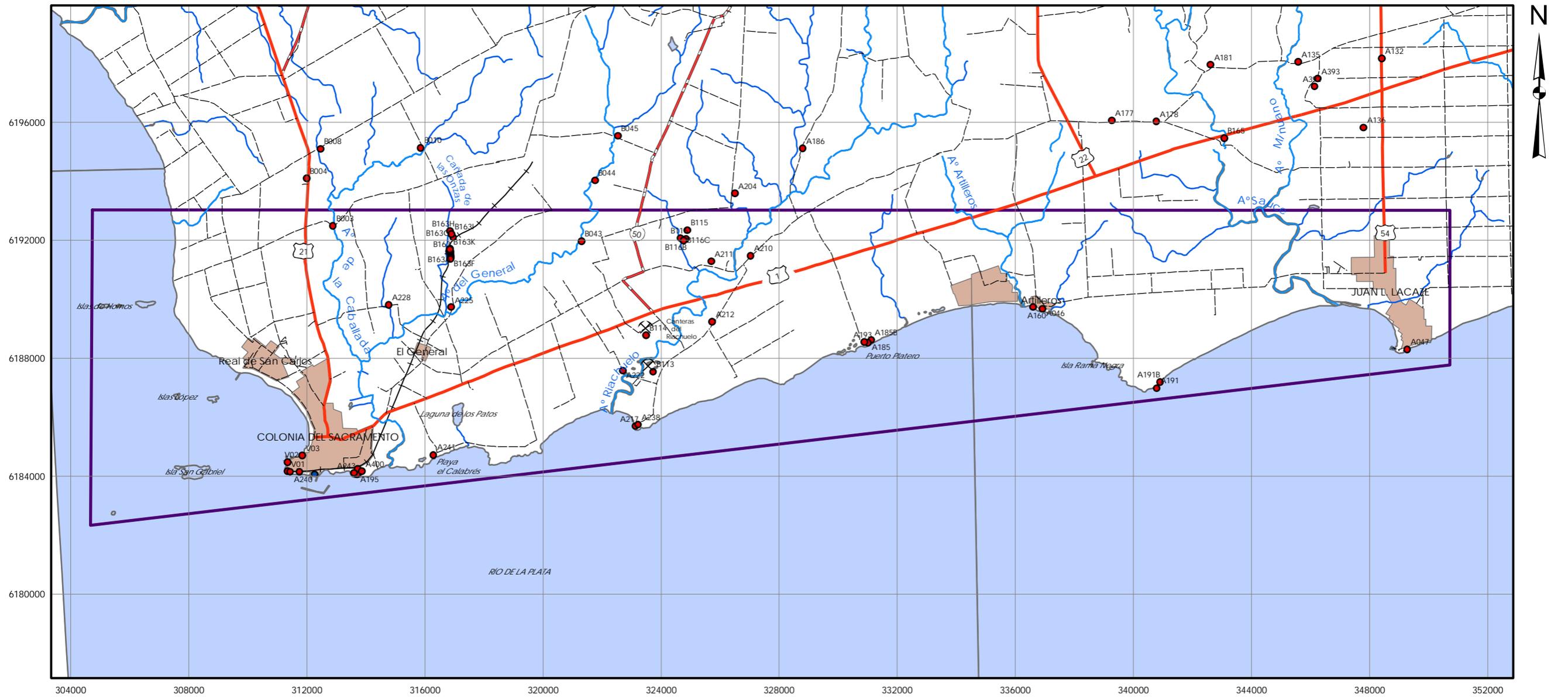


Figura 2.2: Localización de estaciones de campo identificadas en el área y su contexto geográfico. Las dos áreas con detalles se presentan con la finalidad de optimizar la visualización.