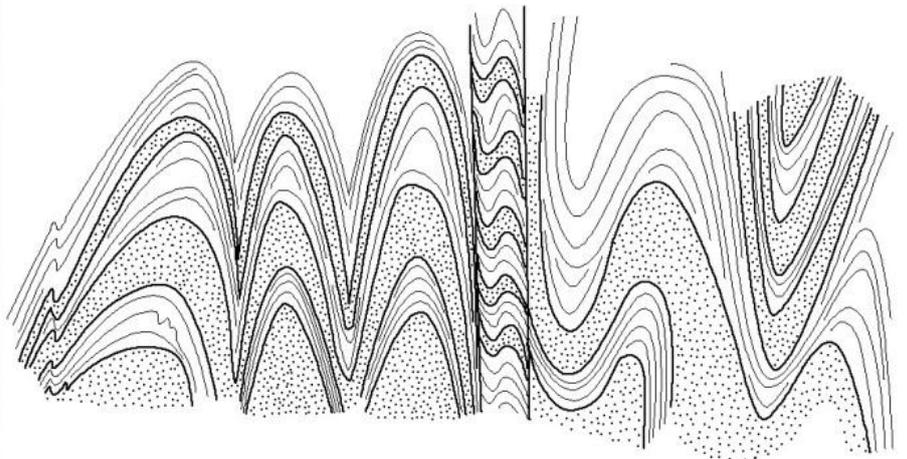


*Análisis estructural-cinemático e  
identificación del protolito de los  
gneises de la región de Manantiales,  
Maldonado.*

**Sofía Pascual Echeverría**

*Tutor: Dr. Enrique Masquelin*



Trabajo Final de la Licenciatura en Geología

Facultad de Ciencias

Universidad de la República

2015

*Para investigar la verdad es preciso  
dudar, en cuanto sea posible, de  
todas las cosas.*

René Descartes

*Aquel que tiene un porqué para  
vivir,  
se puede enfrentar a todos los cómo.*

Friedrich Nietzsche

*Para cambiar tu vida por fuera  
debes cambiar tú por dentro. En el  
momento en que te dispones a  
cambiar, es asombroso cómo el  
universo comienza a ayudarte, y te  
trae lo que necesitas.*

Louise L. Hay

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, agradezco a mi familia y especialmente a mis padres, que apoyaron este sueño incondicionalmente desde el comienzo (año 1998...). Estuvieron en cada momento, bueno y malo, siempre motivándome a lograr nuevas metas, siempre aconsejándome desde su experiencia, dándome la confianza que a veces se escapa, e incluso aprendiendo geología junto a mí en largas traspasadas de estudio... Gracias por tanto.

A Gastón por su amor, por los consejos, la confianza. Gracias por entenderme, por ser mi pilar día a día, y seguirme en cada locura.

Al Dr. Enrique Masquelin, quien contribuyó de manera significativa en mi formación profesional, le agradezco profundamente todas sus enseñanzas, los consejos, su solidaridad, su compañerismo y su dedicación en cada momento. Agradezco a su familia, especialmente a Susy y Michel por su hospitalidad en cada salida de campo.

Al tribunal: Pedro Oyhantçabal, Leda Sánchez y Elena Peel, por la paciencia y dedicación al leer este trabajo.

A todos los docentes del ICG por brindar su conocimiento y por compartir su entusiasmo por esta ciencia.

A Pablo Nuñez por enseñarme el camino para que este documento sea una realidad, por enseñarme a respirar y hacer “ohmmm” cuando es necesario, por bancar mi locura y compartir los momentos frikis.

A Daniel Picchi y Natalia Porta por la confección de las láminas delgadas y la molienda, por sus consejos, las charlas y su ayuda en el Laboratorio de Geología.

A Elena Peel por su gran ayuda logística para el análisis geoquímico, sin su dedicación no hubiera sido igual. Además, gracias por brindarme más herramientas para el uso y análisis del SEM-EDS.

A Francisco Molina Bom por su hospitalidad en Porto Alegre, por su amistad y las charlas compartidas.

A Hernán Silva por volcar su habilidad artística en este trabajo, por la gran ayuda en el campo, por su compañía en el día a día en los últimos tiempos, y por compartir los momentos más “huecos” y de los otros.

A PEDECIBA por el apoyo a los estudiantes con pasantías de iniciación a la investigación, que incentivó y permitió dar el puntapié inicial del presente trabajo. Un agradecimiento especial a Analía Fein por el apoyo y la confianza.

A los profesores, funcionarios y compañeros del 2do cuatrimestre de la UNSL en el año 2012 que pusieron su granito de arena para mi desarrollo tanto profesional como personal. En especial a Ariel Ortiz Suarez, Carlos Costa, Carlos Gardini, Daniel Sales y Humberto Ullaco por el continuo apoyo.

A mis amigos, los que están cerca y los que no tanto, por bancarme incondicionalmente y sobretodo en las ausencias: Karen, Sabrina, Irene, Diego I., Milton, Santiago M., Michael B., Pablo M., Victoria, Griselda, las “plani-girls”, Christopher, Janeta.

A los compañeros de clase de todas generaciones con las que he compartido algún curso, salida de campo, jornada, etc., y especialmente a Natalia P., Patricia, Santiago G., Santiago F., Valentina, Natalia C., Valeria C., Mauricio, Hugo, Esteban, Lucía S., Pichón, Bola, Christian, Elisa, Andrés, Nicolás.

A todos los que alguna vez se cruzaron en mi camino y confiaron en que este día llegaría...

MUCHAS, MUCHAS GRACIAS!

## RESUMEN

La estructura de un terreno metamórfico de alto grado suele ser compleja debido al carácter aparentemente polifásico de la deformación. La caracterización detallada de rocas altamente deformadas de alto grado dentro de este tipo de terreno permite conocer mejor los procesos, aún poco conocidos, de la deformación dúctil en corteza profunda, responsables de patrones estructurales característicos, diferentes de los de zonas de cizallamiento de bajo grado.

Los gneises bandeados rectilíneos de la región costera de Manantiales (Maldonado), con gneisoidad consistente en  $\sim N80^{\circ}E$ ,  $60^{\circ}NW$ , desarrollan una compartimentación de la deformación, generando trenes de pliegues asimétricos en “Z”, pliegues intrafoliares de tipo isoclinal sin raíz e interferencias entre ambos. Los sigmoides se forman por alabeo del bandeo, interactivo con la cizalla responsable de producir alternancias de dominios de alta y baja deformación por anisotropía de flujo. En las charnelas y flancos cortos de los pliegues por alabeo, se preservan las microestructuras precoces, mientras que, en los flancos largos de la periferia, progresa el desarrollo de una foliación milonítica de alta temperatura y la formación interactiva de pliegues isoclinales.

Las texturas observadas en los gneises de bandeo rectilíneo evidenciaron la presencia de bandas lenticulares de grano grueso de feldespato micropertítico, paralelizándose a ribbons de cuarzo alargados monocristalinos, recristalizados por migración de borde de grano (Régimen III) en alta temperatura. La sillimanita, alargada, suele presentar *boudinage*, indicando estiramiento, mientras que el tamaño relativo de las inclusiones en los granates en *atoll* evidencia disminución del tamaño de grano durante la milonización progresiva. Modificaciones texturales por sustitución mineral representan un retrabajamiento de bajo grado con entrada de fluidos. Asimismo, el reconocimiento de zonas miloníticas claramente sometidas al régimen de flujo no coaxial, en el cual se desarrollaron porfiroclastos manteados de tipos sigma, delta y compuestos, en buen número estadístico, permitió inferir una vorticidad horaria y un sentido de cizalla dextral para la trama de retrabajamiento rotacional.

Por otra parte, el desarrollo del bandeo composicional rectilíneo, en alta deformación, llevó a sospechar una naturaleza compuesta por rocas de origen diferente, afectadas por la misma deformación milonítica. Para resolver esa cuestión, se realizaron análisis litogeoquímicos discriminantes de protolitos. Estos gneises bandeados miloníticos resultaron provenir de material esencialmente ortoderivado, de acuerdo con los datos químicos obtenidos y con la ayuda del SEM-EDS. Se estima que el bandeo rectilíneo se formó a partir de augen – gneises preexistentes, los cuales, a su vez, pudieron derivar de granitoides calcoalcalinos peraluminosos, de tipo S y ambiente post-colisional, de acuerdo con las evidencias petrográficas, estructurales y geoquímicas.

**ÍNDICE**

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	2
<b>RESUMEN</b>	3
<b>ÍNDICE</b>	4
<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	6
1.1 Objetivos	7
1.2 Ubicación y descripción general de la zona de estudio	9
1.3 Recopilación histórica del departamento de Maldonado	9
1.4 Orografía	10
1.5 Hidrografía	10
1.6 Fuentes económicas	10
<b>2 TERRENOS METAMÓRFICOS DE ALTO GRADO</b>	11
<b>3 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS</b>	23
3.1 Geología regional del escudo uruguayo	24
3.2 Geología del área de estudio	30
<b>4 METODOLOGÍA</b>	32
4.1 Etapa preliminar	32
4.2 Trabajo de campo	32
4.3 Tareas de gabinete	32

<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>36</b>
	<b>A. GEOLOGÍA DESCRIPTIVA Y ANÁLISIS PETROGRÁFICO</b>	<b>38</b>
	A.1 Geología descriptiva	38
	A.2 Análisis petrográfico	42
	<b>B. ANÁLISIS ESTRUCTURAL</b>	<b>47</b>
	B.1 Estudio de la deformación a escala de afloramiento	51
	B.2 Análisis geométrico-estadístico	57
	B.3 Análisis cinemático mesoscópico	61
	B.4 Deformación a escala cristalina	67
	<b>C. ANÁLISIS CON MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM – EDS)</b>	<b>71</b>
	C.1 Reseña de la evolución del SEM	71
	C.2 Funcionamiento del SEM	72
	C.3 Espectrómetro de Rayos X	73
	C.4 Desarrollo del trabajo	74
	C.5 Datos obtenidos	74
	<b>D. ANÁLISIS GEOQUÍMICO EN ROCA TOTAL</b>	<b>80</b>
<b>6</b>	<b>DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b>	<b>90</b>
<b>7</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>95</b>

## CAPÍTULO 1

### INTRODUCCIÓN

Esta monografía representa la conclusión escrita de las investigaciones de un trabajo final de grado, y constituye el requisito parcial para la obtención del título de Licenciado en Geología, de la Facultad de Ciencias, Universidad de la República.

La propuesta de este trabajo final se centra en el estudio geológico de una porción preservada de una zona de cizalla dúctil de alto grado exhumada, representada por los Gneises de Manantiales, pertenecientes al Complejo Cerro Olivo (CCO, Masquelin & Tabó, 1988; Masquelin, 1990; Preciozzi *et al.*, 1993; Masquelin, 2004; Spoturno *et al.*, 2012). Dicho complejo gnésico está representado por rocas aflorantes en la región costera del Departamento de Maldonado, entre los balnearios de Rincón del Indio hasta Punta Piedras (Figura 1.1).

Las rocas de alto grado metamórfico de terrenos precámbricos están entre las rocas que presentan las mayores dificultades y desafíos de investigación, debido a su antigüedad, largo tiempo de residencia cortical, compleja historia tectónica y dificultad de modelización de los procesos geológicos involucrados en su constitución. Para ser estudiadas, requieren de un conjunto de herramientas que involucran: (i) análisis estructural, (ii) petrología, (iii) geoquímica, y (iv) geocronología, entre otros.

En Uruguay, las rocas metamórficas de alto grado constituyen gran parte del basamento cristalino, aflorante principalmente en la mitad Sur del país. Los antecedentes de su estudio han sido vinculados, en general, a temas aplicados, como la minería (p. ej., yacimientos de hierro de alto grado en Valentines; yacimientos en rocas de alto grado de la Isla Cristalina de Rivera). Sin embargo, más allá del posible interés económico, los terrenos metamórficos de alto grado suscitan un enorme interés académico, debido a los desafíos que constituyen en materia de conocimiento de los procesos geológicos, así como de la evolución tectónica del Precámbrico.

El CCO representa el basamento del dominio oriental del cinturón orogénico neoproterozoico “Dom Feliciano” (*cf.* Fragoso Cesar, 1980). Este Complejo abarca migmatitas, gneises y anfibolitas, recortados por granitoides casi isótropos (Masquelin, 2004). Fue sometido a condiciones P-T transicionales entre facies anfibolita y granulita, las cuales fundieron parcialmente tanto sus rocas paraderivadas (metagrauvas y metapelitas) como sus ortogneises tonalíticos a granodioríticos, e incluso sus rocas máficas (Masquelin *et al.*, 2001; Masquelin, 2004; Gross *et al.*, 2009).

Las rocas del CCO presentan un bandeo metamórfico de distribución regional groseramente E-W. Dicha estructura fue interpretada como producto de una intensa deformación por achatamiento coaxial, aunque frecuentemente presenta evidencias de estar sometida a una componente importante de cizalla simple. El bandeo presenta características variadas dependiendo de cada litotipo. Estas características se vinculan probablemente a las distintas condiciones de deformación finita de la trama, al término de la exhumación de las rocas desde la corteza inferior. En este complejo, se ha reconocido la inyección paralela de venas granitoides recortando milonitas precoces, y su posterior milonitización (Masquelin, 2002). En algunos casos, esto podría indicar bandeo con orígenes compuestos.

Por otra parte, se presentan claras evidencias de retrabajamiento del bandeado de más alta temperatura (p. ej., Manantiales; Masquelin, *op. cit.*).

La costa atlántica de Maldonado presenta gneises mostrando diferentes litotipos, que son correlacionables con el resto de las rocas del CCO (Masquelin *et al.*, 2011). Esas variaciones petrográficas y estructurales sugieren investigar en profundidad dicha transición.

En este trabajo, se pretende profundizar el análisis estructural mesoscópico, la petrografía, el análisis geométrico y cinemático, así como intentar identificar el protolito de los gneises de la zona de estudio mediante el uso de litogeoquímica (RT) y análisis en microscopio electrónico de barrido (SEM).

## **1.1 – OBJETIVOS**

### **Objetivo general:**

El objetivo general es comprender la estructura y evolución tectónica de un complejo gnésico de alto grado e identificar el protolito de las rocas involucradas.

### **Objetivos específicos:**

- a) Levantamiento geológico y estructural, para realizar un análisis geométrico y cinemático de las estructuras presentes en los afloramientos, en toda el área de estudio.
- b) Identificar de los protolitos de los gneises estudiados, utilizando herramientas específicas como geoquímica en roca total y microscopio electrónico de barrido.
- c) Definir petrofábricas y eventuales superposiciones entre estas, con herramientas microtectónicas (i.e., microcalibres de temperatura, presión y mecanismos de deformación).
- d) Establecer los indicadores cinemáticos correspondientes, a escalas meso y microscópicas, para cada una de las fábricas miloníticas sucesivas.
- e) Realizar croquis de afloramiento aclarando las geometrías de las estructuras a escala mesoscópica.

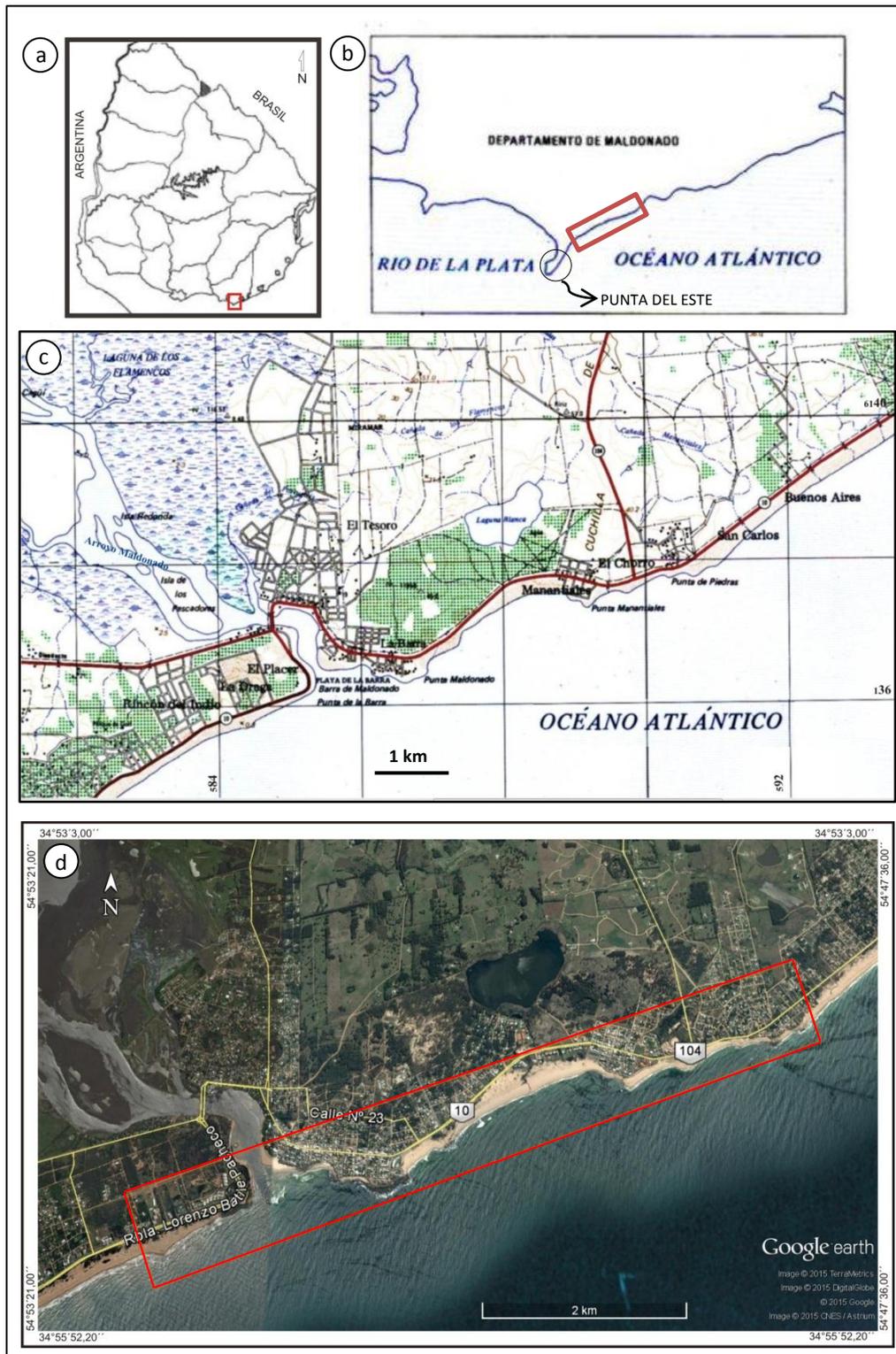


Figura 1.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio. (A) Localización del área de estudio en Uruguay, marcada en rojo. (B) Mapa costero de Maldonado, índice límite entre el Río de la Plata y el Océano Atlántico; la ubicación del área de estudio se muestra en rojo. (C) Hoja topográfica F-29-30 (San Carlos-Punta del Este), mostrando las vías de acceso a la región del área de estudio. (D) Imagen satelital tomada del Google Earth®, marcando en rojo el área de estudio, la cual comprende la región costera entre Rincón del Indio y Punta de Piedras.

## 1.2 – UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

Los afloramientos estudiados se encuentran entre las coordenadas geográficas Lat: 34°55'7.0"S; Long: 54°52'14.8"O, y Lat: 34°54'13.12"S; Long: 54°48'16.06"O, ubicados entre los balnearios de Rincón del Indio y Punta Piedras en el Departamento de Maldonado. El ingreso al área de estudio se realiza por la Ruta Nacional N°10 hacia el este. Por tratarse de afloramientos costeros se puede acceder fácilmente desde cualquier "bajada" turística comprendida entre el km 158 y 166.

El Departamento de Maldonado<sup>1</sup> tiene una superficie de 4.793 km<sup>2</sup>, se encuentra en el sureste del país. Limita con los departamentos de Rocha al este, Canelones al oeste y Lavalleja al norte y noroeste. La península de Punta del Este oficia de límite imaginario entre el Río de la Plata y el Océano Atlántico. Su ubicación favorece un clima templado subtropical y marítimo; las temperaturas varían según las estaciones estivales (diciembre-marzo) y van de 21°C a 28°C, mientras que las invernales (junio-setiembre) oscilan entre los 6°C y los 17°C. Según el censo de población y vivienda de 2011 (INE<sup>2</sup>), el departamento cuenta con 164.300 habitantes, de los cuales 62.592 habitantes viven en la ciudad de Maldonado (capital).

La zona de este estudio geológico comprende las playas de Rincón del Indio, La Barra (La Posta y Pallas), Montoya, Manantiales (Bikini y El Chorro) y Punta Piedras.

## 1.3 – RECOPIACIÓN HISTÓRICA DEL DEPARTAMENTO DE MALDONADO

En 1516 el navegante español Juan Díaz de Solís durante su expedición al Río de la Plata bautizó al lugar como Puerto de Nuestra Señora de la Candelaria<sup>3</sup>. Según cuenta Aníbal Barrios Pintos en su libro *"Historia de los pueblos orientales"*<sup>4</sup>: en 1594 el rey Felipe II envió a Fernando de Zárate (gobernador entonces del Paraguay y el Plata), una Real Cédula donde le expresa la conveniencia de poblar la isla de Maldonado (actualmente conocida como Isla Gorriti) y sugería su establecimiento. Seis años después, el gobernador Diego Rodríguez Valdés y de la Banda (sucesor de Zárate), dio cumplimiento a la orden real notificando al rey los minuciosos detalles de la exploración.

Los cargamentos de plata se dirigían a España desde Potosí pasando por el mar Caribe y La Habana. Luego de la exploración, el recorrido se modificó por uno más corto y económico: Potosí-Buenos Aires-isla de Maldonado. De esta manera, Maldonado se convirtió en cabeza de línea de las flotas transatlánticas.

Durante los siguientes 200 años, los portugueses como los gobernadores de Río de Janeiro y Buenos Aires, intentaron fortificar tanto la isla como el puerto de Maldonado; hasta que finalmente en 1755, Joaquín de Viana (gobernador de Montevideo en ese entonces), sin autorización del rey español, establece a los primeros pobladores de Maldonado en las cercanías a Portezuelo.

---

<sup>1</sup> Nombre proveniente del marino Francisco Maldonado que fuera enviado por Sebastián Gaboto a descubrir tierra adentro en el actual departamento.

<sup>2</sup> Fuente: <http://www.ine.gub.uy/web/guest/censos-2011>, fecha última consulta: 15 de abril de 2015.

<sup>3</sup> Fuente: [http://es.wikipedia.org/wiki/Punta\\_del\\_Este](http://es.wikipedia.org/wiki/Punta_del_Este), fecha última consulta: 09 de abril de 2015.

<sup>4</sup> Barrios Pintos, A. 2008. Historia de los pueblos orientales: De los aborígenes a la fundación de San Carlos. Ediciones de la Banda Oriental. Cap.: XV.

“Villa Ituzaingó” fue fundada en 1829 por Francisco Aguilar (alcalde de Maldonado), pero su nombre fue cambiado por “Punta del Este” en 1907.

#### **1.4 – OROGRAFÍA**

Maldonado es un departamento serrano, de terreno quebrado y pedregoso. Hacia el norte presenta grandes serranías como la Sierra de Carapé, de la cual se desprenden las sierras de Caracoles, Ballena y De las Cañas (donde se ubica el Cerro Catedral, punto más alto del país con 513 m). Al sur la porción agreste de la Cuchilla Grande da lugar a la Sierra de las Ánimas.

La zona estudiada se encuentra sobre la costa y durante las altas mareas queda cubierta por agua, de la misma manera, algunos afloramientos quedan descubiertos excepcionalmente durante las mareas bajas debido a la dinámica costera. Lo mismo ocurre con los vientos que moldean el afloramiento costero de manera errática, moviendo las dunas, lo que implica que algunos de estos desaparecen y otros se hacen visibles en el transcurso del año.

#### **1.5 – HIDROGRAFÍA**

En el área de estudio, entre los balnearios Rincón del Indio y La Barra, se encuentra el Arroyo Maldonado, el cual desemboca en el Océano Atlántico por medio de una barra arenosa. Este arroyo se origina en la Sierra de Carapé, y cuenta entre sus principales tributarios a los arroyos Mataajo y Sarandí, así como al San Carlos, el de Los Ceibos, y el Arroyo Píriz y una importante cantidad de cursos menores como cañadas, generando “El Humedal del Arroyo Maldonado” de una extensión lineal de 25 Km aproximadamente.

Las lagunas de la costa Atlántica se formaron durante el cuaternario por el desarrollo de dunas litorales en la última trasgresión marina holocena (Goso, 2014). Próxima al área de estudio se encuentra la Laguna Blanca. Ha sido la fuente de agua potable para la zona balnearia de La Barra hasta José Ignacio, desde 1970, aunque, a lo largo del tiempo, ha tenido problemas de sabor y olor del agua, que dificultan el uso de este sistema para el suministro de agua potable hasta la actualidad.

#### **1.6 – FUENTES ECONÓMICAS**

El turismo es la base de la economía departamental, que abarca otras actividades como la construcción, servicios hoteleros y gastronómicos, comercio, bienes inmuebles, entre otros<sup>5</sup>. También hay una importante actividad ganadera de ovinos y vacunos. La agricultura se practica en el sur, con cultivos de: maíz, trigo, forrajes, papas, hortalizas, vid, olivares, entre otros.

---

<sup>5</sup> Fuente: [www.miem.gub.uy/documents/15274/27034/pub\\_maldonado\\_informe.pdf](http://www.miem.gub.uy/documents/15274/27034/pub_maldonado_informe.pdf), fecha última consulta: 15 de abril de 2015.

## CAPÍTULO 2

### TERRENOS METAMÓRFICOS DE ALTO GRADO

Los **terrenos metamórficos de alto grado** (TMAG) representan un volumen significativo de los escudos precámbricos, pero también aparecen en muchos cinturones orogénicos fanerozoicos. Son interpretados como resultado de eventos orogénicos de tipo “himalayano” o como antiguas raíces profundas de márgenes continentales de tipo “andino”. Sin embargo, estos son modelos simplificados, que difícilmente explican en su totalidad la compleja historia polimetamórfica y de múltiples eventos de deformación (Figura 2.1).

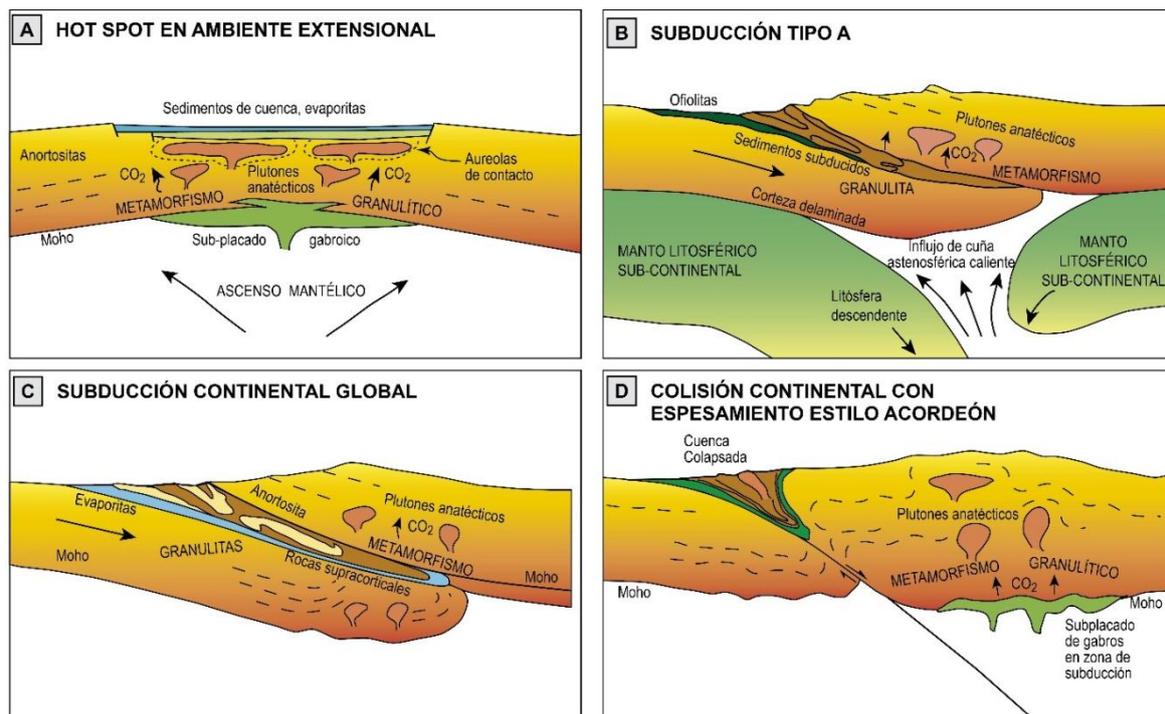


Figura 2.1: Ambientes tectónicos variados produciendo rocas metamórficas de alto grado (*modif.* Newton, 1987).

Las rocas que componen los TMAG fueron sometidas a las altas temperaturas y presiones durante un largo período de residencia cortical. Dos asociaciones principales de rocas son reconocidas en estos complejos: (i) **rocas cuarzo-feldespáticas** con cantidades variables de biotita, hornblenda, hipersteno, granate, silicatos aluminosos, cordierita, circón y minerales opacos; allí se encuentran metasedimentos compuestos, apenas subordinados, incluyendo cuarcitas, metapelitas, rocas calcosilicatadas, rocas metabásicas y ultramáficas, y (ii) conjuntos de **metasedimentos clásticos y carbonáticos**, atravesados predominantemente por rocas granitoides de tipo-S, que pudieron ser emplazadas repetidamente durante varios episodios. La estructura interna, afectada por varias fases de deformación dúctil y frágil, y las intercalaciones de los tipos litológicos en este tipo de terreno son regularmente complejas.

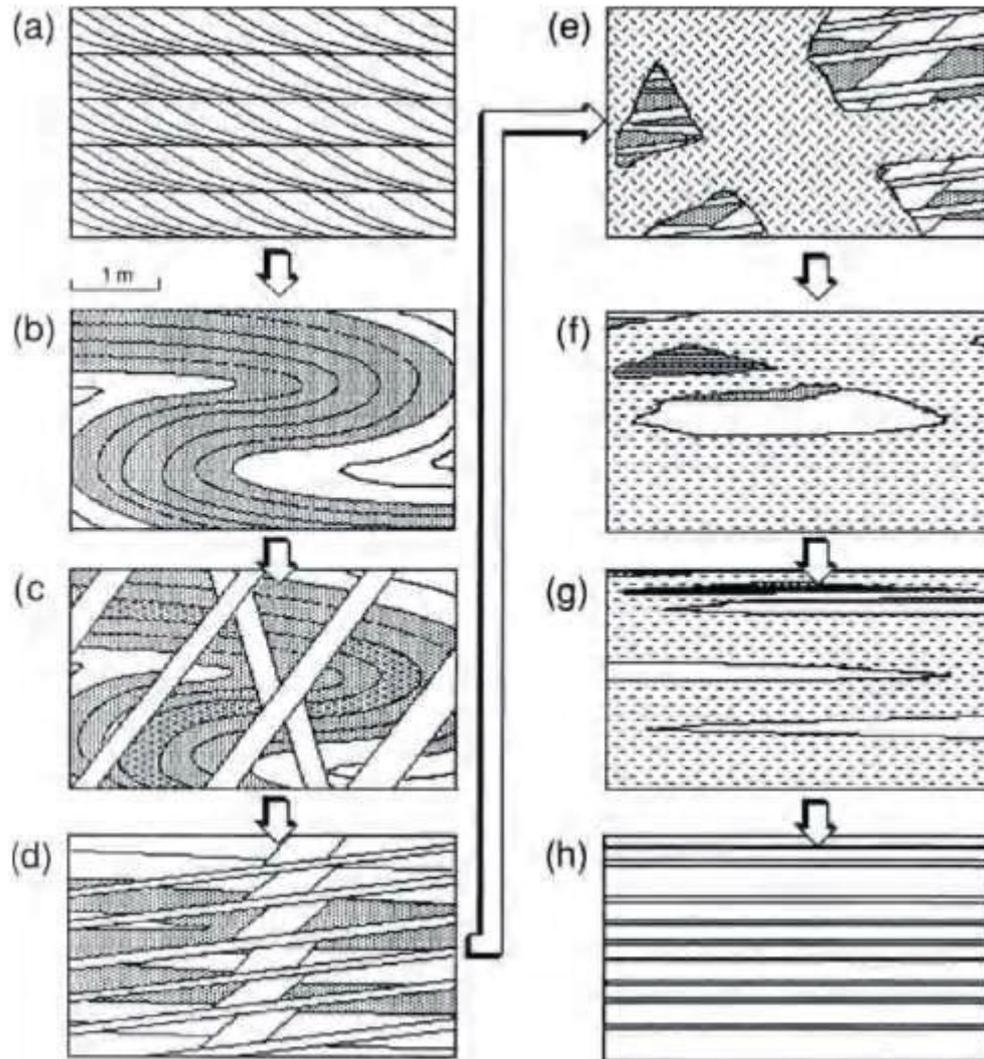


Figura 2.2: Problema del reconocimiento del protolito de un gneis de bandeado compuesto. Un gneis bandedado homogéneo aparentemente indeformado (h) puede haber derivado de una secuencia de eventos a-h: Comenzando como roca sedimentaria (a), continuando con fases de deformación (a-b, c-d, e-h) y eventos intrusivos (c, d). La intensidad de la deformación y la abundancia relativa del material ígneo total es mucho mayor de lo que se esperaría si solo se contempla el resultado final. El volumen original de rocas sedimentarias (en gris) constituye apenas un porcentaje ínfimo del gneis final (*modif.* Passchier et al., 1990).

El principal registro metamórfico de los TMAG representa la trayectoria P-T-t del último metamorfismo de alto grado y la última anatexis, los cuales anulan casi totalmente muchas evidencias de eventos anteriores. Pese a que las rocas pueden ocultar parte de su historia, en algunos casos, es posible reconstruir la sucesión de eventos a partir de evidencias isotópicas, petrográficas y estructurales combinadas (Figura 2.2).

La **anatexis** de un terreno metamórfico puede ocurrir a partir de condiciones P-T de facies anfibolita, pero también en condiciones de ultrametamorfismo (típicamente entre 750° y 1000°C, y 5 a 8 bar), aunque la misma se torna más difícil con el aumento de la temperatura y la deshidratación de la corteza. El modelado geoquímico, experimental, petrológico y tectónico muestra que cuando una sola porción de corteza continental funde, las consecuencias dinámicas son de escala cortical (Sawyer *et al.*, 2011).

El metamorfismo retrógrado ocurre durante el proceso de exhumación. Esta parte de la evolución preserva tanto asociaciones minerales y estructuras de alta temperatura, como asociaciones minerales y texturas de menor temperatura (facies anfibolita a esquistos verdes). Un TMAG también incluye, en general, un conjunto de rocas de bajo grado derivadas del “retrabajamiento” tectónico parcial de las de mayor grado, las cuales se producen durante el proceso de exhumación (rehidratación, retrometamorfismo y deformación) (Figura 2.3).

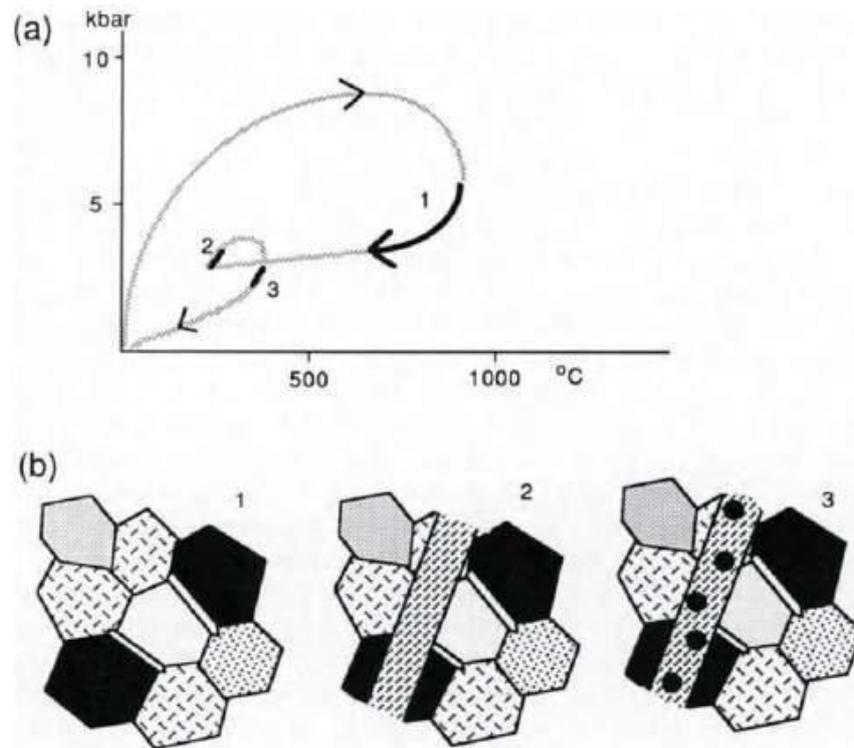


Figura 2.3: (a) Trayectoria P-T-t con un evento principal (1) alcanzando condiciones de alto grado, como resultado de un espesamiento cortical, y un evento secundario progrado de menor temperatura (2), con su respectiva trayectoria retrógrada (3); gris – trayectoria completa; negro – partes de la trayectoria preservada en asociaciones minerales mostradas en (b). (b-1) Condiciones de pico térmico, representadas por una asociación mineral con textura granoblástica y fábrica poligonal, superpuesta por anillos de reacción durante el primer evento de enfriamiento y descompresión. (b-2) Crecimiento de nuevas fases en condiciones de pico metamórfico durante el segundo evento. (b-3) Crecimiento de fases en la trayectoria retrógrada del segundo evento (*modif.* Passchier et al., 1990).

Los TMAG presentan dificultad para ser interpretados y por esa razón son áreas difíciles para ser mapeadas. Passchier et al. (1990) explican los métodos de abordaje y reconocimiento de la deformación en el campo, los cuales son sintetizados en este capítulo.

## **ANÁLISIS DE AFLORAMIENTOS Y MAPEO DE TERRENOS GNÉISICOS**

Para el análisis estructural de afloramiento, es necesario concentrarse en los elementos tales como la orientación, simetría y edad relativa de rocas y estructuras. Si no es posible establecer la edad relativa, se deben registrar las interpretaciones posibles.

En cada afloramiento importante, se debe determinar una secuencia de eventos de deformación e intrusión, y si es posible, establecer las asociaciones minerales estables para cada evento. Se debe realizar un croquis de las características del afloramiento, los cuales definen mejor la geometría de las estructuras. Estos croquis deben ser orientados y con escala.

El mapa es una herramienta para ordenar parte de los datos e interpretar el origen de ciertas características. El mapeo geológico en estos complejos requiere de un esquema regional de eventos, la comprensión de la geometría tridimensional regional de las unidades litológicas, estructuras principales y minerales específicos, y de las referencias de edad relativa de las rocas, para establecer una “estratigrafía de eventos” (por ejemplo: deformación, metamorfismo).

La mejor exposición de estas características es mediante perfiles, bloques diagrama, tablas y por supuesto, mapas. Se pueden realizar varios tipos de mapas en regiones gnéisicas para propósitos específicos (ej: mapa de isógradas, mapa exhibiendo distribución de las trazas de boudines de una roca en particular, mapa de strain finito, etc.).

Los mapas de “superficie-forma” exhiben el trazo de las foliaciones específicas, esbozando las estructuras principales, que de otro modo, serían oscurecidas en la masa de símbolos de rumbo y buzamiento.

## **DESARROLLO DE ESTRUCTURAS EN UN TERRENO GNÉISICO**

El estudio de la microestructura o la fábrica de una roca puede ser usado para entender los mecanismos de deformación y metamorfismo, o pueden ser utilizados para la historia metamórfica y estructural de un cuerpo de roca.

El término **fábrica** (Hobbs *et al.*, 1981; Hobbs, 1985; Passchier & Trouw, 2005) incluye la configuración espacial y geométrica completa de todos los componentes que constituyen la roca. Cubre términos tales como textura, estructura y orientación preferencial.

Los rasgos que contribuyen a una fábrica se califican de penetrativos (Hobbs *et al.*, 1981 y referencias), y se los denomina elementos de fábrica, tales como la forma de grano, bordes de grano, agregados minerales de forma similar, bandas de deformación y direcciones cristalográficas preferenciales. De lo contrario son no penetrativos. Un rasgo puede ser penetrativo a una escala de investigación y no penetrativo a otra escala.

De estas microestructuras o fábrica se distinguen: la foliación, lineación y orientación preferencial. Las primeras son definidas sucintamente a continuación.

En este trabajo se considera una equivalencia entre los términos fábrica y trama.

## Foliación

Una foliación es cualquier característica elemento planar penetrativo en un cuerpo de roca, a escala mesoscópica (Passchier & Trouw, 2005; Davis *et al.*, 1996). Esta definición abarca la amplia variedad de foliaciones que existen (Figura 2.4).

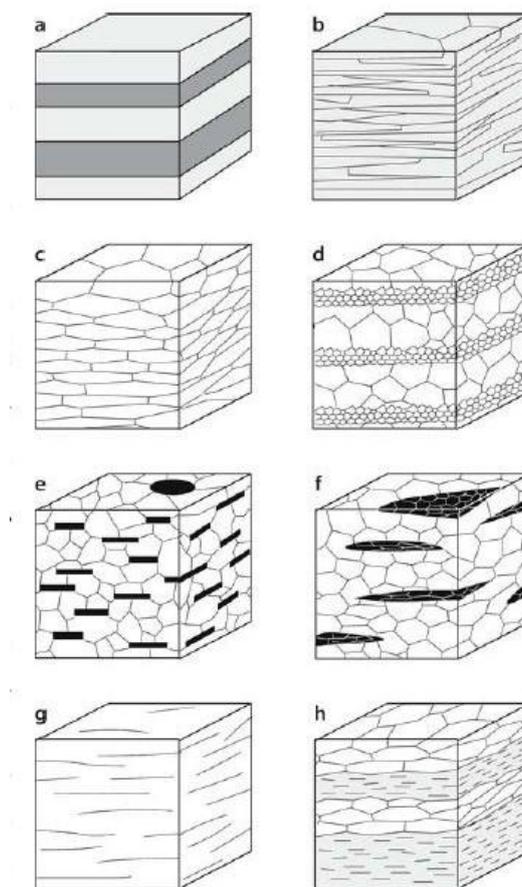


Figura 2.4: Distintos tipos de foliación (tomado de Passchier & Trouw, 2005). (a) Estratificación composicional. (b) Orientación preferencial de minerales hojosos. (c) Los bordes de grano y la forma de los cristales recristalizados se colocan según la orientación preferencial de la forma de cristal. (d) Foliaración según la variación del tamaño de grano. (e) Orientación preferencial de minerales hojosos en una matriz sin orientación preferencial. (f) Orientación preferencial de agregados minerales lenticulares. (g) Orientación preferencial de fracturas o microfallas. (h) Combinación de los elementos de fábrica mostrados en (a), (b) y (c).

En muchos casos la foliación está inclinada con respecto a la estratificación original, sin embargo, no siempre se puede identificar con seguridad la estratificación, y no se puede establecer con claridad si la estructura planar más antigua (si es que hay más de una) es de origen sedimentario o de origen metamórfico; en algunos casos puede incluso ser una superficie sedimentaria que se ha modificado por metamorfismo.

## Lineación

El término lineación describe cualquier característica lineal penetrativa en un cuerpo de roca, excluyendo aquellas características que se restringen a una sola cara (Hobbs *et al.*, 1981; Davis *et al.*,

1996; Piazzolo & Passchier, 2002; Passchier & Trouw, 2005). Se define a escala mesoscópica. Puede ser una estructura primaria ígnea o sedimentaria, o una estructura secundaria relacionada con la deformación, por tanto es común encontrar más de una lineación en un plano de foliación.

Actualmente, se distinguen cuatro tipos de lineaciones principales (Hobbs *et al.*, 1981; Piazzolo & Passchier, 2002) (Figura 2.5): (i) Lineación de crenulación, la cual es formada en los planos de foliación por la charnela de pliegues; (ii) Lineación de intersección, definida por la intersección de dos superficies; (iii) Lineación de estiramiento, definida por granos minerales deformados que comúnmente forman granos equidimensionales o agregados lineales de granos equidimensionales; y, (iv) Lineación mineral, definida por la orientación preferencial de cristales individuales de hábito euhedral, subhedral o planar.

A su vez, Piazzolo & Passchier (*op. cit.*) definen lineación de granos como la lineación de granos minerales individuales y prolatos, donde la orientación de los planos axiales son similares. También, definen la lineación de agregado, la cual se determina por agregados de granos prolatos de uno o muchos minerales.

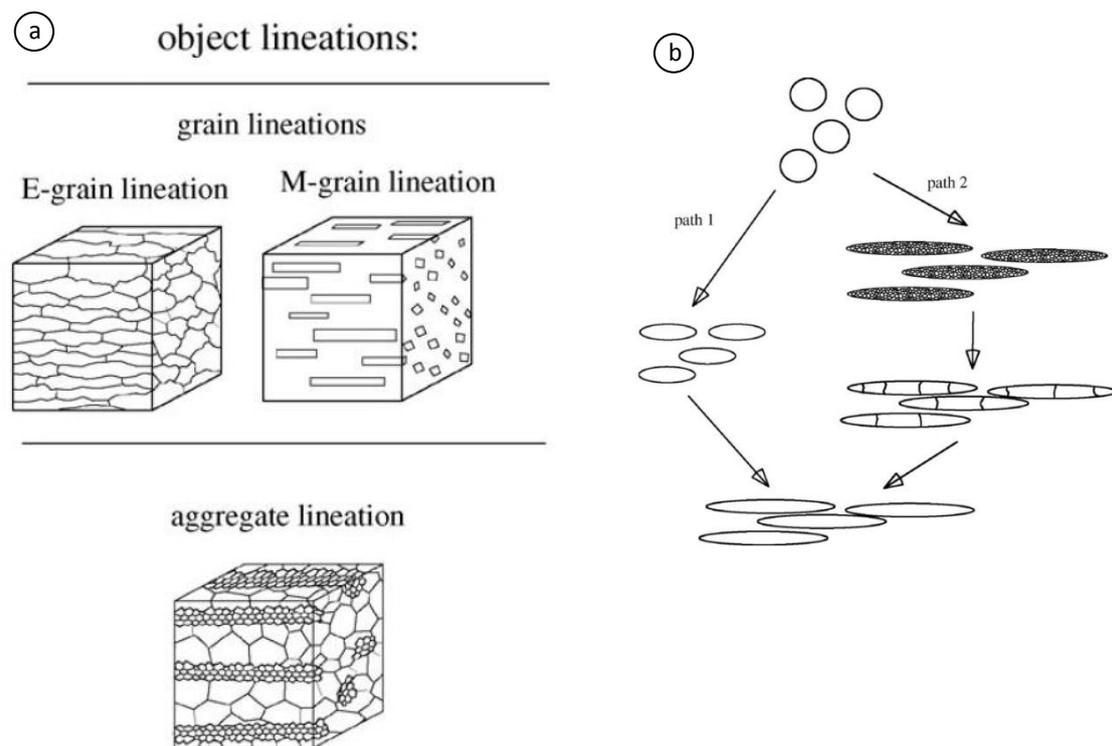


Figura 2.5: Nomenclatura para los distintos tipos de lineación (Tomado y modificado de Passchier & Coelho, 2006). (a) Las lineaciones pueden subdividirse en lineaciones de grano (por recristalización orientada: E; por orientación de hábito mineral, M) y lineación de agregado mineral. (b) Detalle del desarrollo de la formación de una lineación de estiramiento (E) monomineralica, según dos trayectorias: la trayectoria 1 involucra un estiramiento de grano por dislocación en 'diffusion creep'; la trayectoria 2 implica una deformación mediante recristalización y disminución del tamaño de grano de un cristal para formar una lineación de agregado mineral, que evoluciona a lineación de estiramiento por diferentes mecanismos de migración de borde de grano.

Durante la deformación y la recristalización dinámica en presencia de reacciones metamórficas, la presencia de una lineación va a depender del hábito de la nueva fase mineral. En muchos casos, no

es posible definir en el campo el mecanismo de desarrollo de la lineación, por este motivo es conveniente describir la naturaleza de la lineación junto con la escala de observación.

Un concepto bidimensional que es necesario puntualizar en este capítulo es el de **bandeado**. El bandeado gnéisico puede reflejar características primarias (origen sedimentario o ígneo), pero también puede desarrollarse por achatamiento extremo (deformación dúctil) o por heterogeneidades composicionales de la roca original, que no eran necesariamente planares (Passchier *et al.*, 1990).

Otro concepto destacable es el de estructuras **augen** en gneises. Estas estructuras se definen por “lentes” de agregados minerales o cristales aislados gruesos en una matriz de granulometría fina. Los augen gneises se desarrollan a partir de rocas graníticas porfiríticas gruesas, en las cuales la granulometría fue gradualmente reducida durante la recrystalización dinámica de cuarzo y feldespato.

### ZONA DE CIZALLA DÚCTIL EN CONDICIONES DE ALTO GRADO

Passchier & Trouw (2005) definen una zona de cizalla como una zona planar con deformación relativamente intensa, donde la deformación progresiva es no coaxial (Figura 2.6).

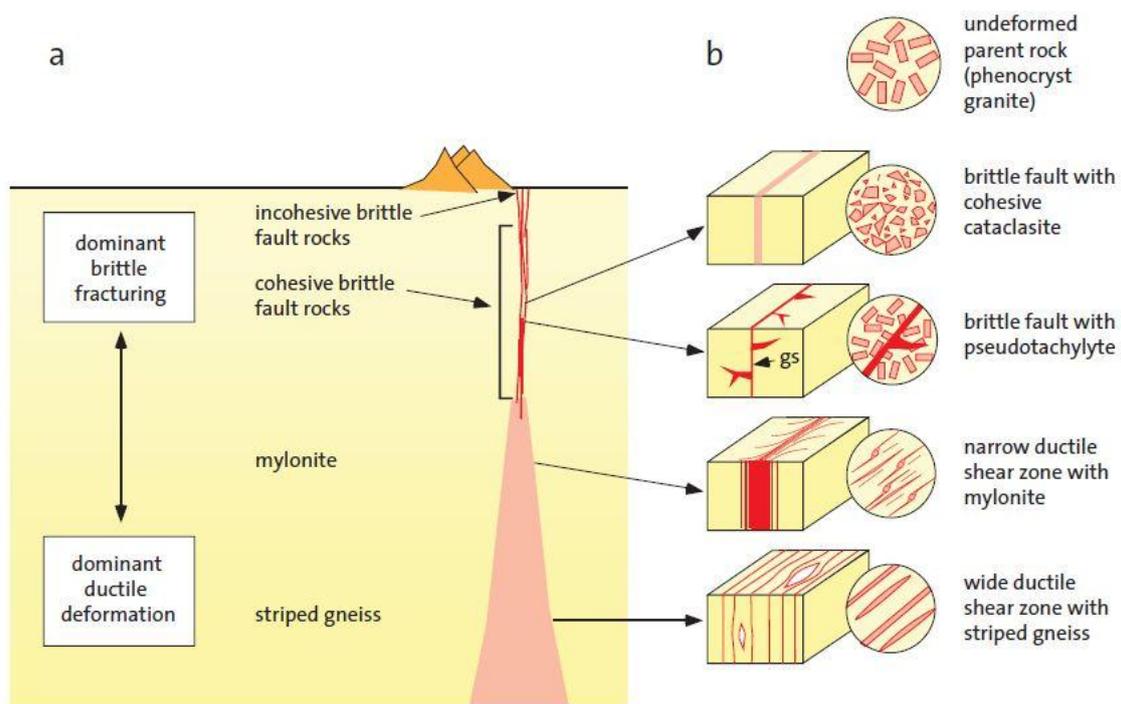


Figura 2.6: Esquema geométrico de zonas de cizalla en dominios frágil y dúctil (Tomado de Trouw *et al.*, 2009). (a) Muestra una sección transversal de una zona de cizalla transcurrente, la cual tiende a ser más ancha al aumentar la profundidad y la ductilidad. (b) Rocas de falla típicamente encontradas según la profundidad.

Cuando la deformación ocurre en el dominio dúctil, se efectúa mediante el mecanismo de cizalla simple, en general heterogéneo (Figura 2.7). Este mecanismo permite que se encuentren zonas muy deformadas junto con zonas no deformadas, sin ningún tipo de discontinuidad entre ambas. Por lo general, la deformación heterogénea se distribuye de forma que es más intensa en la parte central y decrece progresivamente hacia los bordes.

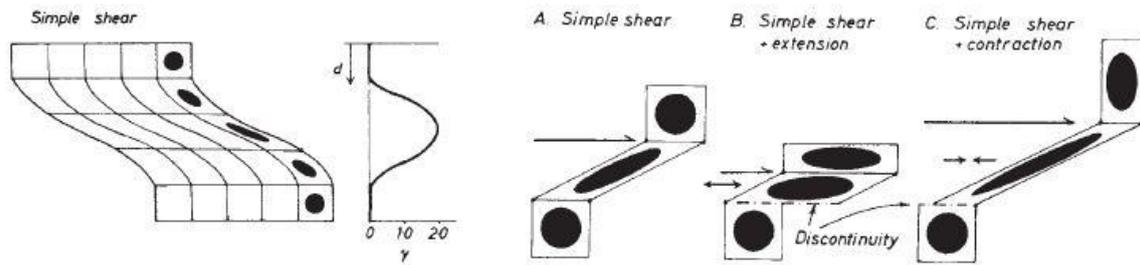


Figura 2.7: Esquema de la deformación en una zona de cizalla dúctil heterogénea. De izquierda a derecha se muestra la compartimentación de la deformación (total o parcial) cuando coexisten el cizallamiento simple y el puro (Tomado de Martínez Catalán, 2001).

Ingles (1985) señala que, estadísticamente, en las rocas deformadas por zonas de cizalla dúctiles la orientación preferencial de los minerales se desarrolla en el plano XY (Figura 2.8), dando lugar a esquistosidad o clivaje. Según Ramsay (1980, apud. Ingles, 1985), dentro de este plano, comúnmente, existe una relación entre el esfuerzo y la orientación lineal de los componentes minerales paralelos a la dirección principal de deformación en la dirección X, en el plano de esquistosidad. En otras palabras, estas zonas de cizalla contienen una foliación subparalela al plano principal del elipsoide de strain y perpendicular a la dirección de acortamiento máximo (Passchier *et al.*, 1990).

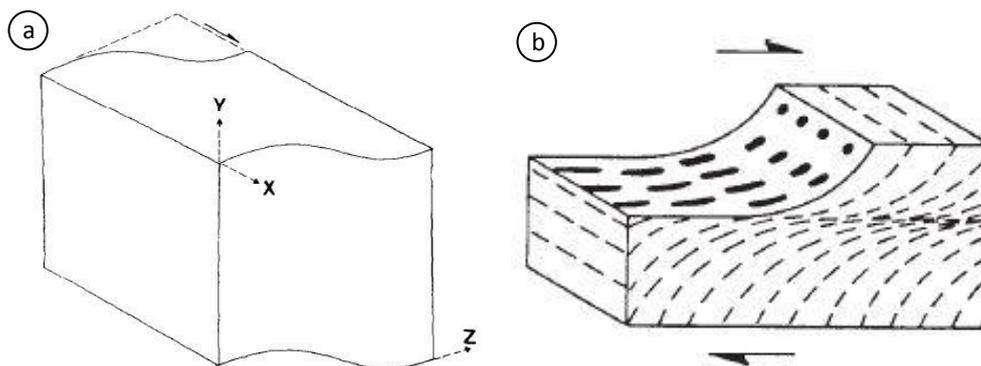


Figura 2.8: Zona de cizalla. (a) Disposición de los ejes X, Y y Z en un sistema de zona de cizalla simple. Tomado de Coward (1976). (b) Generación de una geometría sigmoide en el plano de mayor acortamiento en una zona de cizalla dúctil heterogénea (Tomado de Martínez Catalán, 2001).

Esta deformación en los minerales responde a mecanismos de deformación intracristalina. Estos mecanismos son: maclado por deformación y difusión. Además, existen dos mecanismos que no son propiamente de deformación, pero contribuyen a la reducción de la densidad de dislocaciones en cristales deformados, estas son: la recuperación y la recrystalización. En este capítulo será desarrollado sólo el mecanismo de recrystalización (definido por Hirth & Tullis, 1992).

La recrystalización es la organización de material con un cambio de tamaño de grano, forma y orientación dentro del mismo mineral. Es un mecanismo que según la temperatura y la tasa de strain, de menor a mayor temperatura, se clasifican en tres regímenes (Stipp *et al.*, 2002): (i) bulging (BLG):  $a < 400^{\circ}\text{C}$ , el borde de un grano con escasa dislocación migra, abultándose dentro de granos con mayor dislocación, formando nuevos cristales; (ii) rotación de subgrano (SGR): entre  $400$  y  $500^{\circ}\text{C}$ , se produce la rotación de un subgrano en respuesta a la migración de las dislocaciones en los

bordes de grano, durante una deformación progresiva; y (iii) migración de borde de grano (GBM): entre 500 y 700°C aproximadamente, migración a través del borde de grano.

Asimismo, es posible establecer el sentido de cizalla mediante la presencia de indicadores cinemáticos. Según Hanmer & Passchier (1991), muchos indicadores cinemáticos están compuestos por elementos geométricos, como porfiroclastos, o inclusiones tectónicas con ‘alas’ adjuntas. En la Figura 2.9, se muestran los tipos de objetos asimétricos que pueden ser utilizados para determinar el sentido de la cizalla en rocas de alto grado.

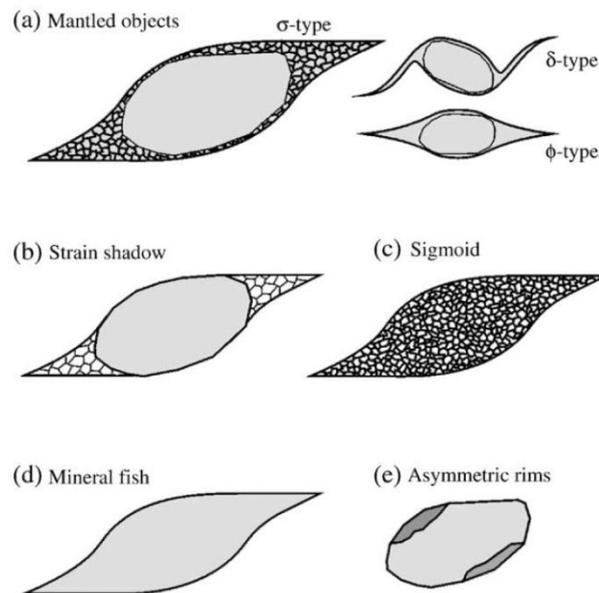


Figura 2.9: Sistema de porfiroclastos que pueden ser utilizados como indicadores cinemáticos en rocas de alto grado metamórfico, en este caso indicando un sentido dextral. Tomado de Passchier & Coelho (2006). (a) Porfiroclastos manteados: son porfiroclastos con un núcleo de cristal casi indeformado cubierto por un manto de cristales pequeños policristalinos, derivados de la recristalización y/o reacción del mineral del núcleo. Cuatro tipos pueden ser distinguidos en la literatura basados en las formas de las alas: titha (carece de alas), sigma, delta y compuestos. (b) Porfiroclastos con un núcleo de cristal rígido cubierto por un manto de cristales pequeños provenientes de la roca caja. (c) Los porfiroclastos sigmoides son similares al porfiroclasto manteado tipo sigma, aunque carece de un núcleo rígido. (d) Los mineral fish son compuestos por un único mineral, con la forma de un porfiroclasto manteado tipo sigma. (e) Porfiroclasto monocristalino con bordes asimétricos de reacción.

## GNEIS EN FACIES GRANULITA

El término granulita fue utilizado por primera vez en el siglo XVIII para definir una roca “diferente de un granito”. A partir de ese momento, varios autores han modificado los criterios de la definición tales como criterios texturales, granulométricos, composicionales o de facies metamórficas (Masquelin, 2002).

Eskola (1921) introdujo el principio de facies metamórficas y con este el “facies granulita”, estableciendo que todas las rocas de facies granulita son granulitas (Eskola, 1952 apud. Masquelin, 2002), lo cual fue desmentido por White (1971) anunciando que las rocas en facies granulita presentan rasgos característicos y no todas presentan una “textura granulítica” (definida como textura granoblástica con arreglo de minerales con recristalización granoblástica poligonal). Uno de

los intereses tectónicos de las granulitas se basa en que son consideradas parte de la corteza inferior (Bohlen, 1987).

Bucher & Frey (1994) remarcan la importancia de la presencia de silicatos ferromagnesianos anhidros en estas rocas, principalmente ortopiroxeno. Estudios experimentales (Holdaway & Lee, 1977) demostraron que la cordierita, el granate almandino y la muscovita no son estables estando juntos en la naturaleza.

Por tanto, un gneis en facies granulita está definido por presencia de silicatos ferromagnesianos anhidros; presencia de feldespatos; ausencia de muscovita primaria; posible presencia de cordierita. Nuevos experimentos de fusión parcial en rocas en condiciones de alta presión y temperatura arrojaron la conclusión de que el ortopiroxeno puede estar ausente en granulitas de alta presión (O'Brien & Rötzler, 2003 y referencias).

Bohlen (1987) realiza un análisis sobre la evolución de las granulitas según el contexto tectónico y analizando las trayectorias P-T posibles (horarias y antihorarias). Este estudio se basa en lo que sucede en las granulitas según las trayectorias de los aluminosilicatos, del cual concluye que la sillimanita es encontrada en la mayoría de las granulitas, y en algunas se observa cianita retrógrada: *“Estos datos sugieren que las granulitas se forman como resultado de gradientes térmicos anómalos causados por la intrusión de magmas”* y no como resultado de un calentamiento por soterramiento.

Según las recomendaciones de la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS, por su sigla en inglés), una granulita es una roca de alto grado metamórfico que se clasifica según su mineralogía: silicatos ferromagnesianos anhidros, presencia de feldespato, ausencia de muscovita primaria y la cordierita puede estar presente (Coutinho *et al.*, 2007).

Los gneises de alto grado metamórfico se caracterizan por tener texturas granoblásticas (Figura 2.10), término que fue discutido por numerosos autores tales como Spry (1969), Moore (1970), Collerson (1974), entre otros. Según Passchier & Trouw (2005), el agregado mineral granoblástico es un mosaico de granos subhedrales o anhedrales, aproximadamente equidimensionales. Cuando los esfuerzos son isótropos (o débilmente anisótropos), durante la recristalización, estas texturas se aproximan al ordenamiento ideal correspondiente a la minimización de la energía en los bordes de grano, orientados a 120° entre sí (Passchier *et al.*, 1990; Kornprobst, 2002).

Estas características de la textura granoblástica son claramente diferenciables de la misma textura en rocas metamórficas de bajo grado, donde se presenta generalmente compuesta por granos minerales con bordes irregulares y un retículo cristalino deformado (Passchier *et al.*, 1990).

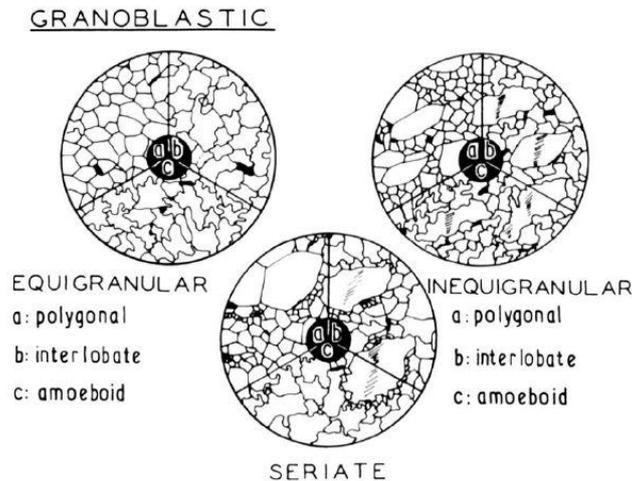


Figura 2.10: Esquema de las variables en la textura granoblástica y sus subdivisiones (poligonal, interlobada y ameboides): equigranular, seriada e inequigranular. Tomado de Moore (1970).

### ASOCIACIONES MINERALES EN METAMORFISMO DE ALTO GRADO

Las rocas en un terreno gnésico siguen una trayectoria progresiva en el espacio P-T para alcanzar condiciones metamórficas máximas, y entonces, son dirigidas a la superficie por una trayectoria retrograda. Los terrenos gnésicos con una larga historia pueden tener trayectorias muy complejas, aunque las trayectorias horarias son las más comunes. Las consecuencias de esas trayectorias las sufren las asociaciones minerales, donde no necesariamente todos los minerales de una roca de alto grado fueron parte de una única asociación mineral en el pico metamórfico.

Durante el metamorfismo progresivo en condiciones de alto grado, los minerales anhidros generalmente sustituyen las fases hidratadas en la roca, por reacciones de deshidratación, y el agua es expelida por fracturas o zonas de cizalla o es absorbida por bolsones de fusión que pueden migrar localmente. Evidencias de asociaciones minerales de esta trayectoria pueden ser encontrados en lentes de strain bajo, como boudines.

Durante el metamorfismo retrogrado, las reacciones de deshidratación solo pueden ser revertidas si hubiera presencia de agua. En muchos terrenos gnésicos, la ausencia de agua libre en condiciones de alto grado significa que las asociaciones minerales del pico metamórfico son preservadas. Estas se evidencian por minerales no zonados que están en contacto, sin presencia de bordes de reacción, y que comúnmente tienen una forma poligonal granoblástica.

Según O'Brien & Rötzler (2003) es posible que durante el retrometamorfismo, y combinado con una gran deformación, se forme biotita a partir del granate, las mesopertitas son recrystalizadas en agregados de dos feldespatos junto con cuarzo, y la cianita se transforma en sillimanita (o en algunos casos, en agregados de espinela-hercinita ± zafirina peraluminosa ± corindón establecido en plagioclasa cálcica). En este sentido, Passchier et al. (1990) afirma que si el feldespato potásico y la sillimanita conviven de forma estable es un indicador de presión intermedia, mientras que la coexistencia estable de feldespato potásico y cianita indica presiones altas.

Los cambios de fases durante el metamorfismo de alto grado, están dados por reacciones continuas que fueron estudiadas por autores como Holdaway & Lee (1977) (Figura 2.11). Estos autores realizaron experimentos para observar las asociaciones minerales de rocas metamorfozadas a altas temperaturas, provenientes de depósitos de sedimentos pelíticos, con énfasis en las variaciones composicionales de la cordierita. Sostienen que, además de cordierita y granate, estas granulitas contienen feldespato potásico y cuarzo, y pueden contener sillimanita, biotita y/o plagioclasa sódica (oligoclasa o andesina).

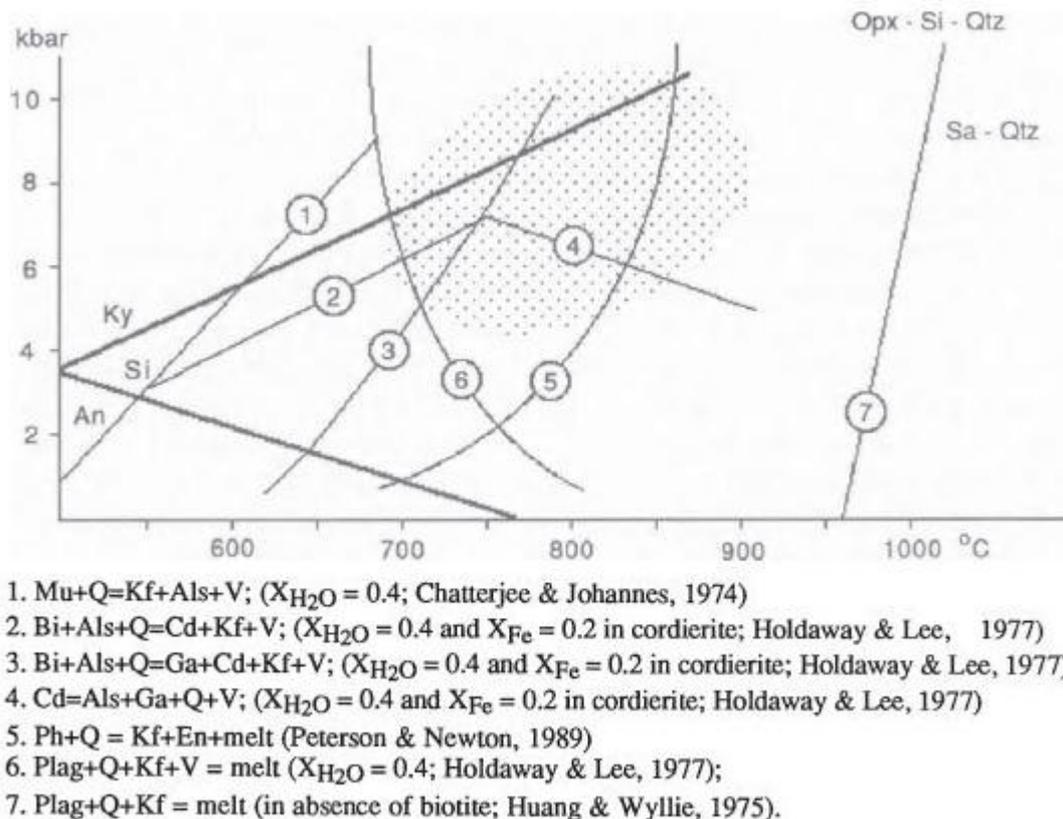


Figura 2.11: Diagrama P-T mostrando las principales reacciones en condiciones de alto grado metamórfico para rocas pelíticas. El sombreado punteado indica las condiciones más frecuentes en rocas de alto grado metamórfico. Las trayectorias numeradas desde 1 al 7 representan reacciones continuas que muestran la distribución en los cambios de fase, las reacciones son detalladas en la parte inferior de la imagen. Tomado de Passchier *et al.* (1990).

La reacción “cordierita = silicato de aluminio + granate + cuarzo + vapor” (reacción 4; Figura 2.11) fue determinada experimentalmente por Richardson (1968) y Holdaway & Lee (1977). La curva de estabilidad es dependiente de altas presiones y los productos aparecen en el lado de altas presiones. Según Holdaway & Lee (*op. cit.*), conocer la composición de la cordierita y el granate en una roca con cordierita-granate-sillimanita-cuarzo permite la determinación de la presión y temperatura. La composición de la cordierita en presencia de sillimanita, almandino y cuarzo, o con sillimanita, biotita, feldespato potásico y cuarzo es un buen barómetro si la temperatura es medianamente conocida.

## CAPÍTULO 3

### ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

La geología de Uruguay puede dividirse en cinco conjuntos litológicos bien diferenciados: (i) el basamento precámbrico, (ii) los sedimentos paleozoicos, (iii) el magmatismo mesozoico que forma parte de la provincia magmática Paraná-Etendeka, (iv) las dos cuencas vulcano-sedimentarias extensionales Mesozoicas: Santa Lucía y Laguna Merín, ambas relacionadas con la apertura del Océano Atlántico, y (v) los sedimentos Cenozoicos (Preciozzi *et al.*, 1985). (Figura 3.1)

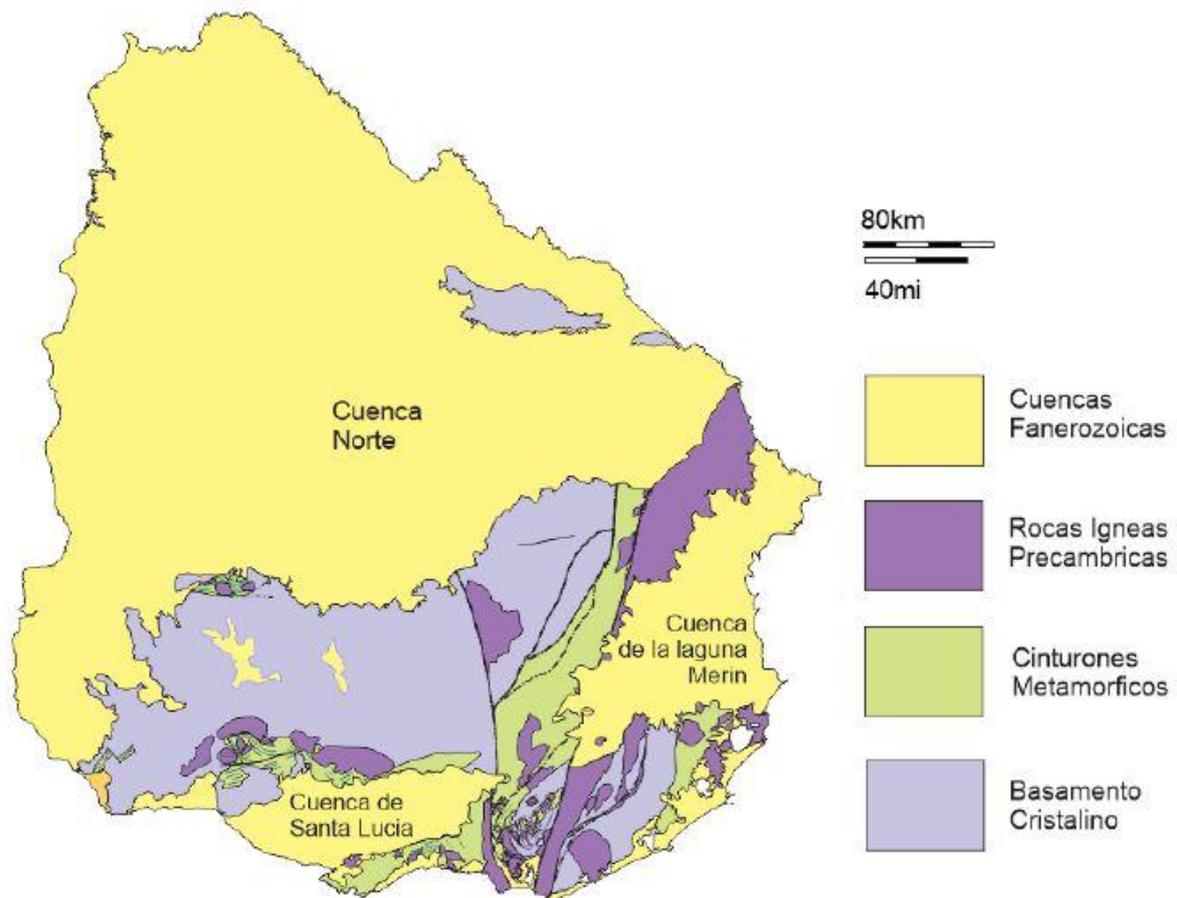


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado de Uruguay, mostrando las grandes divisiones del Escudo Uruguayo (tomado de Núñez, 2014).

El Escudo Uruguayo (Preciozzi *et al.*, 1979; Masquelin, 2006) representa la porción geomorfológica y tecto-estratigráfica del zócalo precámbrico situado en el territorio nacional (*onshore* y *offshore*), y aflorante en la mitad sur del país, así como en las islas cristalinas de Rivera y Aceguá. Se encuentra unido en continuidad con el Escudo Sul-Rio-Grandense, en primera instancia, y con la Plataforma Sudamericana (Almeida *et al.*, 1976), a escala continental. Su área de afloramiento constituye alrededor del 44% de territorio nacional (Masquelin, 2002).

A continuación, se presenta una síntesis de la evolución del conocimiento para las rocas de este Escudo Uruguayo, en particular, las aledañas y específicas del área de estudio.

### 3.1 – GEOLOGÍA REGIONAL DEL ESCUDO URUGUAYO

#### ▸ **Evolución de los conocimientos**

El relevamiento y la descripción de las rocas del basamento cristalino uruguayo se inició a comienzos del siglo XX. A mediados de la década del comenzaron a desarrollarse los métodos de datación radiométrica (p. ej.: Kennedy, 1964). No obstante, las rocas del basamento cristalino uruguayo habían sido consideradas precámbricas, edad definida a partir de que Adam Sedgwick estableció el límite estratigráfico en la región de Cambria (Gales, Gran Bretaña) en 1835, en la base del Cámbrico.

Algunos de los pioneros en la investigación de ese basamento cristalino fueron Guillemain (1911), Walther (1919, 1927) y MacMillan (1931, 1933). Sus rocas de estudio eran consideradas precámbricas, pero tomaron distintas nomenclaturas según los autores, los cuales marcaron huella con sus respectivas formaciones y experiencias en las tendencias futuras de investigación geológica. Walther (1919) lo llamó “**Complejo Cristalino**”, mientras que MacMillan (1931) denominó “**Serie Minas**” a las rocas metamórficas que se encontraban en discordancia sobre los gneises y esquistos más antiguos denominados “**Complejo Arcaico**”, reconociendo que las rocas que componían ambos conjuntos presentaban una importante deformación.

Por otra parte, Lambert (1941) llamaba “**Terreno ante-cámbrico**” a las rocas que componían el Complejo Arcaico. Por otra parte, modificó el nombre de la Serie de Minas debido a la confusión con la serie definida en Minas Gerais (Brasil), resultando así el nombre de “**Serie de Minas del Uruguay**”.

Luego, Caorsi & Goñi (1958) cambiaban nuevamente la nomenclatura de Serie de Minas por “**Serie de Lavalleja**” definida como el conjunto de rocas metamórficas proterozoicas, plegadas y superpuestas en discordancia angular y erosiva sobre el basamento cristalino. Estos autores fueron los primeros en utilizar el término “**Escudo**”, entendiendo al basamento cristalino del país como una porción del “escudo de la Guayana-Brasil-Patagonia”, aunque sin diferenciar específicamente un escudo uruguayo.

Goñi (1958) y Goñi *et al.* (1962) fueron de los primeros autores en realizar una correlación regional entre Uruguay y el Sur de Brasil. Además, sus investigaciones les permitieron dividir la Serie de Lavalleja en dos unidades: inferior y superior, teniendo en cuenta sus litologías y relaciones de contacto con granitos intrusivos (*vid.* Goñi & Hoffstetter, 1964). Goñi (1958) separó las calizas marmóreas y los mármoles calcíticos y dolomíticos de la Serie de Lavalleja como “**Serie de Polanco**”, la cual fue asumida por ese autor como una unidad superpuesta de forma discordante sobre la Serie de Lavalleja.

Goñi & Hoffstetter (1964) reconocieron que las formaciones precámbricas y eopaleozoicas fueron afectadas por varios ciclos orogénicos.

Bossi *et al.* (1965) sugirieron que estas divisiones del basamento cristalino debían ser eliminadas por falta de pruebas que respaldaran esas divisiones para “*poder trabajar libremente en base a criterios zoneográficos en futuros relevamientos, reuniendo las rocas en zonas de isomorfismo*”. Además, verificaron “*la existencia de granitos de anatexis y áreas migmatíticas asociadas que plegaron al Grupo Lavalleja*”. A su vez, propusieron utilizar el término “Predevoniano” para todas las rocas

metamórficas del país, asumiendo que *“desde ese período no intervinieron revoluciones orogénicas en la estructuración de nuestro subsuelo”*.

Las primeras dataciones isotópicas (K-Ar en muscovita) fueron obtenidas por Hart (1966), Bossi *et al.* (1967), Bossi & Ferrando (1969) y Umpierre & Halpern (1971) (estas últimas edades fueron recalculadas por Soliani Jr. *et al.*, 1984). De las mismas se deducen dos grupos de edades y zonas geográficas diferenciables, en base a esto dividen al basamento en dos **“Ciclos Orogénicos”**: (i) Moderno (entre 700 y 500 Ma, relacionado al ciclo Brasileño, Neoproterozoico, en el este), y (ii) Antiguo (2200 – 1800 Ma, relacionado al ciclo Transamazónico, Paleoproterozoico, en el oeste).

Según criterios tectono-estructurales, litológicos y geocronológicos, Ferrando & Fernández (1971) utilizan el término **“zócalo”** para dividir las rocas predevónicas en: (i) Zócalo al Sur-Este (que comprende al Grupo Lavalleya, la Formación Sierra Ballena y cuerpos intrusivos) y (ii) Zócalo del Río de la Plata (que incluye a las Formaciones Paso Severino, Arroyo Grande y Montevideo y cuerpos intrusivos).

Por otra parte, Almeida *et al.* (1973) incorporan el concepto de **“cratón”**<sup>6</sup> para los complejos cristalinos ‘estables’. Para el área comprendida entre el Estado de Río Grande do Sul (Brasil), Uruguay y el noreste Argentino definen al **‘Cratón del Río de la Plata’** como el quinto cratón Sudamericano. Los autores reconocieron que *“dentro de la región pueden ser reconocidas dos unidades geotectónicas principales, un cinturón plegado del ciclo Ribeira y una antigua zona cratónica ya consolidada en el Precámbrico superior”*. Estos difieren en las litologías y en las direcciones de las estructuras principales.

El mismo autor, acuñó el término **“Ciclo Brasileño”**, término que se generalizó para designar al evento tectono-magmático ocurrido en América del Sur entre la base del Neoproterozoico y el Eo-Ordovícico:

*“La expresión del Ciclo Brasileño en Uruguay es la de un cinturón alargado de rumbo NNE, con intensa actividad metamórfica y magmática, el Cinturón Cuchilla Dionisio, y las rocas prebrasileñas afectadas por sedimentación plataformal, inyecciones magmáticas, plegamientos de gran radio, enormes transcurrentes en el antepaís”* (vid. Bossi & Campal, 1992).

Basándose en una fotointerpretación, Hasui *et al.* (1975) caracterizan *“una zonificación longitudinal y transversal dentro del Cinturón de Ribeira, a lo largo de la región costera desde Bahía (Brasil) hasta Uruguay”*. Al oeste, reconocen al Cratón del Río de la Plata, mientras que, al este del cratón, definen un conjunto longitudinal de *“fajas y macizos”*, cuyas estructuras se continuarían hacia la provincia de Buenos Aires (Argentina). En esta diferenciación transversal de *“faja móvil”* para el este de Uruguay, separan la faja de esquistos más costera y proponen nombrarla Grupo Rocha, mientras que a la faja de esquistos intermedia la mantienen como Grupo Lavalleya, de acuerdo con Bossi (1966). Por el contrario, Almeida *et al.* (1976) proponen nombrar **“Región plegada sureste”** a la zona del margen continental Atlántico uruguayo y brasileño, pese a que el Grupo Rocha no tiene equivalente en Brasil.

---

<sup>6</sup> Un cratón (del griego krátos = imperio) fue inicialmente definido como un vasto fragmento de corteza continental tectónicamente estable durante un largo período de tiempo.

Posteriormente fue presentada la primera carta geo-estructural del Uruguay por Preciozzi *et al.* (1979). Estos autores dividieron el “escudo cristalino uruguayo” en dos unidades similares a las definidas por Ferrando & Fernández (*op. cit.*): (i) “**Zócalo de la cuenca del Río de la Plata**” de edades transamazónicas, que “*se desarrolla al este de una gran línea estructural de dirección N15°E, que nace al norte de la Sierra de las Ánimas y se extiende hasta el Cerro de las Cuentas en Cerro Largo desapareciendo bajo sedimentos permo-carboníferos*”, el grado metamórfico varía desde bajo a medio-alto, incluyendo a las Formaciones Arroyo Grande, Paso Severino, Cerros de San Juan, San José y Montevideo, y cuerpos intrusivos tardi y post-tectónicos. (ii) “**Zócalo del Área Atlántica**” de edades brasilianas, agrupa los metamorfitos del ‘Grupo Lavalleja – Rocha’, son rocas con metamorfismo medio y bajo e intrusiones graníticas post-orogénicas, que se extienden por el litoral Atlántico del Departamento de Rocha y en los Departamentos de Lavalleja, Treinta y Tres y Cerro Largo.

Kröner (1977) planteó la hipótesis de que el cinturón Damara sea un cinturón móvil que funcionó como un rift que presentó subsidencia, formación de un sistema de grabens rellenos por un gran volumen de rocas vulcano-sedimentarias, un adelgazamiento cortical y posterior separación de placas con formación de material oceánico. A partir de este sistema de ruptura, Porada *et al.* (1979) propuso que los cinturones africanos Damara y Gariep y el cinturón Ribeira formaron parte de un único orógeno llamado “Damara-Ribeira”, desarrollado durante el ciclo Pan-Africano-Brasiliano. En Uruguay, este ciclo es representado por el “**Cinturón Dom Feliciano**” (DBF) definido por Frago Cesar (1980).

#### ▸ **Cinturón Dom Feliciano**

Basándose en una revisión bibliográfica sobre el Escudo Uruguayo-Sud Río Grandense, se define por primera vez al Cinturón Dom Feliciano (CDF), para el Ciclo Brasiliano en Uruguay y Sur de Brasil, separándolo del Cratón del Río de la Plata (Fragoso Cesar, 1980; Frago Cesar *et al.*, 1987). Este cinturón orogénico representaría el producto final de la actividad tectónica del mencionado ciclo. En esos trabajos, se establecen las asociaciones litológicas, los límites geográficos y el significado tectónico del CDF. Tectónicamente, se lo clasifica como un ‘cinturón móvil’<sup>7</sup>, intensamente fallado, y yuxtapuesto con el Cinturón Ribeira (Fragoso Cesar, 1986). Los siguientes modelos de evolución tectónica propuestos comienzan a diferir en relación a la edad del clímax de la colisión, del desarrollo de los arcos magmáticos y la polaridad de la subducción. Por ejemplo, Frago Cesar *et al.* (1987) plantea una subducción hacia el oeste.

Hasta la fecha, los límites del CDF siguen siendo controversiales. Por ejemplo, según Sánchez Bettucci *et al.* (2010), este cinturón está delimitado al sur por el Río de la Plata y al este por el Océano Atlántico, al sur de Brasil se ve interrumpido por secuencias Paleozoicas hacia el N-NE, y al oeste está limitado por las Zonas de Cizalla Sarandí del Yí (Preciozzi *et al.*, 1979; Bossi & Campal, 1992; Oyhançabal, 2005; Oriolo, 2015) y Fraile Muerto-María Albina. No obstante, cualquier límite pretendido hacia el antepaís termina siendo siempre inexacto, dado que el basamento prebrasiliano y la cobertura del Terreno Nico Pérez quedan siempre involucrados en reactivaciones tectónicas durante en Neoproterozoico, no pudiendo colocarse un simple límite por falla.

---

<sup>7</sup> Anhaeusser *et al.* (1969) definió “cinturón móvil” como una faja o cinturón orogénico precámbrico, que involucra una subducción de corteza oceánica y es el resultado de una tectónica de colisión (Cawood, 2005).

En Uruguay, Bossi & Campal (1992) dividieron el basamento en tres provincias estructurales: el Cratón Río de la Plata, el Terreno Nico Pérez (que incluye las regiones paleoproterozoicas de Valentines y la Isla Cristalina de Rivera), y el ‘cinturón’ Cuchilla Dionisio. Luego, el término “Cratón Río de la Plata” fue sustituido por “Terreno Piedra Alta” por Bossi *et al.* (1993). Estas divisiones coincidieron con estudios geofísicos (gravimetría y aeromagnetismo) reinterpretados por Hallinan *et al.* (1993) a partir de la integración de datos de Uruguay (SGM 1973) y Rio Grande do Sul (*vid.* Masquelin, 2006). Por otra parte, Oyhantçabal *et al.* (2011) realizaron una revisión de las unidades, límites y edades del Cratón del Río de la Plata, concluyendo que el mismo está compuesto por los Terrenos Piedra Alta y Tandilia (Argentina) y cuyo límite este es la Zona de Cizalla Sarandí del Yí, descartando la inclusión del Terreno Nico Pérez y del Bloque Taquarembó (Brasil) al mencionado cratón.

Originalmente, Fragozo Cesar (1980) subdividió al CDF en tres “*bandas paralelas lito-estructurales separadas por fracturas profundas*”, que luego fueron modificadas, en Río Grande do Sul, por Fernandes *et al.* (1995b), a través del reconocimiento de discontinuidades geofísicas principales y redefinidas como: (i) Dominio Oeste, (ii) Dominio Central, y (iii) Dominio Este. (Figura 3.2)

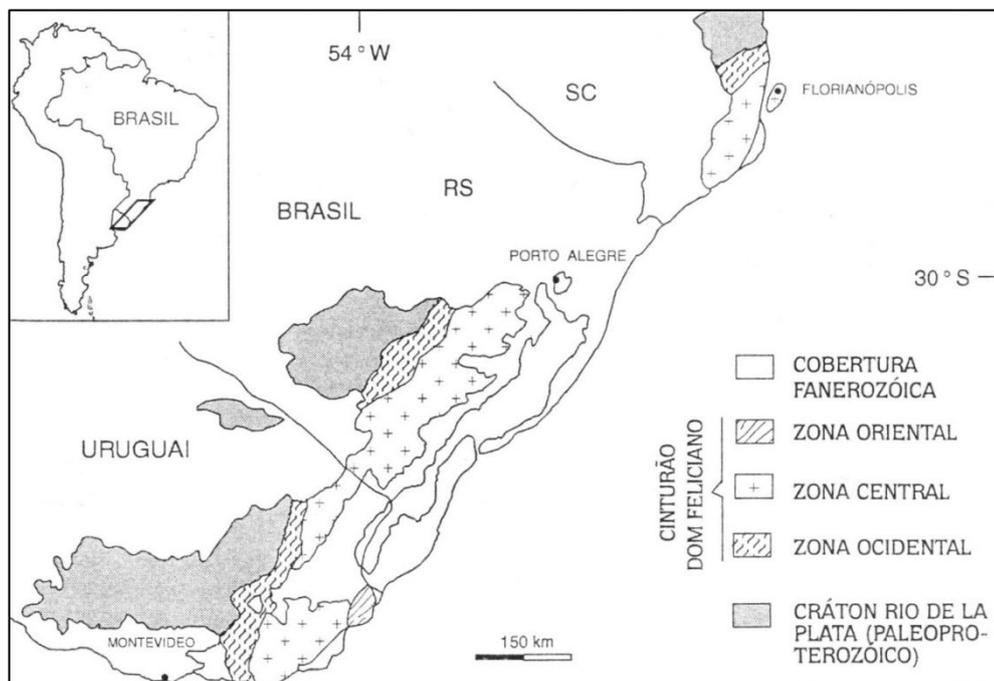


Figura 3.2: Mapa de la distribución areal de los Dominios del Cinturón Dom Feliciano en Uruguay y sur de Brasil (*modif.* Fragozo Cesar, 1980; tomado de Chemale Jr., 2000).

El Dominio Oeste aflora solamente en el sur de Brasil, siendo representado por rocas magmáticas de edades juveniles de entre 750 - 700 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Chemale Jr., 2000). Se encuentra intercalado por remanentes de corteza oceánica de 1000 Ma (Leite *et al.*, 2000), asociación que representaría un arco magmático intraoceánico y un margen activo.

El Dominio Central aflora tanto en el sur de Brasil como en Uruguay, y comprende una “faja de esquistos” (Basei *et al.*, 2001) en la que se reconocen rocas supracorticales de bajo grado metamórfico, de supuesta edad neoproterozoica, pertenecientes a los grupos Porongos en Brasil y Lavaljeja en Uruguay. También se reconocen en esta área, gneises retrabajados paleoproterozoicos

que constituyen el basamento de este dominio, tales como los “Gneises Encantadas” en Brasil (Jost, 1981; Lusa *et al.*, 2010).

El Dominio Este aflora en el sur de Brasil como un conjunto de granitoides neoproterozoicos. Este dominio también es llamado “Batolito Pelotas” (Soliani Jr., 1986) y presenta edades consistentes entre 630 y 570 Ma (Philipp *et al.*, 2002). Tiene correlación en Uruguay con la “Faja Granítica Central” (Preciozzi *et al.*, 1999) y fue unificado por Masquelin (2006) como “Batolito Aiguá-Pelotas”.

También ha sido correlacionado con estructuras equivalentes del Cinturón Kaoko en Namibia (Basei *et al.*, 2001, 2005; Goscombe & Gray, 2007). En esta región se encontraron dos grupos de edades, uno de 2070 Ma para ortogneises (Leite *et al.*, 2000), y otro de 610 Ma en granitos peraluminosos.

En Uruguay, Lenz (2010) divide este dominio en una parte norte y otra sur, debido a la existencia de una megafalla oblicua, con dirección NE y luego E-W, definida como Zona de Cizalla de Otazo (Gómez Rifas, 1995).

En la parte norte afloran: (a) rocas metasedimentarias y anfibolitas de la **Unidad Paso del Dragón** (Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi & Schipilov, 2000), (b) diques y efusiones riolíticas de la **Formación Sierra de los Ríos** (Elizalde *et al.*, 1970), (c) cuerpos graníticos, y (d) migmatitas y ortogneises asociados al **Complejo Cerro Olivo** (Masquelin & Tabó, 1990; Masquelin, 1990, 2002, 2004; Lenz *et al.*, 2011; Masquelin *et al.*, 2012). El alineamiento de las rocas ultramáficas del Cerro La Tuna (Bossi & Navarro, 1988), encajadas en la Unidad Paso del Dragón, y las rocas ultramáficas de la localidad de Arroio Grande (Rio Grande do Sul) permitió postular la ocurrencia de una sutura conteniendo restos de rocas oceánicas de tipo ofiolítico.

Las rocas encontradas en la parte sur incluyen: (i) orto- y paragneises del Complejo Cerro Olivo, (ii) una secuencia supracortical de bajo grado metamórfico de la **Formación Rocha** (Bossi, 1983; Sánchez Bettucci & Mezzano, 1993; Basei *et al.*, 2005) y rocas volcánicas asociadas de la **Formación Sierra de Aguirre** (Masquelin & Tabó, 1990; Campal & Gancio, 1993; Hartmann *et al.*, 2002; Campal & Schipilov, 2005), y (iii) granitoides sin- y postorogénicos brasileños.

Para algunos autores (Bossi & Gaucher, 2004; Basei *et al.*, 2005, 2011; Frimmel & Basei, 2006; Gaucher *et al.*, 2008) el Dominio Este representa la colisión de bloques alóctonos, considerados “*de afinidad africana*”, que fueron acrecionados durante el Cámbrico al Cratón del Río de la Plata. Algunos utilizan el término ‘terreno tecto-estratigráfico’<sup>8</sup> y denominan a esta zona, situada al este de la zona de cizalla Sierra Ballena (ZCSB, Fragoso Cesar *et al.*, 1987; Masquelin, 1990; Bossi & Campal, 1992; Gómez Rifas, 1995; Oyhantçabal, 2005), como “**Terreno Cuchilla Dionisio**”. Mientras tanto, otros autores, se refieren a esta zona como “**Terreno Punta del Este**”, sin negar la existencia del cinturón orogénico “Dom Feliciano” (Preciozzi *et al.*, 1999; Masquelin, 2002; Basei *et al.*, 2005 *apud.* Lenz, 2010). Por otra parte, Sánchez Bettucci *et al.* (2010), Lenz *et al.* (2011), prefieren no nombrar terrenos tecto-estratigráficos.

---

<sup>8</sup> Según la definición de Coney *et al.* (1980): “*los terrenos son caracterizados por homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, estilo tectónico e historia*”. Entonces se deduce que la colisión continental pasó a ser entendida como un proceso de acreción de fragmentos continentales.

### ▸ Terreno Cuchilla Dionisio

La zona de cizalla dúctil sinistral de Sierra Ballena está constituida por una faja de milonitas y ultramilonitas de hasta 6 km de ancho. A partir de su reconocimiento como zona de cizalla dúctil (Fragoso Cesar *et al.*, 1987), esta fue considerada, por algunos autores, como el límite oriental del Terreno Nico Pérez. Por tanto, en la Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000 (Bossi *et al.*, 1998), propuso un terreno tecto-estratigráfico situado al este de la ZCSB, al que denominaron “Terreno Cuchilla Dionisio”, sustituyendo así al Cinturón Cuchilla Dionisio (Bossi & Campal, 1992; Bossi & Campal, 1993).

Según estos autores, el Terreno Cuchilla Dionisio se dividiría en dos sectores (meridional y septentrional) separados por la Fosa de la Laguna Merín. Los litotipos incluidos en cada sector difieren según los autores.

En el sector meridional, Bossi & Gaucher (2014) reconocen las siguientes unidades: el Complejo Cerro Olivo como basamento, el magmatismo que lo intruye, la Formación Rocha, y la Formación San Carlos.

Para el sector septentrional, Gaucher *et al.* (2014) describen las siguientes unidades: serpentinitas y anfibolitas de la Unidad Cerro de la Tuna (*vid.* Bossi & Gaucher, 2004), metapelitas de Azotea de Ramírez asociadas geoméricamente a la Formación Paso del Dragón (Preciozzi *et al.*, 1985), la Formación Sierra de los Ríos (Elizalde *et al.*, 1970), y una importante diversidad de granitoides.

### ▸ Terreno Punta del Este

El Terreno Punta del Este surge como denominación genérica para abarcar el estudio del dominio sureste del Escudo Uruguayo como entidad geotectónica, a partir de un proyecto inédito CSIC (I+D) de la Universidad de la República (Facultad de Ciencias; Masquelin, 1999). Esta definición no se difundió hasta el resumen de Preciozzi *et al.* (1999), publicado en el Simposio Sudamericano de Geología Isotópica de Villa Carlos Paz (Argentina).

Gracias a la obtención de nuevos datos geocronológicos U-Pb convencionales, Preciozzi *et al.* (*op. cit.*), definieron al Terreno Punta del Este, ya como entidad tecto-estratigráfica, integrado por el conjunto de rocas cristalinas situadas al este de la zona de cizalla San Carlos-Cordillera (Masquelin, 1990), que mostraba por primera vez edades magmáticas paleoproterozoicas con TDM-Nd situado entre los 2.0 y 1.8 Ga, que no habían sido reconocidas por Umpierre & Halpern (1971). También identificaron evidencias de rejuvenecimiento isotópico por metamorfismo, durante la Orogenia Brasiliana, representado por las edades de intercepto inferior en la errócrona U-Pb.

El Terreno Punta del Este no tiene equivalente en Brasil ni en Argentina, ni tampoco la faja plegada de la Formación Rocha. Según Fragoso Cesar *et al.* (1987), este terreno coincide en gran medida con la zona oriental previamente descrita por Fragoso Cesar & Soliani (1984).

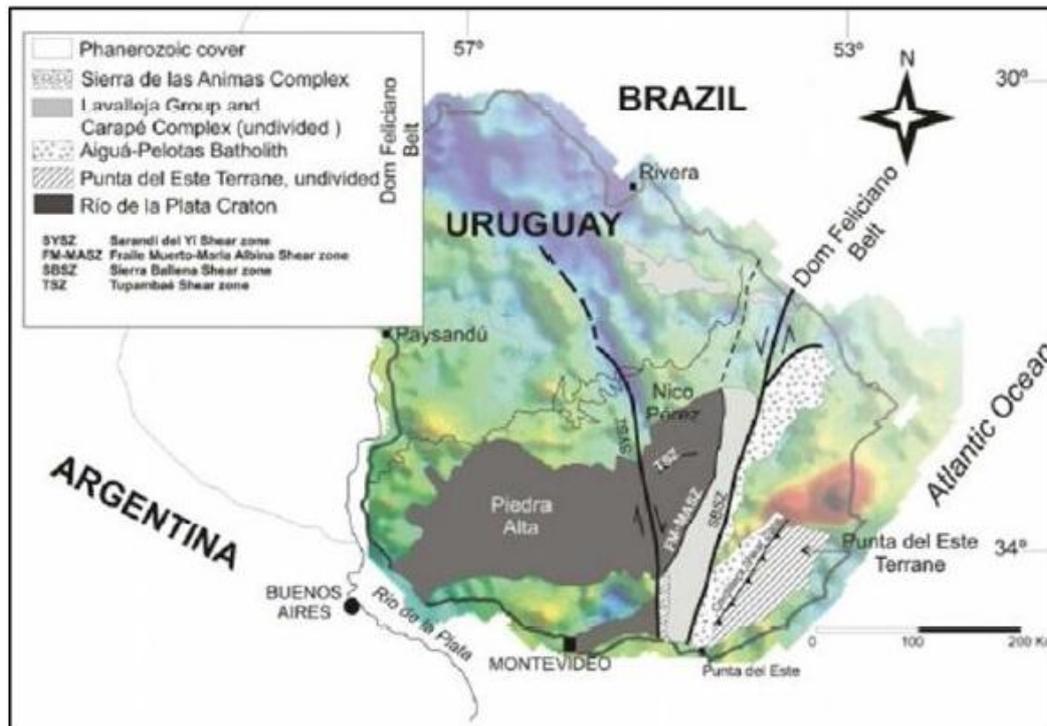


Figura 3.4: Principales unidades tectónicas del Uruguay, terrenos tecto-estratigráficos Piedra Alta, Nico Pérez, Cinturón Dom Feliciano y Terreno Punta del Este (tomado de Sánchez Bettucci *et al.*, 2010).

Según Basei *et al.* (2011), la evolución Neoproterozoica de este terreno está asociada a un retrabajamiento cortical Mesoproterozoico, involucrando una extensión importante en los ca. 750 Ma seguido de un evento contraccional de alto grado metamórfico a los 635 Ma vinculado a la orogenia Brasiliana. Posteriormente se emplazaron granitos y se desarrollaron cuencas vulcano-sedimentarias post-tectónicas. Estos autores asociaron el basamento y la cobertura del TPE con los cinturones africanos Namaqua y Gariep, aunque sostienen que la deformación durante el retrabajamiento Neoproterozoico fue más intensa en toda la extensión del TPE que en el cinturón Namaqua, donde migmatitas y granitoides se formaron por fusión de la corteza más antigua.

### 3.2 – GEOLOGÍA DEL ÁREA

#### ▸ Complejo Cerro Olivo

Inicialmente las rocas del basamento del CDF fueron descritas por Preciozzi *et al.* (1985) reconociendo las siguientes litologías: paragneises leucocráticos bandeados, ortogneises con frecuente presencia de feldespatos potásicos en “*augen*”, y anfibolitas.

Masquelin (1990) reconoció la existencia de migmatitas en la región, y describió a las rocas del CCO como altamente deformadas, con bandeo gnéisico E-W generado en un régimen dúctil.

Según Masquelin *et al.* (2011), el CCO está compuesto por cuatro unidades metamórficas:

- (i) **Ortogneises de Cerro Bori:** en esta unidad Lenz *et al.* (2012) separó tres grupos de rocas: las del tipo I son gneises máficos con composiciones gabrodioríticas a granodioríticas y afinidad toleítica; las rocas del tipo II son gneises tonalíticos y granodioríticos con

afinidad calco-alcalina; y, el tipo III son gneises máficos, ricos en biotita con afinidad potásica y ultrapotásica.

- (ii) **Augen gneises Centinela:** los afloramientos típicos de esta unidad se encuentran en el Cerro Centinela y en la península de Punta del Este. Son gneises félsicos de color rosado pálido y de grano fino a medio. Los diferentes porfiroclastos que forman los augen suelen ser de varias especies minerales: granatíferos, de plagioclasa subidiomorfa ( $An_{22}$ ), y feldespato potásico con microperfitas o microclina con contactos simplectíticos.
- (iii) **Paragneises de Chafalote:** comprende rocas supracrustales de alto grado metamórfico como pelitas, migmatitas semipelíticas y granulitas máficas. Estas unidades ocurren como roof-pendants y xenolitos dentro de granitoides migmatíticos (Masquelin, 2006). Gross *et al.* (2009) determinaron que el pico metamórfico de esta unidad tuvo condiciones P-T de 7-10 kbar y 830-950 °C, y las condiciones de retrogrado fueron de 3-6 kbar y 600-750 °C.
- (iv) **Gneises de Manantiales:** abarca gneises miloníticos bandeados claro-oscuro de alta temperatura, orientados E-W. La foliación muestra pliegues isoclinales, crenulación interna y zonas de cizalla transpresivas N-S. Estos gneises presentan dominios de deformación de alta y baja temperatura, la asimetría entre estos dominios brinda un sentido de cizalla sinistral.

En el presente trabajo se estudió esta unidad en detalle.

Masquelin *et al.* (2011) y Lenz *et al.* (2012) realizaron dataciones en los gneises del CCO. El siguiente cuadro muestra las dataciones obtenidas por Masquelin *et al.* (2011).

Sample	Lat. (S)	Long. (W)	Method	Age	Error (±Ma)	Rock	Interpretation	Unit
DC-01	–	–	Rb–Sr (WR)	575	20	Migmatite	–	Umpierre and Halpern (1971)
Ac301	34° 20' 42.2"	54° 23' 56.1"	U–Pb (ID-TIMS)	626	25	Cerro Bori migmatitic granodiorite	Partial melting resetting	Preciozzi <i>et al.</i> (2001)
11	33° 44'	54° 57'	SHRIMP(zircon: core)	2058	13	Migmatite	Magmatic crystallization	Bossi <i>et al.</i> (2001)
11	33° 44'	54° 57'	SHRIMP(zircon: rim)	762	8	Migmatite	High-grade metamorphic crystallization	Bossi <i>et al.</i> (2001)
Hart-1	34° 25' 19"	54° 14' 25"	SHRIMP (zircon)	743	7	Cerro Bori metatonalite	High-grade metamorphic crystallization	Hartmann <i>et al.</i> (2002)
UY-10-05	34° 28' 45"	54° 28' 1.8"	SHRIMP(zircon: core)	776	12	Cerro Bori syenogranite	Magmatic crystallization	Oyhantçabal <i>et al.</i> (2009)
UY-10-05	34° 28' 45"	54° 28' 1.8"	SHRIMP(zircon: rim)	641	17	Cerro Bori syenogranite	High-grade metamorphic resetting	Oyhantçabal <i>et al.</i> (2009)
AC-104	34° 17' 32.4"	54° 25' 6.4"	SHRIMP(zircon: core)	778	7	Cerro Bori metatonalite	Magmatic crystallization	This work
AC-104	34° 17' 32.4"	54° 25' 6.4"	SHRIMP(zircon: rim)	637	11	Cerro Bori metatonalite and pegmatite veins	High-grade metamorphic resetting	This work
AC-367	34° 16' 42.3"	54° 23' 46.6"	SHRIMP(zircon: xenocryst)	ca. 990–1000	–	Centinela granitic augen gneiss	Dominant xenocryst Magmatic age	This work

Figura 3.5: Información geocronológica de los gneises del Complejo Cerro Olivo (tomado de Masquelin *et al.*, 2011).

## **CAPÍTULO 4**

### **METODOLOGÍA**

La presente investigación se desarrolló en tres etapas principales: una preliminar, donde se realizaron búsquedas bibliográficas; la segunda se basó en el trabajo de campo, y la tercer etapa consistió en diversas tareas de gabinete.

#### **4.1 – ETAPA PRELIMINAR**

Consistió en una revisión bibliográfica completa sobre los datos disponibles de la geología local y regional, en particular sobre descripciones litológicas, estructurales y de las dataciones disponibles para el Complejo Cerro Olivo.

En segundo lugar, se recopiló información sobre los métodos de abordaje e investigación de terrenos metamórficos de alto grado, tanto sobre la medición de bandeo y lineación mineral como modelos geotectónicos, y asociaciones minerales de gneises (para y orto-derivados) de alto grado metamórfico.

Además, se efectuó una consulta de bibliografía específica aplicadas a las metodologías utilizadas durante el procesamiento de datos y funcionamiento de equipos (SEM-EDS, Geoquímica).

#### **4.2 – TRABAJO DE CAMPO**

Se realizaron cuatro salidas de campo, que implicaron once días de trabajo. El abordaje se inició con el reconocimiento de los afloramientos, seguido por análisis estructural y geológico, mediante:

- Reconocimiento de litotipos.
- La diferenciación de estructuras mesoscópicas, como por ejemplo: el bandeo claro oscuro, la foliación milonítica principal, la lineación mineral, pliegues y zonas de cizalla.
- Determinación temporal relativa de rocas y estructuras.
- Medición sistemática de la superficie de bandeo y lineación de agregado mineral en los afloramientos del área de estudio. Se utilizó brújula geológica de tipo Topochaix (francesa).
- Reconocimiento de indicadores cinemáticos, especialmente de porfiroclastos y mineral-fish.
- Confección de croquis geométricos esquemáticos de las estructuras presentes, registrados en libreta de campo.
- Colecta de muestras para estudios petrográficos.
- Registro fotográfico.

#### **4.3 – TAREAS DE GABINETE**

Las tareas de gabinete consistieron en varias fases, que se detallan a continuación (a-e):

##### **a) Secciones delgadas y descripción petrográfica**

Para este trabajo se confeccionaron 11 láminas delgadas en el Laboratorio de Laminación y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias. Además, se utilizaron cinco láminas delgadas que fueron confeccionadas por Masquelin (2002) para su tesis doctoral. En total se estudiaron 16 láminas delgadas.

Las observaciones y descripciones fueron realizadas mediante el uso del microscopio óptico de luz polarizada modelo Nikon Eclipse E200POL perteneciente a PEDECIBA-Geociencias, el cual permitió también, realizar un registro fotográfico de las láminas delgadas.

En este estudio se prestó especial atención a la textura de los gneises y la mineralogía asociada con el fin de identificar el/los protolitos.

### **b) Análisis estructural**

El análisis estructural se dividió en tres partes:

- (i) Se realizó un análisis geométrico-estadístico de estructuras (superficie de bandeado y lineación), utilizando la proyección estereográfica, combinando los datos obtenidos con los de Masquelin (2002) en los mismos afloramientos. El procedimiento consistió en confeccionar nuevas tablas combinando los datos para cada estación de medida, discriminando entre foliación y lineación de agregado mineral. Estos datos fueron tratados estadísticamente con el software Dips<sup>®9</sup> (versión 5.1), para la generación de diagramas de curvas de distribución.
- (ii) Análisis microtectónico, consistiendo en el reconocimiento de microestructuras diagnósticas de mecanismos de deformación particulares, y eventualmente, la superposición de microestructuras caracterizando un posible retrabajamiento parcial de la trama. También se puso énfasis en el reconocimiento de indicadores cinemáticos en LD.

### **c) Análisis SEM-EDS**

Los estudios petrográficos de detalle se llevaron a cabo utilizando el microscopio electrónico de barrido con detector de energía dispersiva de rayos X (SEM-EDS: *Scanning Electron Microscope – Energy Dispersive Spectrometer*), modelo JEOL 6610-LV. Este equipamiento pertenece al Laboratorio de Geología Isotópica (LGI) del Centro de Estudios en Petrología y Geoquímica del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal de Río Grande do Sul (UFRGS, Porto Alegre, Brasil). En este estudio, se puso énfasis en la identificación de minerales opacos y diferencias composicionales de los granates. En la Figura 4.1 se muestra una vista general del equipo, y en el capítulo 5-C se detalla el funcionamiento del mismo y sus capacidades.

El manejo del SEM-EDS fue realizado por esta autora, bajo la supervisión de la Dra. Carla Porcher. Para este estudio se utilizaron cuatro secciones delgadas pertenecientes a las zonas de Manantiales y Montoya.

Se realizó un recubrimiento con carbono sobre cada muestra. Las imágenes obtenidas por los detectores fueron mejoradas durante el manejo del equipo mediante herramientas como: aumento, foco, contraste, brillo. Esta tarea fue posible realizarla a través de una consola o desde el software. Todas las imágenes obtenidas fueron archivadas; algunas, las de interés, fueron utilizadas para análisis de energía dispersiva (EDS). Mediante este análisis se realizó una detección puntual de elementos, un barrido lineal, y la distribución elemental mediante un mapa de elementos.

---

<sup>9</sup> Fuente: <https://www.rocscience.com/rocscience/products/dips>.

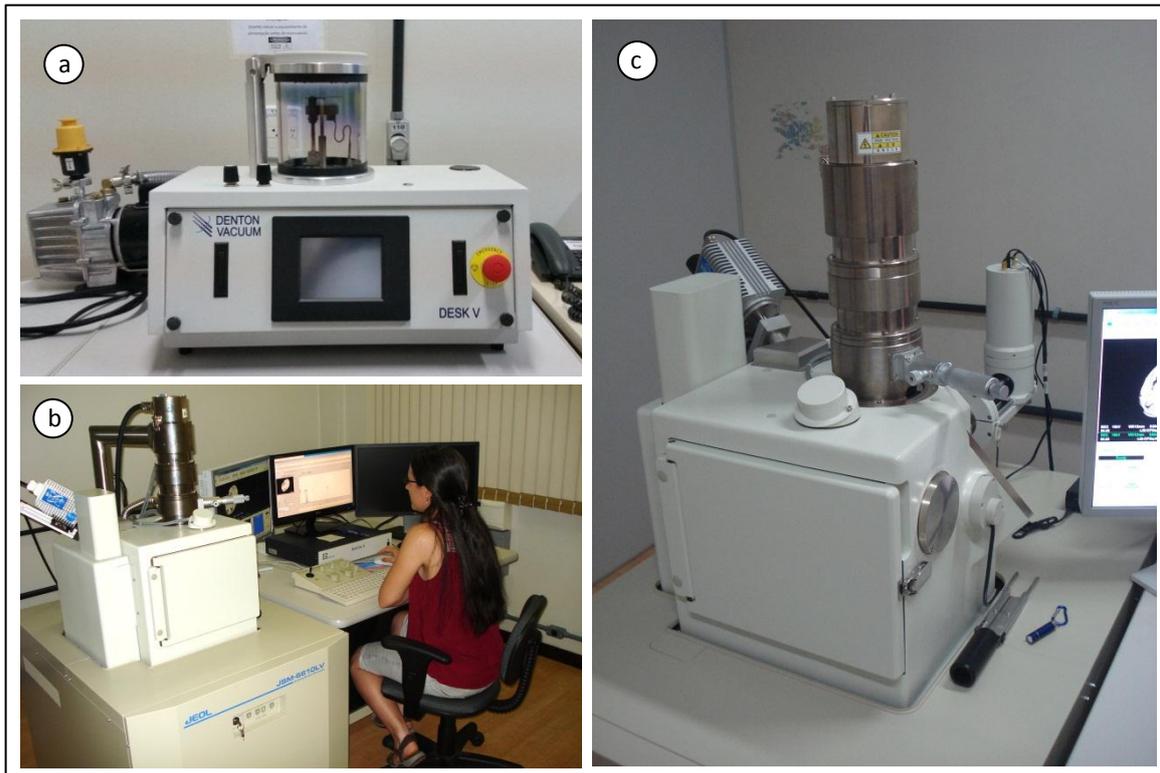


Figura 4.1: Microscopio electrónico de barrido del Laboratorio de Geología Isotópica (UFRGS, Porto Alegre). (a) Equipo para recubrir la superficie de las muestras (Sputter coater), en este caso, el material conductor utilizado es el carbono. (b) Vista general del equipo modelo JEOL 6610-LV. (c) Detalle del sistema electrónico, detectores y sistema de vacío.

#### **d) Confección de croquis y mapas de afloramiento**

Los dibujos de afloramiento registrados en la libreta de campo fueron calcados a mano, luego fueron escaneados y digitalizados, utilizando una combinación de software como: Corel Draw X3® (versión 13), Adobe Photoshop CS6® (versión 13.0) y Adobe Illustrator CC® (versión 17.0).

#### **e) Análisis geoquímico en roca total**

Se seleccionaron 5 muestras representativas de las rocas del área para ser analizadas químicamente. El tratamiento inicial se realizó en el Laboratorio de Laminación y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias donde fueron trituradas manualmente, seleccionando solo las porciones de roca con la menor alteración posible, luego se trituraron mecánicamente en un molino de mandíbulas, modelo Reitsch BB100 Rostfrei, y pulverizadas a granulometría inferior a 37 micrones en un molino de discos, modelo RS 100 (Figura 4.2).

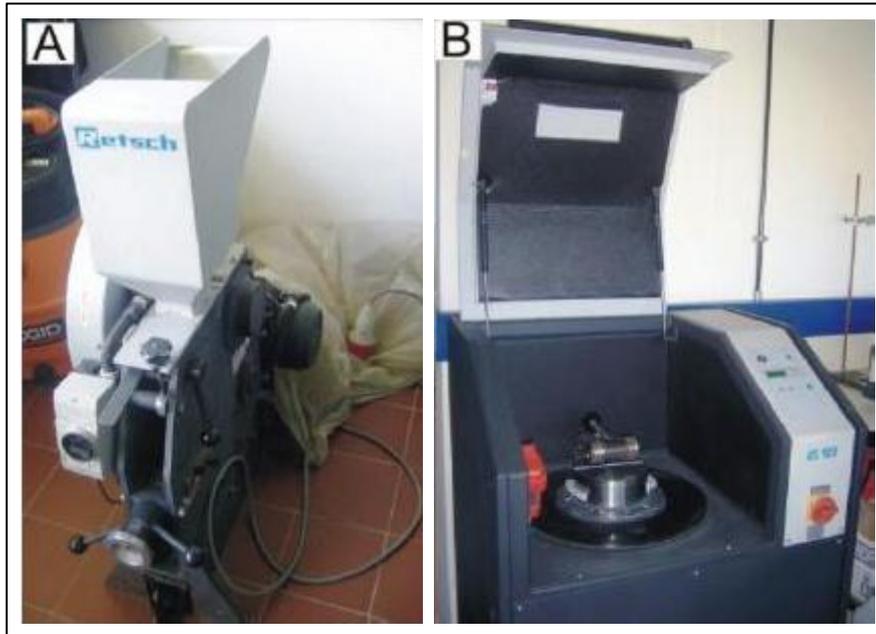


Figura 4.2: Molinos del Laboratorio del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias. (A) Molino de mandíbulas modelo Reitsch BB100 Rostfrei. (B) Molino de discos modelo RS 100.

Los análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio de Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. (Acme Analytical Laboratories Ltd.), según los códigos del análisis LF202. Los elementos mayores fueron determinados utilizando ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry), con un límite de detección de 0,01% y una precisión de  $\pm 0,1\%$ . Los elementos traza y las tierras raras fueron analizados mediante ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) y por ataque químico con agua regia, con límites de detección entre 0,01 y 0,5 ppm, y precisión de  $\pm 5\%$ . Los patrones SO-18 y SO-19 fueron utilizados como control de calidad para una mayor precisión de los datos obtenidos.

Los diagramas que exhiben los resultados fueron construidos utilizando GCDKit (versión 3.00) desarrollado por Janousek *et al.* (2006).

## **CAPÍTULO 5**

### **RESULTADOS**

En este capítulo se presentan en detalle la descripción de los distintos análisis realizados a los gneises del área de estudio (Figura 5.1). Debido a que estos análisis abarcan diferentes temáticas, se divide el presente capítulo en cuatro secciones nombradas alfabéticamente desde la A a la D. Al inicio de cada sección se le brinda al lector una síntesis teórica de la temática abordada.

Se dividieron las rocas del área de estudio en tres grandes grupos de litotipos: (i) ortogneis augen, (ii) gneis milonítico de bandeo rectilíneo, este grupo es subdividido en tres sublitotipos, y (iii) milonitas a ultramilonitas. Su descripción a mesoescala y análisis petrográfico se desarrollan en la sección A.

En la sección B se presentan las observaciones del análisis de la deformación a meso y microescala, así como el análisis geométrico-estadístico.

Los resultados de las observaciones realizadas a partir del análisis con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) se presentan en la sección C.

Los resultados de la interpretación del análisis litogeoquímico en roca total se desarrollan en la sección D.

Cabe destacar que los croquis de afloramiento serán dispuestos estratégicamente, a lo largo de todos las secciones para simplificar la comprensión del lector.

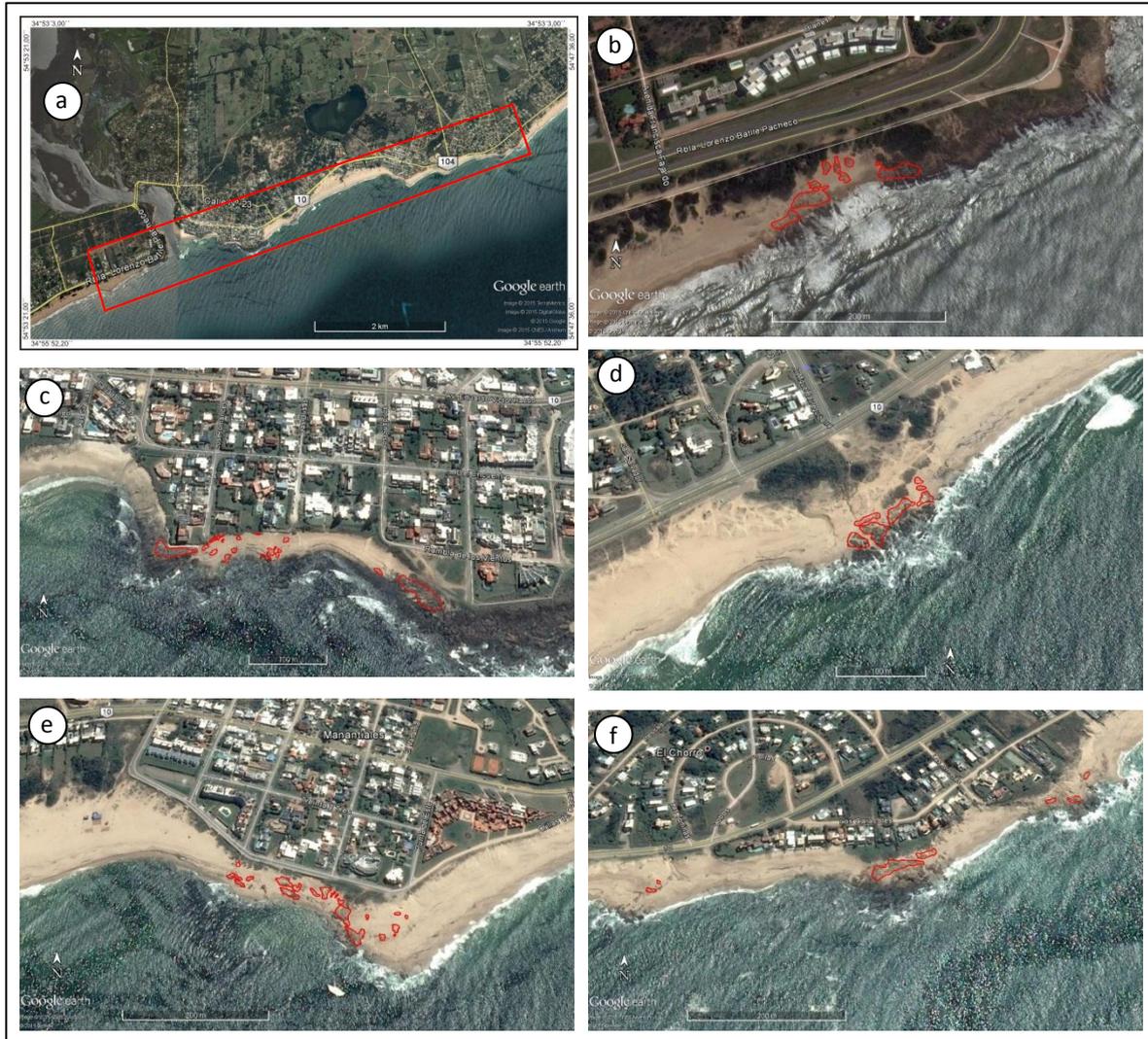


Figura 5.1: Afloramientos visitados, delimitados por GPS (marcas en rojo). Imágenes tomadas de Google Earth®. (a) Ubicación general del área de estudio. (b) Rincón del Indio (afto. PE-09). (c) La Barra (afto. PE-10). (d) Montoya (afto. PE-12). (e) Manantiales (afto. PE-16). (f) Punta de Piedras (afto. PE-17).

## CAPÍTULO 5 – A

### GEOLOGÍA DESCRIPTIVA Y ANÁLISIS PETROGRÁFICO

El estudio de las texturas metamórficas y el estudio de las paragénesis minerales se complementan entre sí (Yardley *et al.*, 1990). Esto es debido a que la paragénesis mineral permite definir las condiciones físicas de los fenómenos metamórficos, y las texturas permiten inferir la historia del metamorfismo, ya que brindan información sobre las desviaciones del equilibrio, ayudando a precisar cómo una roca recrystalizó en su camino hacia el equilibrio químico. El principal control en la composición química de rocas metamórficas es la composición del protolito pre-metamórfico, por lo cual el desarrollo de las texturas está controlado por el régimen de esfuerzos y por la naturaleza de los minerales de las rocas (Kornprobst, 2002).

Por tanto, las texturas metamórficas pueden brindar dos tipos de información sobre: (i) las reacciones metamórficas que han tenido lugar en las rocas, y (ii) los procesos de deformación contemporáneos con el metamorfismo. Las texturas del primer tipo se producen por cristalización de nuevas fases, y las del segundo por recrystalización y deformación de fases preexistentes.

Las rocas metamórficas pueden experimentar una recrystalización, que puede ser isoquímica o no. Esto está principalmente controlado por el movimiento de fluidos y las condiciones termales durante el metamorfismo. Según Yardley *et al.* (*op. cit.*), la recrystalización ocurre tanto como respuesta a un esfuerzo tectónico, en ausencia de reacción química, o como el resultado de una reacción produciendo nuevos minerales.

Como las reacciones metamórficas se producen a menudo en ambientes donde la temperatura aumenta o disminuye dependiendo de la trayectoria P-T, es posible que el mecanismo que controla el crecimiento de minerales cambie con el tiempo. Las reacciones que se producen y la compleja alternancia en el tiempo de la transferencia de calor cristal-matriz, hace que se desarrollen microtexturas como las zonaciones, las exsoluciones, los intercrecimientos simplectíticos y las texturas de reacción.

El metamorfismo regional puede ser polifásico, por lo que los minerales que forman las rocas podrían ser pre-cinemáticos, sin-cinemáticos y post-cinemáticos (Vernon, 1978). Winter (2010, pág. 497) presenta criterios para la diferenciación de cada grupo, los cuales no serán detallados aquí.

A continuación, se presentan las descripciones litológicas de campo y del análisis petrográfico.

#### A.1 – GEOLOGÍA DESCRIPTIVA

El resultado de la correlación litológica entre los afloramientos del área de estudio, muestra que existen tres litotipos principales: (i) Ortogneis augen, (ii) Gneis milonítico de bandeo rectilíneo, que se subdivide en tres tipos, y (iii) Milonitas a ultramilonitas.

Una característica aplicable a todos los litotipos es la mineralogía observable en muestra de mano, los minerales son: cuarzo, feldespato (potásico y plagioclasa), granate, sillimanita y biotita. Lo que varía entre los litotipos son los porcentajes de abundancia de cada mineral.

### i. Ortogneis augen

Los ortogneises augen son rocas félsicas, de grano medio y presentan ojos de feldespato potásico centimétricos con sombras de presión. Estos ojos pueden derivar de fenocristales originales, parcial a totalmente recrystalizados (con manto en agregado de grano fino), o bien de bandas de deformación feldespáticas ya recrystalizadas y enrolladas. Muestran diferente grado de achatamiento por deformación, dependiendo del lugar geográfico considerado, el achatamiento se traduce de la presencia de bandas cuarzo-feldespáticas lenticulares (Figura 5A.1).

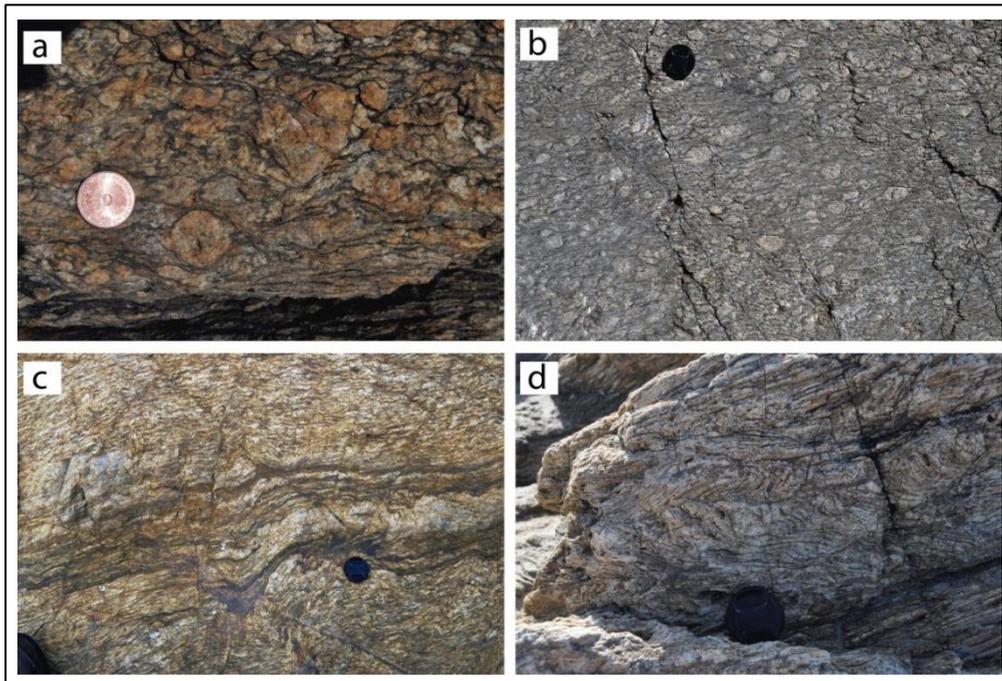


Figura 5A.1: Ortogneis augen: (a) Ortogneis microclínico, con porfiroclastos de feldespato alcalino de gran tamaño relativo ( $> 2\text{cm}$ ), mostrando su gneisoidad característica, en la que se distinguen pliegues intrafoliares, sugiriendo que el mismo se desarrolló a partir de una roca granítica previamente bandeada o foliada (afto. PE-08; Playa Ingleses, Punta del Este). (b) Ortogneis microclínico, con gneisoidad compuesta (polifásica), mostrando porfiroclastos de Kfs manteados, con colas de conminución del manto y sombras de presión alrededor de núcleo original de fenocristal magmático (afto. PE-01; El Emir). (c) Ortogneis microclínico muy achatado por deformación posterior; esta roca es observada en el centro de dominios lenticulares de varios metros de diámetro, los cuales son bordeados por pliegues abiertos generados por anisotropía del flujo dúctil de alta temperatura; son dominios de baja deformación en los cuales aún se pueden reconocer características del protolito gnésico de grano grueso (p.ej., bandas claras decimétricas que representan intrusiones de diques aplíticos, idem. Playa Ingleses en Punta del Este); las partes periféricas de estos dominios pierden totalmente estas características al transformarse en un gneis bandeado fino milonítico de alta temperatura (afto. PE-12; Montoya). (d) Ortogneis microclínico muy achatado, debido al desarrollo de los gneises bandeados miloníticos de Manantiales que desarrollan la compartimentación en dominios de alta y baja deformación; en este caso, el ortogneis orientado básicamente  $N140^\circ$ , está afectado por una cizalla  $N40^\circ$  que reorienta a la gneisoidad, produciendo geometrías sigmoides (afto. PE-17; Punta de Piedras).

Dentro del área de estudio, este litotipo es observable en La Barra, en Punta de Piedras y escasamente en Montoya, y también se reconoció en afloramientos de la península de Punta del Este (por ejemplo, en El Emir), pudiendo establecer una clara correlación litológica entre los afloramientos.

## ii. Gneis milonítico de bandeado rectilíneo

La característica típica de este litotipo es el desarrollo de un bandeado rectilíneo composicional, que se diferencia por una alternancia de bandas milimétricas a centimétricas, de coloraciones claras y oscuras. La diferencia composicional podría tener dos orígenes: (1) un bandeado basado en el contenido relativo de biotita y otros minerales oscuros, cuya separación fue mecánica y (2) un bandeado compuesto, basado en la penetratividad relativa de la foliación concordante (posiblemente debido a inyección sucesiva y concordante de material ígneo). Por tanto, la composición compuesta de las bandas podría deberse a distintos protolitos.

Dentro de estos gneises bandeados se pueden dividir tres litotipos, según variaciones estructurales, fundamentalmente basadas en la geometría del bandeado (Figura 5A.2). Estos son:

### (a) Gneis milonítico de bandeado rectilíneo uniforme

Son gneises félsicos, debido a que predominan las bandas claras con espesores de 6 a 20 cm aproximadamente, mientras que las bandas oscuras presentan espesores de 0,5 a 5 cm, aunque en algunos sectores pueden llegar a ser decimétricas. Este bandeado permanece invariable, lateralmente, en extensiones métricas en afloramientos.

Son de tamaño de grano medio, muestran bandas cuarzo-feldespáticas y ribbons<sup>10</sup> de cuarzo mono- a policristalinos de granos alargados, esta observación fue realizada a escala mesoscópica y microscópica.

Estos gneises son típicamente y extensamente observables en Manantiales y La Barra, también se encuentra como intercalación en Punta de Piedras y Montoya.

### (b) Gneis milonítico de bandeado rectilíneo uniforme presentando anisotropías de flujo dúctil y estructuras de compartimentación de la deformación

Estos gneises presentan similares características a los anteriores, aunque lateralmente presentan pliegues del bandeado como evidencia de anisotropías de flujo dúctil. Además, exhiben una compartimentación de la deformación, pudiendo discriminar dominios de alta y baja deformación.

Este litotipo es observable en toda el área de estudio, donde la mejor exposición se encuentra en La Barra.

### (c) Gneis milonítico de bandeado rectilíneo uniforme con retrabajamiento de baja temperatura

Los gneises que presentan retrabajamiento de baja temperatura frecuentemente son de color pardo claro a grisáceos. El tamaño de grano es fino a medio, y muestran restos de bandas cuarzo-feldespáticas, esta observación se fue realizada a escala mesoscópica y microscópica.

El retrabajamiento generó hidratación, cambio en las condiciones de flujo, temperatura y presión de fluidos. Además, la ocurrencia de estructuras que se desarrollan por extrema anisotropía de flujo aprovechando un bandeado milonítico de alta temperatura preexistente, como pliegues de arrastre, porfiroclastos y venas de cuarzo en pliegues apretados.

---

<sup>10</sup> Los ribbons de cuarzo han sido estudiados extensamente por autores como: Wilson (1975), Boullier & Bouchez (1978), Culshaw & Fyson (1984), Mandal *et al.* (1997), Hippert *et al.* (2001), entre otros.

La lineación de agregado mineral se encuentra escasamente preservada. Este litotipo se reconoce típicamente en Montoya, pero no exclusivamente.

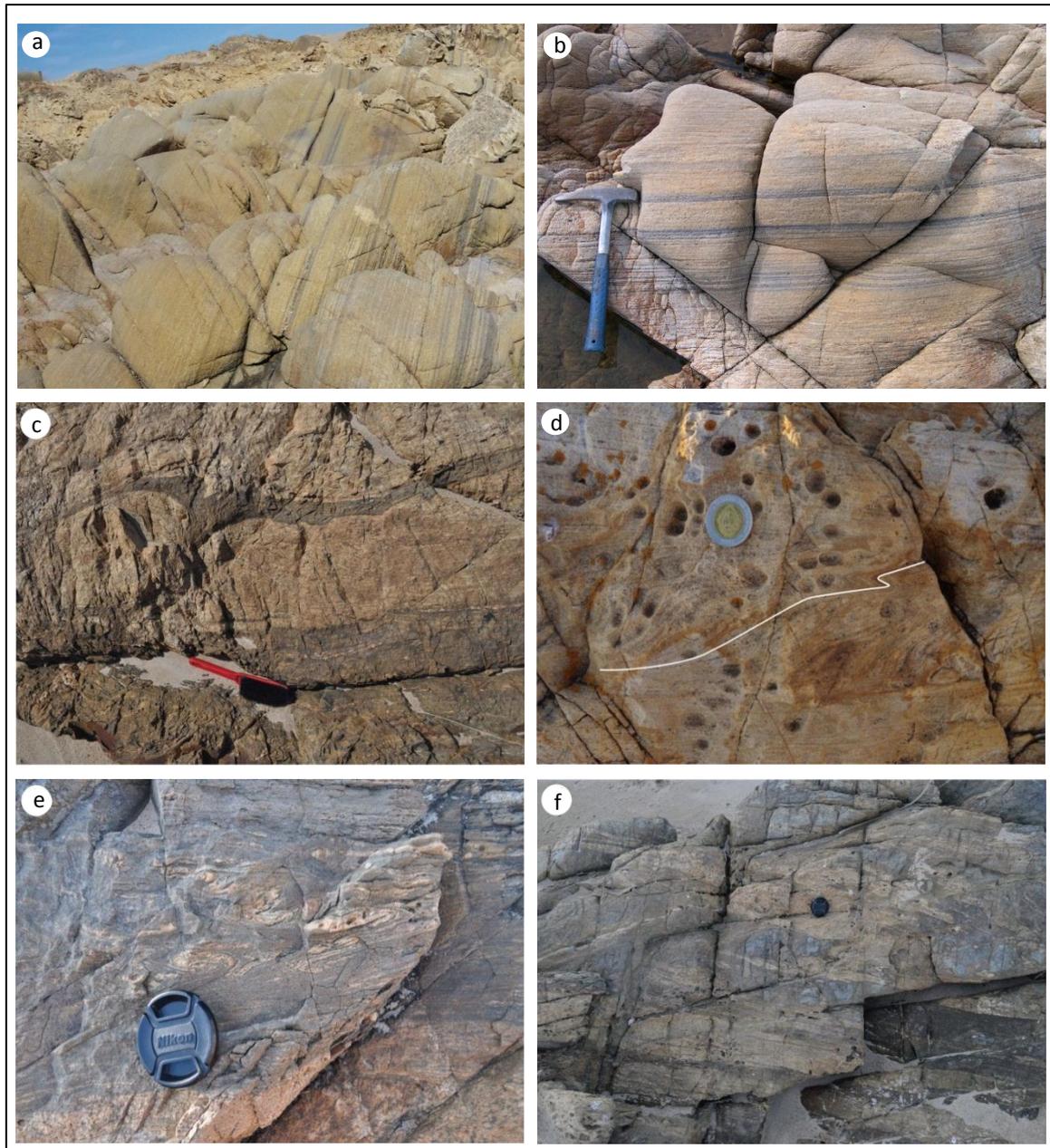


Figura 5A.2: Gneis milonítico de bandeado rectilíneo. (a) Vista de afloramiento (Manantiales, PE-16). (b) Detalle de la continuidad del bandeado en los gneises de Manantiales (PE-16). (c) Acortamiento de pinch-and-swell en antigua banda clara (más competente) del gneis bandeado, debido probablemente a la rotación del elipsoide de deformación; en la banda oscura milonítica de baja temperatura se distinguen algunos porfiroclastos alineados (Punta de Piedras, PE-17). (d) Detalle de anisotropías del bandeado Sb, el cual desarrolla dominios de alta deformación (foliación paralela) y dominios de baja deformación relativa, acumulando repliegues y sigmoides (La Barra, PE-10). (e) Rolling-structures de la foliación milonítica rotada, pudiendo servir de indicadores cinemáticos, se desarrollan por extrema anisotropía de flujo; se nuclean de preferencia en las bandas más oscuras del antiguo gneis bandeado rectilíneo (Punta de Piedras, PE-17). (f) Evidencia de pliegues cuspidos por retrabajamiento del bandeado de alta temperatura, ya en baja temperatura, y forma milonitas oscuras ricas en porfiroclastos rotados (Punta de Piedras, PE-17).

### iii. Milonitas a ultramilonitas

Son rocas foliadas, de grano muy fino a fino, de color grisáceo. La mayoría de las milonitas presentan porfiroclastos simétricos y asimétricos de tamaño y composición variable, y buzamientos de alto ángulo (Figura 5A.3).

Este litotipo es observable en todos los afloramientos del área, siendo en Rincón del Indio, en el sector central de Manantiales y en Punta de Piedras donde se reconocen ultramilonitas.

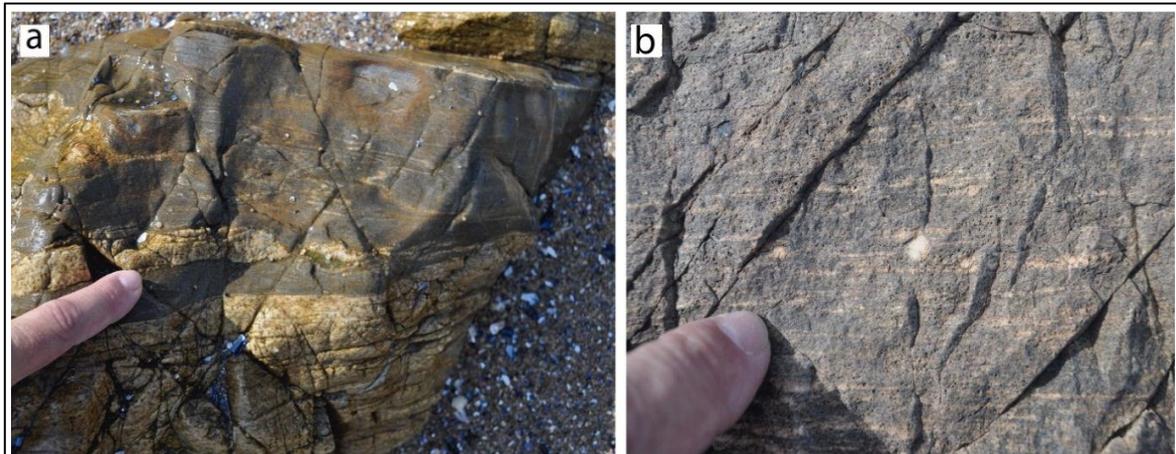


Figura 5A.3: Milonitas a ultramilonitas. (a) Ejemplo de milonita oscura de baja temperatura albergando porfiroclastos; el retrabajamiento se nuclea en las bandas oscuras de foliación, previamente formadas en condiciones de alta temperatura (La Barra, PE-10). (b) Milonita de baja temperatura con porfiroclastos rotados, nucleada en las mismas bandas oscuras del gneis bandeado (Punta de Piedras, PE-17).

## A.2 – ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Los **ortogneises augen** observados a escala microscópica presentan una textura granoblástica inequigranular. La matriz presenta cuarzo (< 0,5 cm), feldespato potásico (microclina y ortoclasa, < 0,5 cm), plagioclasa con macla de Carlsbad (oligoclasa-andesina, < 0,5 cm) y biotita de color pardo, sin clivaje (< 0,5 cm). En las bandas gruesas está presente el cuarzo en ribbons de 1,5 a 2,0 cm, y feldespato potásico (ortoclasa) de dos tipos, uno recristalizado y perítico ( $\geq 1,0$  cm), y otro con forma de augen estirado en el sentido de la foliación ( $\geq 2,0$  cm de largo y 1,0 cm de ancho aproximadamente). En los bordes de los cristales gruesos de cuarzo y feldespato se encuentra granate y sillimanita. El granate se presenta redondeado, a veces fragmentado, de tamaño promedio de 0,6 cm, y con inclusiones de cuarzo y plagioclasa de mayor tamaño que los cristales encontrados en la matriz. La sillimanita se presenta en bastones de tamaño variable (0,2 a 0,6 cm) y con halos de alteración sericitica. Los minerales accesorios son circón, rutilo y opacos.

El gneis milonítico de bandado rectilíneo uniforme y el gneis con anisotropías de flujo dúctil y estructuras de compartimentación de la deformación son petrográficamente similares. Presentan textura granolepido-porfidoblástica. Las bandas granoblásticas están compuestas por un agregado cuarzo-feldespático (potásico y plagioclasa) equigranular fino matricial ( $\leq 0,2$  cm aproximadamente), con bastones irregulares de biotita oscura, sin orientación preferencial aparente. En estas bandas aparecen zonas sin presencia de biotita. Las bandas lepidoblásticas son más ricas en biotita y opacos (Figura 5A.4), que frecuentemente ocupan espacios en uniones triples entre granos de cuarzo y feldespato (potásico y plagioclasa). Las biotitas tienen un tamaño promedio menor a 0,2 cm. En estas bandas, algunos feldespatos presentan microperfitas (Figura 5A.5). Además, aparecen granates redondeados, de tamaño variable entre 0,1 y 1,6 cm. Algunos, en *atoll*, con inclusiones de cuarzo, feldespato microperfítico y mesoperfítico, microclina, plagioclasa, rutilo y biotita. Los tamaños de los cristales de las inclusiones guardan una relación de 2 a 3 veces el tamaño de los cristales de la matriz. Se observa sillimanita prismática, aunque escasa. En algunas láminas delgadas de estos litotipos se observó la presencia de mirmequita. Los minerales accesorios son circón, apatito, rutilo y opacos.

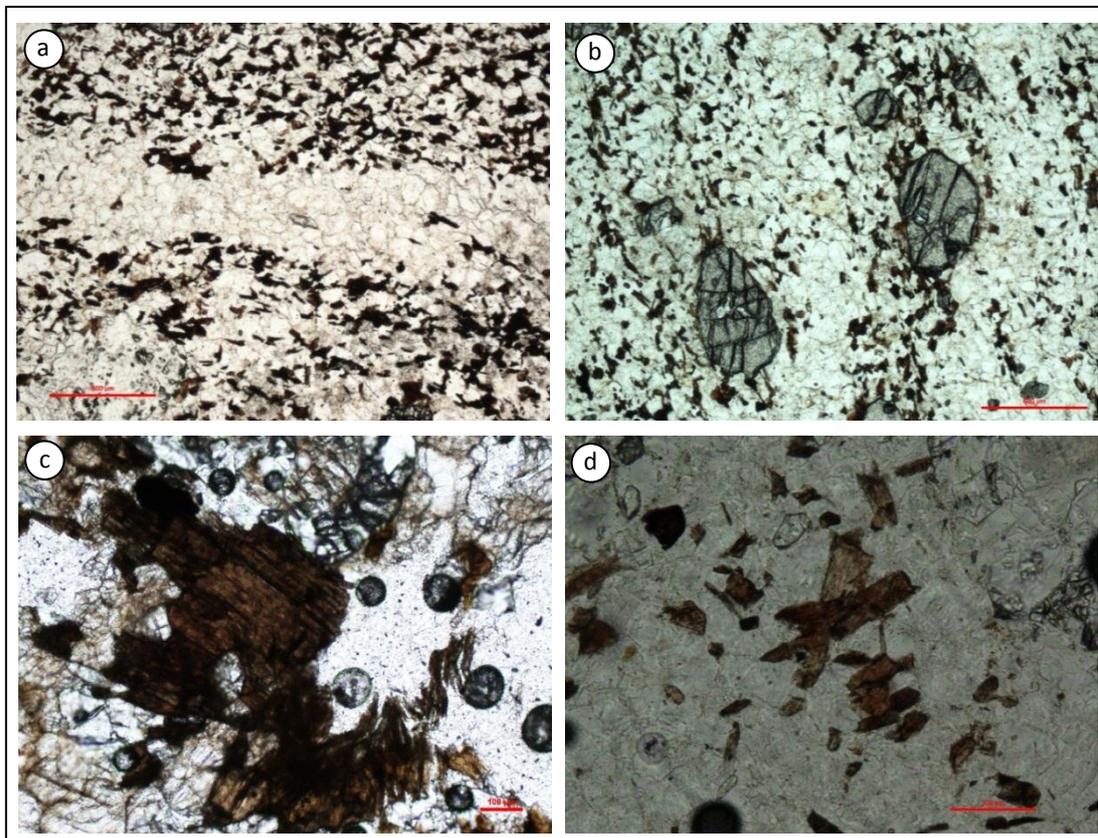


Figura 5A.4: Textura de las micas en gneis milonítico de bandado rectilíneo (luz polarizada plana). (a) Bandas ricas en biotita y opacos en los extremos y un corredor sin biotita o escasa en el centro (La Barra). (b) Alternancia de bandas pobres y ricas en biotita, opacos y granate levemente estirados paralelos al bandado (La Barra). (c) Detalle de biotita oscura, quebrada y sin clivaje (Manantiales). (d) Biotita parda, en bastones y con clivaje (La Barra).

Aún es desconocida la incidencia de la compartimentación de la deformación observada a escala mesoscópica en diferencias en la trama a escala microscópica, ya que se cuenta con un mínimo de láminas delgadas para una correlación de trama.

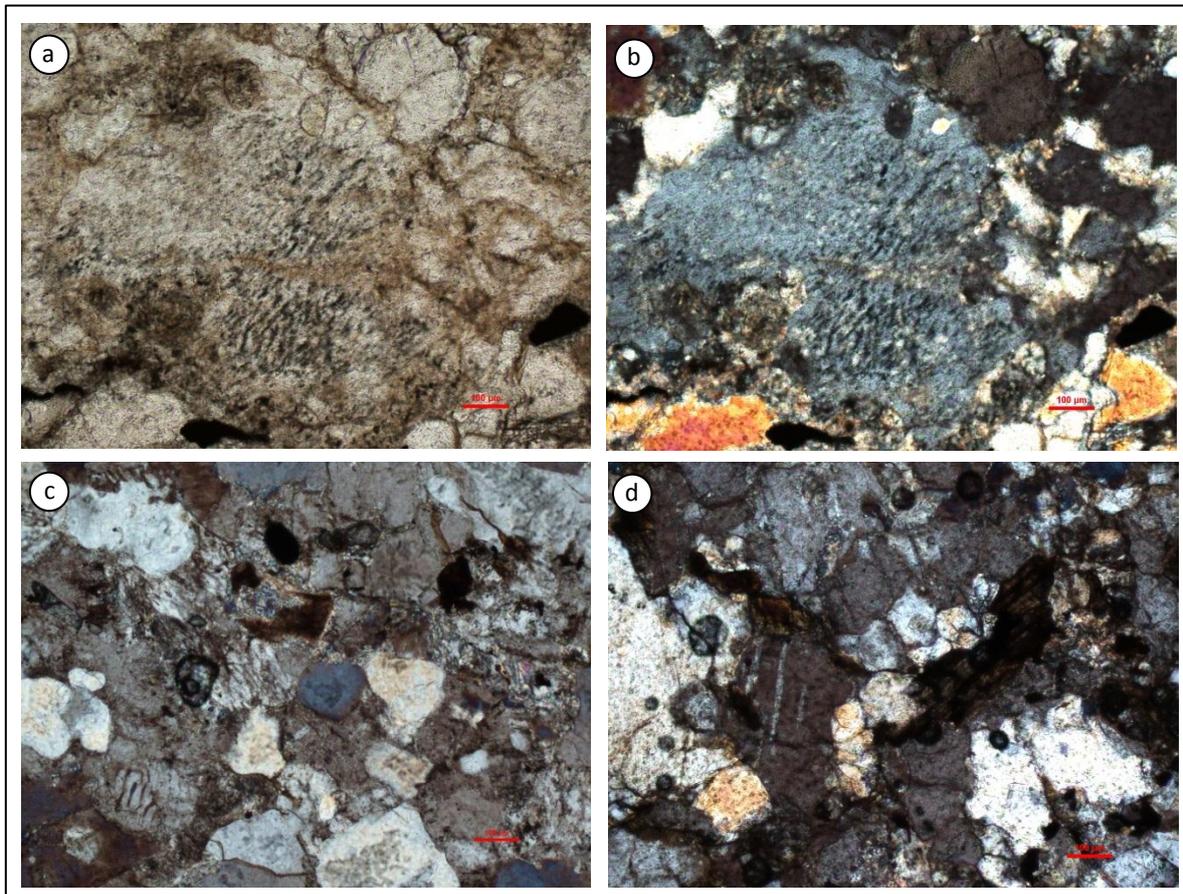


Figura 5A.5: Feldespato potásico con pertitas. (a) Porfiroclasto de feldespato pertítico de tamaño mucho mayor que la matriz, en luz polarizada plana, y (b) en luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (c) Matriz y granoblastos de feldespato potásico con pertitas; también se observan simplectitas en FdK (borde inf. izquierdo) y bordes lobados del cuarzo hacia dentro del feldespato pertítico (luz con polarizadores cruzados; Manantiales). (d) Matriz y granoblastos de feldespato potásico con pertitas (luz con polarizadores cruzados; Manantiales).

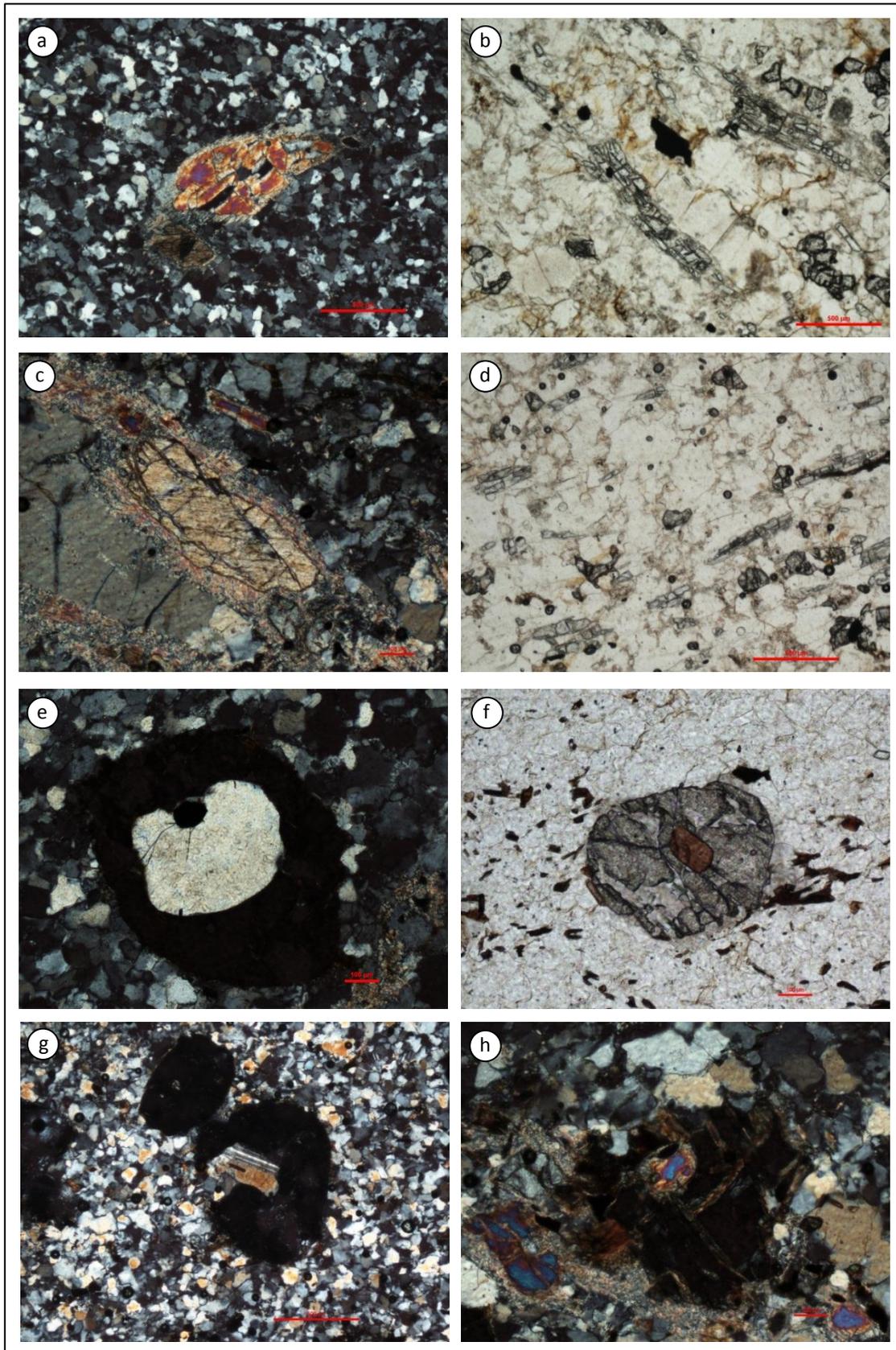
Los **gneises miloníticos de bandeado rectilíneo con retrabajamiento de baja temperatura** presentan textura granoblástica inequigranular. La mineralogía que presenta este litotipo es: cuarzo, feldespato (potásico y plagioclasa), granate y sillimanita. Se caracterizan por la ausencia de biotita. El feldespato y cuarzo son de tamaños similares, entre 0,1 y 0,5 cm aproximadamente. Algunas ortoclasas presentan pertitas. En algunas láminas delgadas de estos litotipos se observó la presencia de mirmequita. Los granates se encuentran bien distribuidos en la roca, son redondeados y se encuentran fracturados, de tamaño promedio de 1,0 mm, en ocasiones con inclusiones de cuarzo. La sillimanita se presenta en bastones orientados, bien distribuida, regularmente se encuentra en las bandas de grano fino y en los bordes de las bandas de grano grueso (Figura 5A.6). Los minerales accesorios son circón, apatito y opacos.

La presencia de mirmequita en los gneises miloníticos del área de estudio, es considerada como parte de la recristalización, especialmente en zonas de alta deformación, de las rocas félsicas (Vernon, 1991b; 2010).

En relación a las **milonitas y ultramilonitas** no se confeccionaron láminas delgadas de este litotipo.

---

Figura 5A.6: (a) Sillimanita en luz con polarizadores cruzados (La Barra). (b) Bastones de sillimanita microboudinada, bordeando bandas granoblásticas cuarzo-feldespáticas en luz polarizada plana (La Barra). (c) Sillimanita con halo sericítico en luz con polarizadores cruzados (Punta de Piedras). (d) Playas de sillimanita paralelas al bandeo en luz polarizada plana (Montoya). (e) Granate en *atoll* con inclusiones de cuarzo de gran tamaño, en luz con polarizadores cruzados (La Barra). (f) Granate con inclusión de biotita, en luz con polarizadores cruzados (La Barra). (g) Granate con inclusiones de plagioclasa maclada, cuarzo y rutilo, en luz con polarizadores cruzados (La Barra). (h) Granate con inclusión de sillimanita, en luz con polarizadores cruzados (Punta de Piedras).



## CAPÍTULO 5 – B

### ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Una estructura geológica es una configuración geométrica de rocas, y la geología estructural trata del estudio de la geometría, distribución y desarrollo de estructuras, principalmente aquellas de deformación (Fossen, 2010). Se excluyen a las estructuras primarias, sedimentarias o magmáticas. No obstante, las estructuras de deformación siempre se forman a partir de estructuras primarias preexistentes, tales como los pliegues a partir de la estratificación en rocas sedimentarias.

Según Fossen (*op. cit.*), la deformación es la transformación de una geometría inicial a una final mediante translación de cuerpo rígido, rotación de cuerpo rígido, strain (distorsión) y/o cambio de volumen. Un cuerpo puede ser deformado por una combinación de deformación interna, traslación o rotación. La diferenciación entre cada uno de esos componentes no es sencilla de efectuar ya que depende directamente de la escala de observación (Allmendinger *et al.*, 1987).

En un volumen de roca originalmente homogéneo, objetos esféricos pueden transformarse pasivamente en elipsoides, los objetos rígidos oblatos pueden rotar y desarrollar varios tipos de foliaciones y/o lineaciones, términos que fueran definidos en el Capítulo 2 del presente trabajo. Al proceso que involucra estos cambios sucesivos que sufre la roca mediante incrementos de deformación, en un período de tiempo, se lo conoce como deformación progresiva.

Como se mencionó antes, en un terreno de grado metamórfico medio a alto las rocas se deforman sobre todo de manera dúctil (Passchier *et al.*, 1990). En estas condiciones metamórficas, la deformación de un volumen de roca puede ser homogénea o heterogénea, y puede desarrollarse por un flujo coaxial o no coaxial. Asimismo, el análisis estructural de objetos producto de la deformación dúctil se divide en el siguiente orden: (i) aquellas estructuras que afectan a las tramas y que se formaron por último (estructuras no penetrativas), y (ii) el propio análisis de las tramas penetrativas, que se formaron de manera gradual.

Según los métodos de análisis estructural, este capítulo se divide en cuatro partes,: (i) el análisis estructural cualitativo a escala de afloramiento, incluyendo la identificación de tramas diferentes, (ii) el análisis geométrico-estadístico de estructuras (superficie de bandeado y lineación), utilizando la proyección estereográfica, (iii) el análisis cinemático mesoscópico, a partir de la colecta sistemática de indicadores cinemáticos en zonas de cizalla y trama previamente identificada, y (iv) el estudio de la deformación a escala cristalina.

#### **(i) Análisis estructural cualitativo**

Para Fossen (2010), el análisis estructural integral de la geometría de una estructura incluye la forma (descripción espacial para superficies abiertas o cerradas, tales como pliegues o planos de falla), la orientación de estructuras planares y lineales, el tamaño y la relación geométrica entre la estructura principal (primer orden) y la estructura relacionada de menor escala (segundo orden). Esto nos indica que muchas estructuras son compuestas y aparecen en ciertas asociaciones estructurales a varias escalas. Por lo tanto, son necesarios varios métodos para medir y describir estructuras.

Según Hobbs *et al.* (1981), la sobreimpresión o superposición de una estructura en otra puede producir la anulación de otra estructura más antigua. Passchier & Trouw (2005) sostienen que en la

práctica las relaciones de sobreimpresión son difíciles de establecer, aunque se puede traducir estas relaciones en términos de fases de deformación y eventos metamórficos, para simplificar.

El análisis estructural cualitativo y descriptivo permite reconocer la geometría global de las estructuras no penetrativas y penetrativas, su distribución y la relación entre las estructuras que forman la trama y aquellas que la afectan tardíamente. Así, esta parte descriptiva es previa a la decisión de qué planos y líneas medir estadísticamente y de cuál es el significado de esa medición.

De la identificación de la superficie de referencia para el análisis geométrico (bandedo), surge que se debe considerar a la foliación finita como el resultado de múltiples modificaciones geométricas producidas durante la deformación progresiva de ese bandedo, las cuales dejan rastros. El bandedo composicional difiere conceptualmente de la foliación milonítica, pero en general, ambas superficies son concordantes.

### **(ii) Proyección estereográfica:**

La proyección estereográfica es parte del estudio de la orientación de las estructuras (*cf.* Fossen, 2010; Hobbs *et al.*, 1981). Es utilizada como herramienta para solucionar una gran variedad de problemas geométricos (Lisle, 2004), ya que permite representar datos tridimensionales (tales como foliación y lineación) en una superficie bidimensional.

En la Figura 5B.1-1, se muestra el proceso de toma de datos en el campo, de forma directa mediante el empleo de la brújula geológica, hasta su proyección en planta en una falsilla estereográfica. El ploteo se puede realizar a mano o mediante software. Existen dos tipos de falsilla estereoscópica de uso común en geología (Rowland *et al.*, 2007), como se muestra en la Figura 5B.1-2: (a) la falsilla de Wulff o equiangular, y (b) la falsilla equiareal-Lambert, o falsilla de Schmidt.

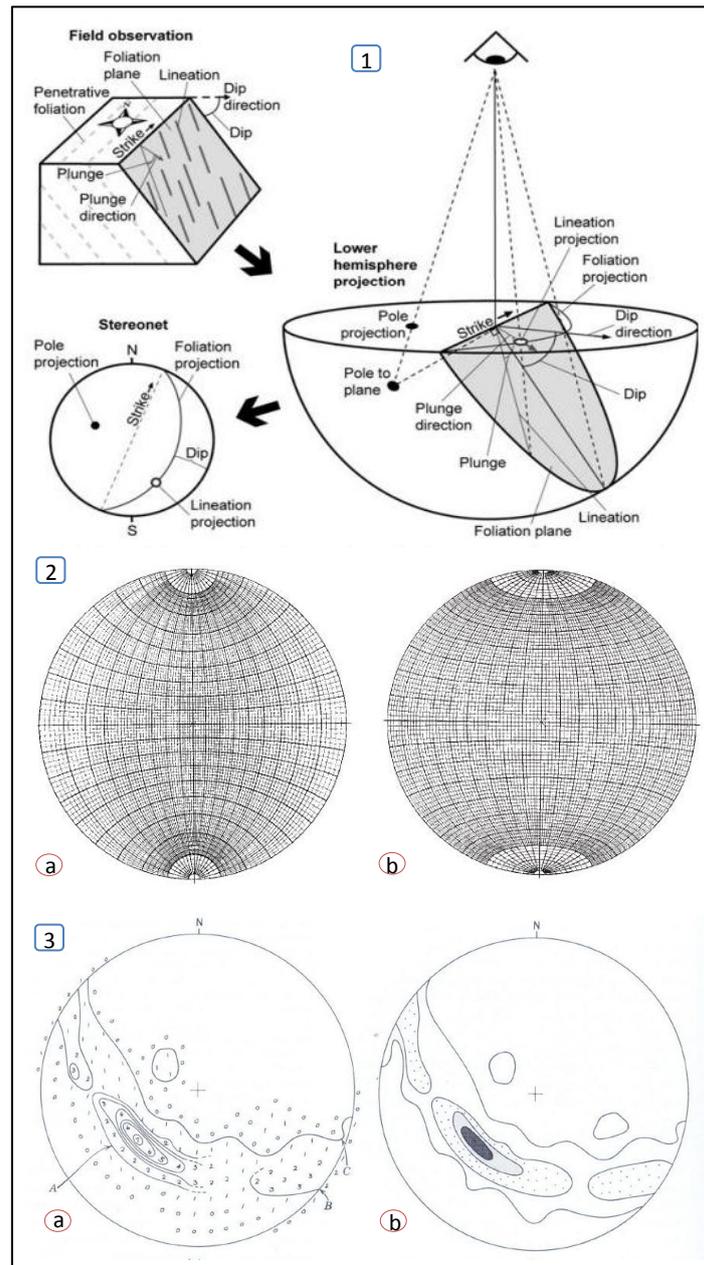


Figura 5B.1: (1) Transición del dato de una estructura tridimensional a un plano bidimensional: toma de datos en campo, visualización tridimensional de estructuras en el hemisferio inferior de una esfera, y el ploteo en planta utilizando una falsilla estereográfica (tomado de Ogenhall, 2010). (2) Muestra las falsillas usadas para la proyección estereográfica (tomado de Rowland *et al.*, 2007): (a) Falsilla estereográfica de Wulff, equiangular. (b) Falsilla estereográfica de Schmidt o Lambert, equiareal. (3) Trazado de curvas de distribución (tomado de Ragan, 1980): (a) Densidad ya contada basándose en 50 polos ( $n=50$ ) y trazado de las curvas provisionales. (b) Diagrama de densidad completo formando una guirnalda, cuya concentración máxima se observa en el sector más oscuro.

Cuando se cuenta con un buen número de mediciones es posible que se genere una dispersión de los datos, por tanto, será necesario realizar la proyección en una falsilla de Schmidt y un conteo de polos (Figura 5B.1-3). Se utiliza la densidad de polos en un área unidad y se trazan líneas de distribución que los rodean (Hobbs *et al.*, 1981). A este gráfico se lo denomina diagrama de curvas de distribución. Ragan (1980) menciona que si la dispersión es pequeña será posible localizar el punto o círculo máximo de puntos fácilmente, aunque si la dispersión es mayor será más difícil. Si la

cantidad de puntos es escasa, la fiabilidad será pequeña. Este autor también define dos términos importantes para la interpretación de diagramas de distribución, estos son: (i) el punto de máxima concentración, el cual se define como la disposición simétrica de puntos alrededor de una única orientación media, y (ii) la guirnalda, definida como la agrupación de polos en una banda que se dispone según un círculo máximo.

### **(iii) Análisis cinemático mesoscópico**

Un indicador potencial tanto de strain como de vorticidad de flujo dúctil es el llamado "sistema porfiroclástico". Los porfiroclastos de interés cinemático fueron divididos en los tipos sigma, delta y complejos, en base a la asimetría del elemento central o porfiroclasto y sus colas (Passchier & Simpson, 1986; Simpson & De Paor, 1993).

Los marcadores de sentido de cizalla más confiables son las bandas de cizalla, los mineral fish, los porfiroclastos manteados, los sigmoides y los boudins asimétricos (Passchier & Coelho, 2006).

### **(iv) Deformación a escala intracristalina**

La deformación que sufre una roca también es registrada a escala de cada grano mineral. Los procesos involucrados dependen de los controles litológicos internos (como la mineralogía y el tamaño de grano, entre otros), y de los factores externos (como la temperatura, el esfuerzo diferencial y la presión litostática) (Knipe, 1989). Determinar esos controles es objeto de la 'microtectónica' (Passchier & Trouw, 2005).

## B.1 – ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO

### B.1.1 – Estructuras no penetrativas

De entre las estructuras no penetrativas, se identificaron estructuras dúctiles y frágiles. Entre las estructuras dúctiles, en todos los afloramientos del área de estudio, se identificó la presencia de pliegues de dos tipos principales:

- Tipo (1): pliegues intrafoliares sin raíz (internos), de geometría isoclinal, frecuentemente cortados por la foliación tardía. Están asociados a la deformación de alta temperatura (Figura 5B.2a).
- Tipo (2): pliegues abiertos que presentan sistemáticamente una asimetría en “Z” por anisotropías de flujo, apareciendo en trenes, con charnelas engrosadas y flancos afinados. Son pliegues tardíos (Figura 5B.2b).

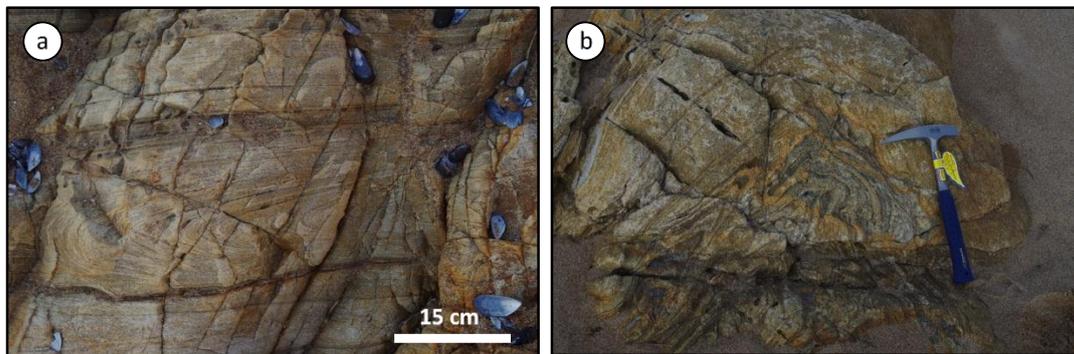


Figura 5B.2: Tipos de pliegues: (a) Pliegue de Tipo 1, intrafoliar, se observa su desarrollo entre sectores de foliación milonítica rectilínea uniforme, y a su vez, pierde su flanco en la parte inferior de la imagen. (b) Pliegue de Tipo 2, afectando al bandeado; se aprecia una charnela engrosada y carácter disarmónico, según el tipo de banda; todas las bandas son plegadas, evidencia de que son pliegues más tardíos.

Entre las estructuras frágiles, se identificaron brechas que afectan la continuidad del bandeado. En el afloramiento con coordenadas: S 34°55'16,8"; W 54°52'14,9" de Rincón del Indio, se observó una brecha que afecta al gneis milonítico bandeado generando bloques en posiciones erráticas y cuya matriz es de cuarzo lechoso. Además, se presenta granito isótropo asociado. Se plantean dos hipótesis para la generación de esta brecha: (1) debido a hidrotermalismo; (2) debido a un colapso de cámara por inyección magmática (Figura 5B.3).

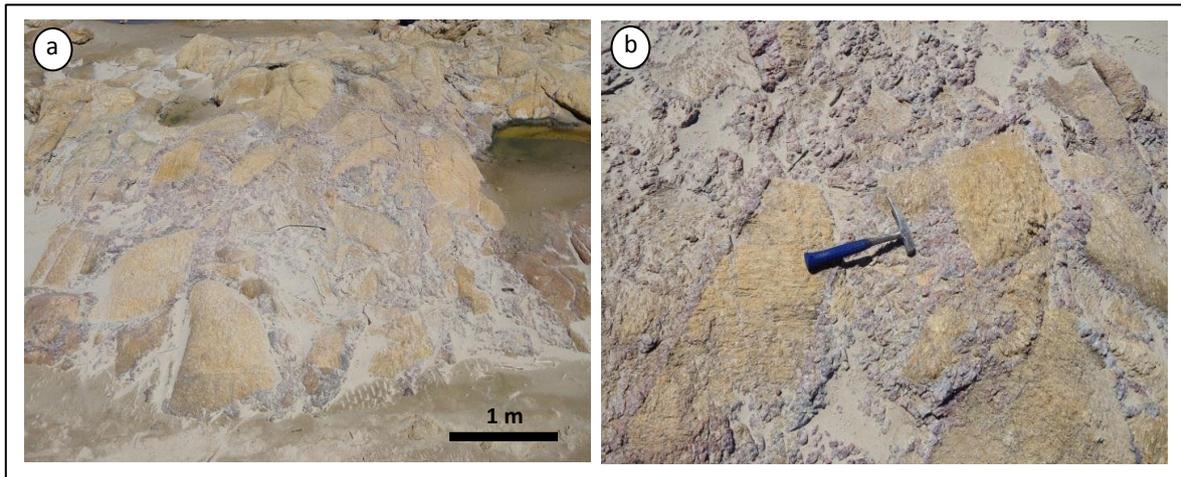


Figura 5B.3: Brecha post-cinemática en Rincón del Indio (PE-09). (a) Vista general de la brecha, observándose bloques irregulares (desde circulares a angulosos) de gneis milonítico bandeado rotados aleatoriamente en una matriz de cuarzo hidrotermal de color blanco-rosa. (b) Detalle de la fábrica de la brecha.

En todos los afloramientos del área de estudio se registraron evidencias de fusión *ad situ* dentro de los gneises. Hay una fusión previa y una tardía que corta la anterior. En el momento de la generación de fusión se considera como líquido, pero luego se genera una combinación con la roca ya que la viscosidad se equipara. La interpretación del material fundido es un tema complejo (Ashworth, 1985), ya que es difícil demostrar de dónde vino el material que fue segregado para formar las venas e intrusiones de fusión que hoy vemos en el campo.

En la totalidad del área de estudio, ocurren diversas zonas de cizalla menores en orientación casi ortogonal al bandeado y la foliación milonítica principal. Entre ellas, se reconoció una zona de cizalla con dirección N10° - N15°E, de ancho centimétrico, que en varios tramos registra granito inyectado, supuestamente producto de la fusión parcial en la roca caja. Esta zona de cizalla presenta arrastre de la foliación o bandeado anterior con desplazamientos laterales medibles del orden de decímetros (Figura 5B.4). Estas zonas de cizallas discretas N-S fueron interpretadas como un evento tardío asociado al desplazamiento de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena (Masquelin, 2002).

En algunos afloramientos, se reconoce la reactivación por falla frágil de zonas de cizalla dúctiles N40°, que producen pliegue de arrastre en el bandeado de alta temperatura y también cortan al granito pos-cinemático inyectado al costado de la misma (Figura 5B.5). Los desplazamientos laterales medibles son de orden centimétrico.

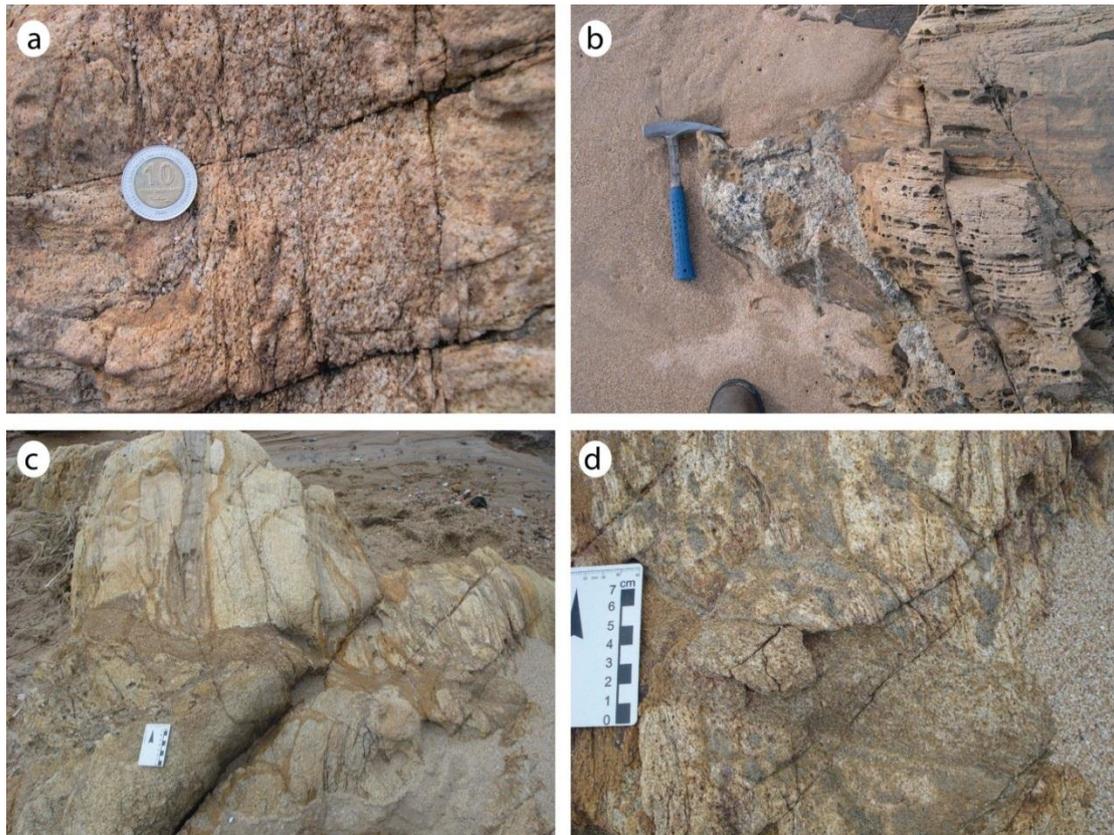


Figura 5B.4: Evidencia de fusión-inyección sintectónica: (a) Zona de cizalla discreta N-S mostrando granito segregado e inyectado, lo que sugiere fusión durante el desarrollo de esta. El granito no presenta mucha deformación, lo que permite reconocerlo como material ígneo. (b) Emplazamiento de granito a muscovita no deformado en ambiente de reología frágil (*cf.* clastos de brecha) sugiriendo carácter postectónico en condiciones de bajo confinamiento. (c) Zona de cizalla discreta N-S mostrando granito (material rojizo) cortando el bandeo de alto grado en condiciones de presión muy diferentes. (d) Interacción metamórfica (contacto retrógrado) entre el granito segregado - inyectado durante el movimiento de la zona de cizalla, lo cual sugiere percolación de fluido metamórfico retrógrado y desarrollo de neoblastos de color oscuro (¿agregados de sericita – clorita o biotita?).

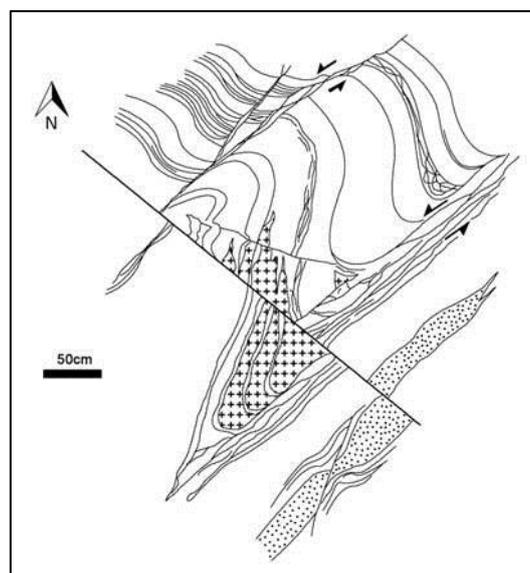


Figura 5B.5: Falla frágil afectando a zonas de cizallas dúctiles y a granito inyectado post-cinemático (La Barra).

### B.1.2 – Estructuras penetrativas

En los cinco afloramientos principales, se reconoció dos **foliaciones miloníticas**: (i) la **foliación principal**, originada durante la deformación de alto grado metamórfico, y (ii) una **foliación secundaria**, ocasionada por deformación en condiciones metamórficas retrógradas (Figura 5B.6). La foliación principal presenta un rumbo relativamente constante ( $N260^\circ$ ), cuando no aparecen pliegues o anisotropías. Esta suele presentar buzamientos moderados ( $\sim 60^\circ$ ) hacia el norte.

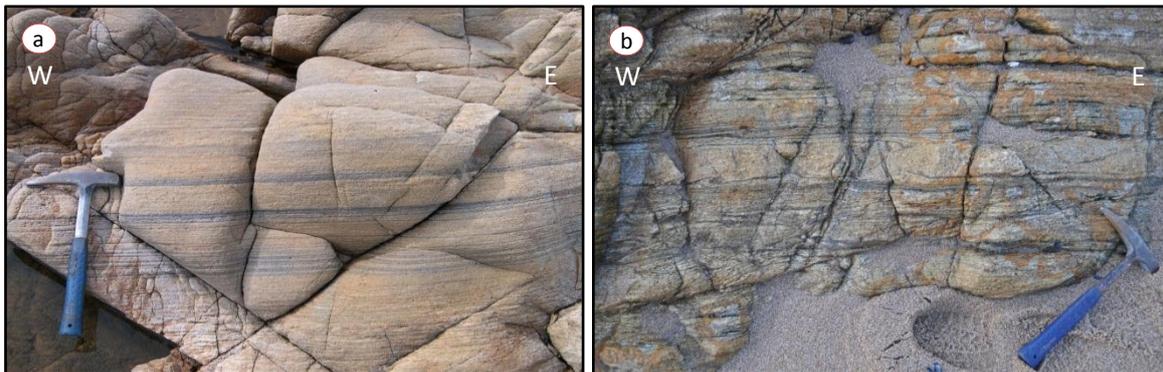


Figura 5B.6: Gneises bandeados de la zona de Manantiales; se observa en (a) la foliación de alto grado E-W (paralela al bandeado Sb) y, en (b), una foliación oblicua secundaria, desarrollada en condiciones retrógradas, que afecta a bandas grises o finas, de forma diferencial.

En los afloramientos de Manantiales, La Barra, Punta de Piedras y Montoya, se genera una inflexión en la foliación, generando pliegues acilíndricos; vistos en planta, estos presentan asimetría de tipo “Z” (Tipo 2). Mientras que, en el plano vertical perpendicular a la cizalla  $N80^\circ E$ , presentan una proyección como pliegues “derechos” cerrados. En este plano no hay asimetría visible. (Figura 5B.7).

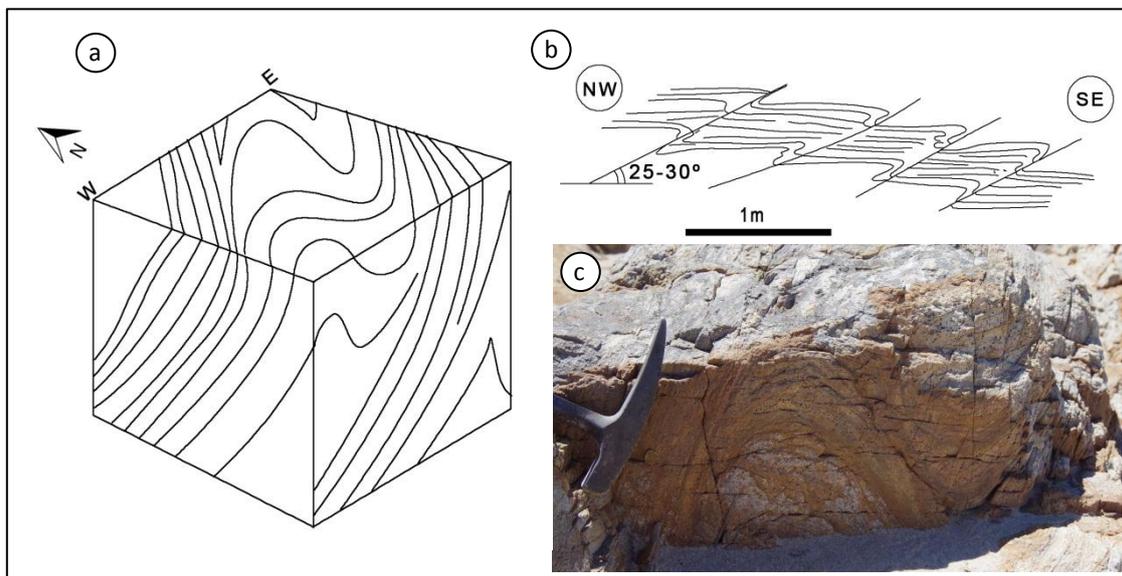


Figura 5B.7: Inflexión en la foliación. (a) Bloque diagrama mostrando la geometría tridimensional de la inflexión de la foliación en planta, buzamientos al norte en el plano NW, y pliegues derechos cerrados en la cara sur. (b) Esquema detallado del desarrollo de la inflexión de la foliación según fallas de alivio  $N40^\circ E$  a  $N60^\circ E$ , generando planos oblicuos con un ángulo de  $25^\circ$  a  $30^\circ$ . (c) Detalle de los pliegues derechos cerrados del plano E-W (cara sur) en afloramiento de Montoya.

En Montoya y La Barra, se observa la foliación oblicua y anastomosada, formada bajo un régimen transpresivo. Con relación al bandeado, se observa una compartimentación en dominios de alta y baja deformación relativa, de escala métrica. Los dominios de alta deformación, se corresponden con las zonas de flanco de los pliegues de Tipo 2, y contiene pliegues intrafoliares de Tipo 1. Los dominios de baja deformación relativa corresponden a las charnelas de los pliegues de Tipo 2. La evolución de pliegues intrafoliares (Tipo 1) por rotación podría explicar la ocurrencia de estructuras de interferencia complejas. Los trenes de pliegues oblicuos de Tipo 2 combinan estos dominios de baja deformación (lentes sigmoides) y sus dominios marginales de alta deformación. Dicho de otra manera, los pliegues de Tipo 2 afectan tanto los dominios de alta como de baja deformación.

A una escala menor (centimétrica a decimétrica), el bandeado principal anastomosado también se divide en órdenes de alta y baja deformación relativa, generando una alternancia de bandas sigmoides y bandas de foliación (Figura 5B.8).

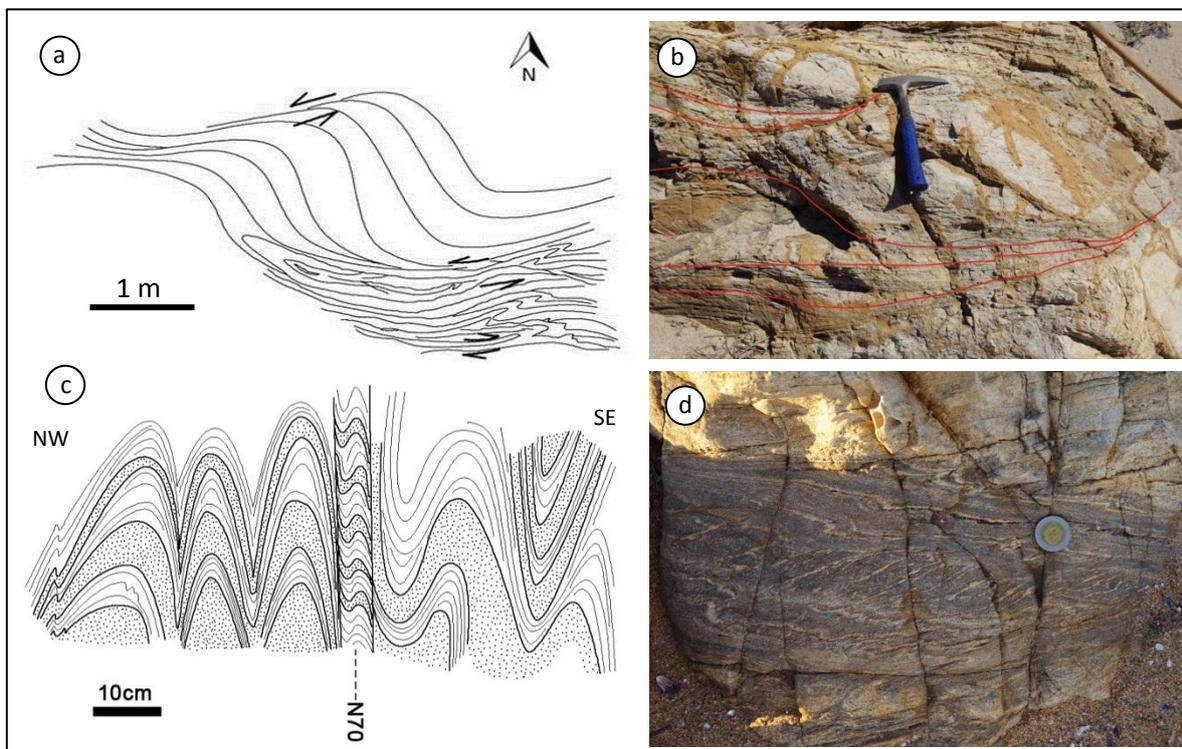


Figura 5B.8: Deformación particionada en diferentes escalas. (a) Croquis de escala métrica mostrando los dominios de alta y baja deformación que se curvan formando una geometría sigmoideal, estos los lentes permiten ver estructuras anteriores, menos evolucionadas. Además, se observan pliegues de Tipo 2 en las zonas de alta deformación. (b) Vista de afloramiento (PE-12, Montoya) de los lentes de baja deformación relativa rodeados por zonas de deformación rápida (marcadas en rojo). (c) Dibujo a mano alzada a escala centimétrica de pliegues tipo 2 mostrando la relación que guarda la foliación en un ambiente transpresivo (croquis tomado en Punta de Piedras, PE-09). (d) Foto de afloramiento (milonita de baja temperatura, La Barra) mostrando un tren de sigmoides de escala centimétrica.

En el plano de foliación principal de las milonitas suelen observarse indicadores cinemáticos, de tamaño milimétrico a centimétrico (Figura 5B.9). Los más comunes son los porfiroclastos feldespáticos, aunque en algunas ocasiones son de agregados minerales (cuarzo, feldespato y accesorios). En la sección B.3 de este apartado, se desarrolla el análisis de los porfiroclastos observables en el área de estudio.



Figura 5B.9: Milonita aflorante en La Barra, con desarrollo de porfiroclastos milimétricos a centimétricos en el plano de foliación principal.

Se identificaron **lineaciones** de agregados minerales de biotita o cuarzo. Sin embargo, se reconocieron lineaciones que, aparentemente, son de la intersección entre un plano de foliación de biotita y el bandeo, identificables en campo. No obstante, la forma del moteado que generan las biotitas alargadas en este plano de intersección sugiere que se trate de una lineación de agregado mineral, por tanto, fueron medidas con la intención de verificar si eventualmente podría ser un indicador de estiramiento.

En ocasiones, se presentó la dificultad de medir lineaciones debido a la anisotropía previa de la roca.

Se reconoció que en algunos afloramientos (por ejemplo, en el sector centro y este de La Barra y en Rincón del Indio) la lineación es difícilmente distinguible a ojo.

En afloramientos como Manantiales y Montoya la lineación es fácilmente distinguible a ojo, y con frecuencia es posible observar su carácter penetrativo en las rocas (Figura 5B.10)

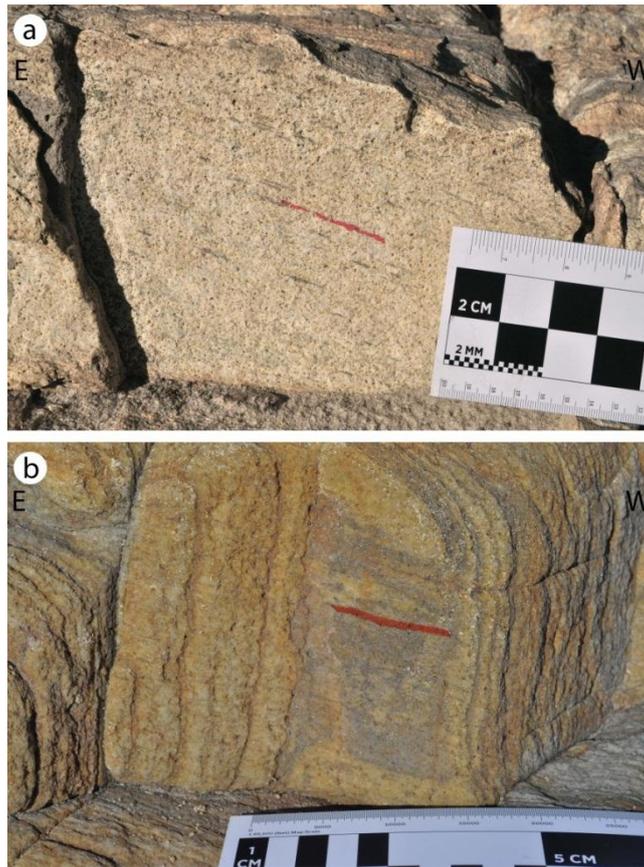


Figura 5B.10: Observación de la lineación en a escala de afloramiento, en rojo se encuentra una línea de referencia paralela a la lineación. (a) Lineación de agregado observable en gneises de Manantiales, y (b) lineación de agregado mineral observable en Montoya.

## B.2 – ANÁLISIS GEOMÉTRICO-ESTADÍSTICO

Para este estudio se utilizaron dos tipos de datos: (i) los colectados para esta investigación, y (ii) los obtenidos por Masquelin (2002); ambos conjuntos de datos fueron combinados según cada estación de medida, discriminando entre superficie de bandeado (Sb) y lineación. En la Tabla B.1 se muestra la cantidad de datos obtenidos por cada autor.

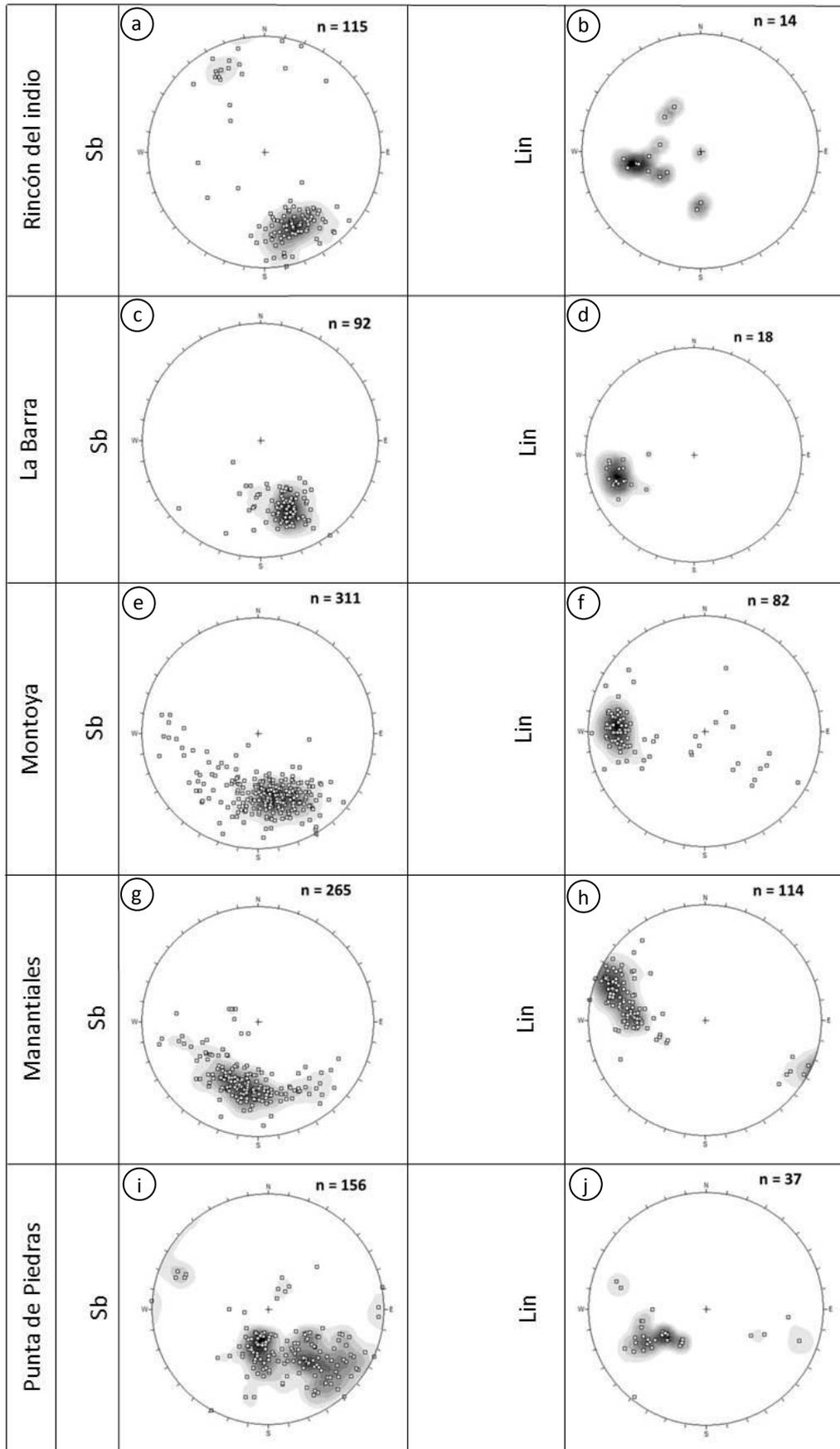
	Rincón del Indio		La Barra		Montoya		Manantiales		Punta de Piedras	
	# Lin.	# Sb	# Lin.	# Sb	# Lin.	# Sb	# Lin.	# Sb	# Lin.	# Sb
Masquelin (2002)	8	22	0	7	20	73	8	165	7	30
Este trabajo	6	93	18	85	62	238	106	100	30	126
<b>Total</b>	<b>14</b>	<b>115</b>	<b>18</b>	<b>92</b>	<b>82</b>	<b>311</b>	<b>114</b>	<b>265</b>	<b>37</b>	<b>156</b>

Tabla B.1: Base de datos cuantitativa de los datos de lineación y foliación, obtenidos por Masquelin (2002) y los nuevos datos obtenidos para este trabajo para cada afloramiento.

Se plotearon los datos de Sb y lineación por separado para cada afloramiento, en la Figura 5B.11 se muestran los resultados de este análisis.

---

Figura 5B.11: Proyección estereográfica. Rincón del Indio: (a) Sb, polo de concentración: N165°/30°SE, n=115, (b) lineación, polo de concentración: N260°/40°SW, n=14. La Barra: (c) Sb, polo de concentración: N160°/30°SE, n=92, (d) lineación, polo de concentración: N255°/30°SW, n=18. Montoya: (e) Sb, polo de concentración: N170°/40°SE, n=311, (f) lineación, polo de concentración: N275°/15°NW, n=82. Manantiales: (g) Sb, polo de concentración: N190°/30°SW, n=265, (h) lineación, se observan dos polos máximos: (1) N290°/10°NW y (2) N270°/35°NW, n=114. Punta de Piedras: (i) Sb, polo principal de concentración: N190°/70°SW, n=156, (j) lineación, polo principal de concentración: N245°/35°SW, n=37. Explicación en el texto.



- ▶ Análisis de la superficie de bandeado (Sb)

Durante la medición sistemática de Sb, se concentró la atención en estructuras mesoscópicas que se observaban, lo cual se ve reflejado en los resultados de los estereogramas. La estructura más reiterada y destacable en toda el área de estudio es el sigmoide que se genera por la intersección de cizallas N220° con el bandeo previo orientado groseramente E-W a NE-SE (Figura 5B.12).

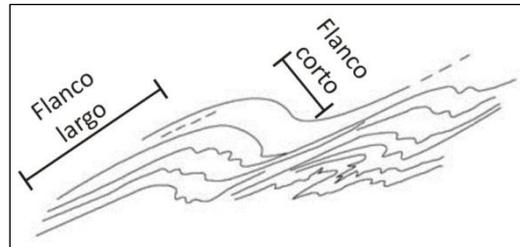


Figura 5B.12: Esquema de la estructura sigmoideal observada en los afloramientos y cuyas orientaciones se reflejan en los estereogramas.

Con la idea de estudiar mejor los dominios se midió una cantidad igualitaria de datos en los flancos “cortos”.

Para el caso de Manantiales se obtuvieron escasas medidas del flanco largo, lo cual se evidencia por la dispersión que se genera a la derecha del polo máximo de concentración (cuadrante SE). El caso inverso ocurrió en las mediciones obtenidas en La Barra, ya que el polo máximo de concentración se encuentra en la dirección del flanco largo, y se genera una pequeña dispersión hacia la izquierda (cuadrante SW).

En el caso de Montoya se midieron una cantidad balanceada de datos en ambos flancos, pudiéndose observar en el estereograma un leve reflejo de la variación del bandeo acompañando los flancos del sigmoide.

Es claro que tanto en Rincón del Indio como para Punta de Piedras existen otras estructuras que fueron medidas y generan una distorsión de los datos. Una de estas estructuras que llamó la atención en Punta de Piedras fue una cizalla N40°E, cuyas mediciones concentran los datos en el polo con actitud N135-N140°/45°SE aproximadamente. Mientras que el polo de concentración con actitud N190°/75°SW respondería a dos factores: (1) el bandeo E-W, y (2) una foliación con actitud N290°-310°.

En general, en toda el área de estudio, son comunes los buzamientos hacia el norte. Sin embargo, en el estereograma de Sb de Rincón del Indio queda evidenciado el arreglo caótico de los gneises bandeados, donde se encuentran bloques rotados por un evento de que generó una brecha hidrotermal, y probablemente la ocurrencia de una cizalla.

- Análisis de la lineación de agregado

En cuanto a los resultados obtenidos del ploteo de los datos de lineación de agregado se observa que, en todos los estereogramas los polos de concentración se ubican en el oeste, variando entre el cuadrante SW a NW.

Excepto en el ploteo correspondiente a La Barra, se observa una leve tendencia a la dispersión de datos hacia la derecha, pasando de lineaciones sub-horizontales con inclinación al oeste a lineaciones con inclinación E-SE, e incluso en algunos casos se observa una verticalización. Esto,

podría ser la respuesta a los cambios en el régimen de cizalla dominante, tal como menciona Fossen (2010, pág. 365): “en zonas de transpresión con cizalla pura dominante da lineaciones verticales, mientras que una componente de cizalla simple favorece las lineaciones horizontales”.

El caso más notable se observa en Manantiales, probablemente debido a la cantidad de datos ( $n=114$ ), donde se aprecia un agrupamiento de polos en el cual se pueden distinguir dos máximos de concentración, que presentan un ángulo entre sí muy pequeño ( $< 20^\circ$ ). Esto puede deberse a que al momento de la medición se midieron lineaciones de agregado aparente pero que quizá fuera otro tipo de lineación, por ejemplo, una lineación de intersección.

Otro factor a tener en cuenta en relación a los problemas que puede presentar la interpretación de una lineación es el mencionado por Passchier & Coelho (2006) en la Figura 5B.13 (b).

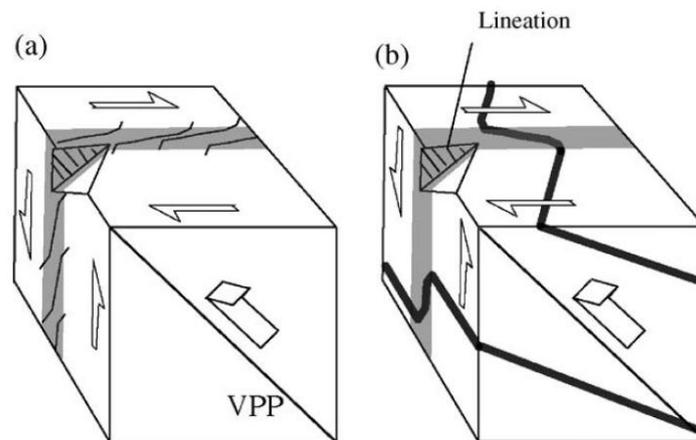


Figura 5B.13: Zonas de cizalla dúctil. (a) Una zona de cizalla dúctil con cizalla simple en una roca originalmente isótropa, desarrollará patrones sigmoides de la foliación, los cuales pueden ser utilizados para inferir el sentido de cizalla en cualquier plano de la roca, incluso en aquellos que no son paralelos a la lineación ni al plano de vorticidad (VPP). (b) Un marcador de desviación de cizalla que atraviesa un bandeado o foliación previa puede brindar un sentido de cizalla equivocado si no es medido en una sección paralela a la dirección del movimiento (evidenciado, por ejemplo, por una lineación), a menos que se conozcan en detalle los elementos de fábrica de la roca. (Tomado de Passchier & Coelho, 2006).

### B.3 – ANÁLISIS CINEMÁTICO MESOSCÓPICO

El análisis cinemático de la fábrica de menor temperatura (milonitas de retrabajamiento) se realizó esencialmente en escala mesoscópica, debido a la dificultad que representa la selección, orientación adecuada, ubicación del corte de acuerdo con el elipsoide de deformación y confección de las láminas delgadas orientadas, lo que es difícil de implementar en el corto plazo como complemento de los otros estudios. No obstante, se colectaron excelentes indicadores cinemáticos macroscópicos, en número estadístico adecuado.

Los retrabajamientos de baja temperatura permiten caracterizar un incremento de régimen de cizalla no coaxial, lo cual se evidencia por el desarrollo de una nueva trama y por la presencia de abundantes indicadores cinemáticos, de objetos con simetría monoclínica o triclínica.

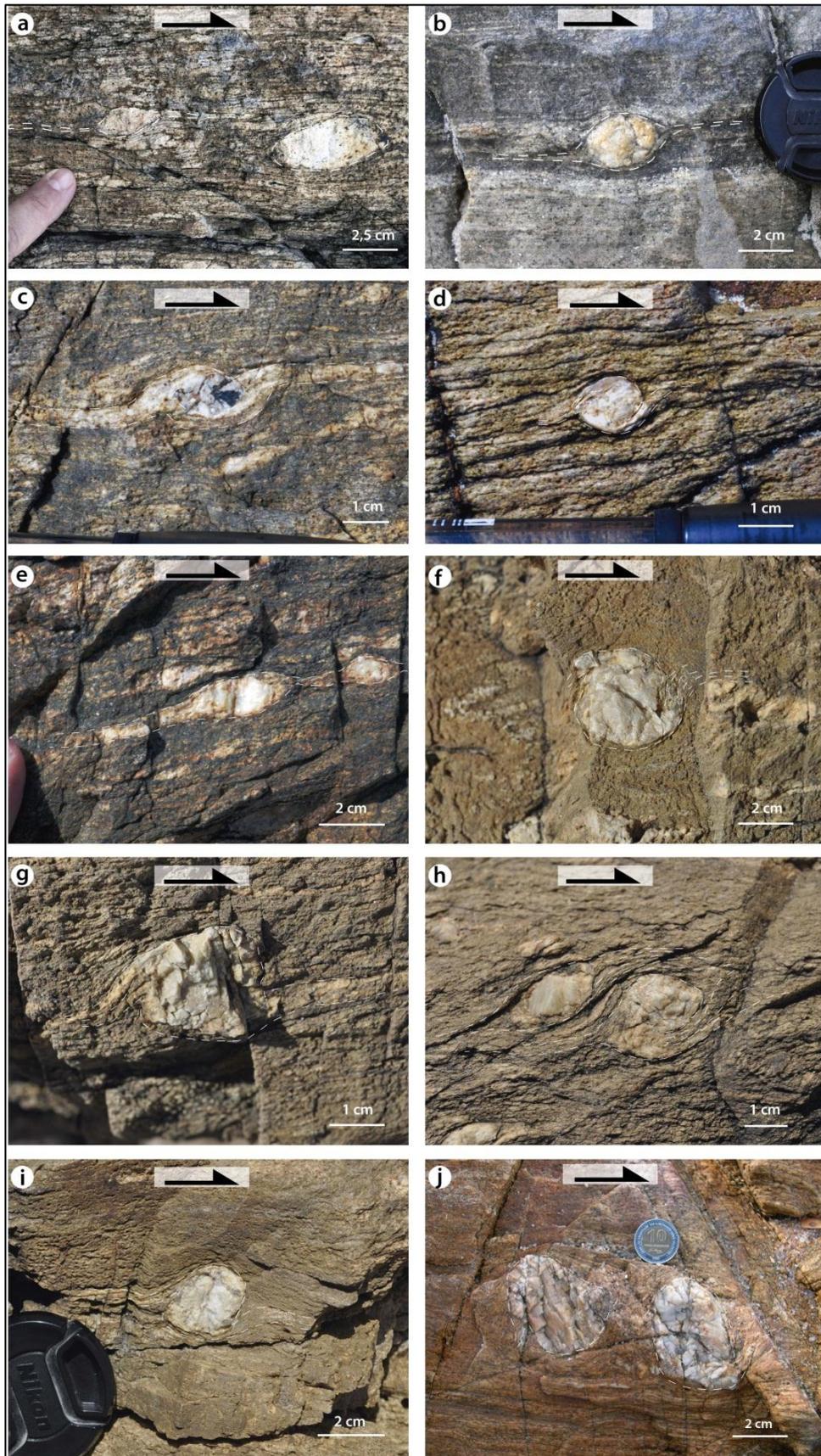
La mayor abundancia de porfiroclastos rotados (sigma, delta, complejos) está ligada a bandas métricas miloníticas de baja temperatura, que se intercalan con las de mayor temperatura o pasan lateral y gradualmente a zonas miloníticas que desarrollan tramas de menor temperatura.

En dichas tramas, se han reconocido mesoscópicamente abundantes porfiroclastos rotados, de los tipos antes mencionados.

La mayoría de los porfiroclastos son de 2 a 3 cm de diámetro promedio, y estadísticamente, muestran evidencias de un sentido de cizalla preferentemente dextral (las evidencias contradictorias en una población > 20 son muy escasas, ver Figura 5B.14 (c)).

---

Figura 5B.14: Variedad de porfiroclastos asimétricos. Porfiroclastos rotados: (a) Porfiroclastos manteados de tipo sigma y theta encontrados en el ortogneis augen, indicando sentido de cizalla dextral (afto. PE-17; Punta de Piedras). (b) Porfiroclasto manteado policristalino de tipo sigma (con tendencia a delta) indicando vorticidad horaria y flujo no coaxial dextral (afto. PE-17; Punta de Piedras). (c) Porfiroclasto manteado de colas gruesas y núcleo policristalino, de tipo delta, indicando vorticidad horaria (afto. PE-17; Punta de Piedras). (d) Porfiroclasto manteado policristalino de colas apretadas, cortas y finas, de tipo sigma, indicando vorticidad de flujo horaria (afto. PE-17; Punta de Piedras). (e) Porfiroclastos en *stair-step*, manteados policristalinos, de tipo sigma con colas gruesas, indicando vorticidad de flujo horaria (afto. PE-17; Punta de Piedras). (f) Porfiroclasto manteado de tipo delta con cola izquierda cortada; buen desarrollo de vorticidad horaria, indicando un sentido de cizalla dextral (afto. PE-17; Punta de Piedras). (g) Porfiroclasto manteado de tipo delta de más de 3 cm de diámetro; enrollado de las colas de conminución estaría indicando sentido de cizalla dextral (afto. PE-17; Punta de Piedras). (h) Porfiroclastos gemelos manteados de tipo sigma y delta, respectivamente, en milonita de baja temperatura relativa, indicando vorticidad horaria (afto. PE-17; Punta de Piedras). (i) Porfiroclasto manteado policristalino compuesto por agregado de cuarzo y feldespato, de tipo sigma; la observación tridimensional permitió verificar que el corte es ligeramente oblicuo al plano de simetría del flujo; se interpreta un sentido de cizalla dextral (afto. PE-17; Punta de Piedras). (j) Porfiroclastos manteados de tipo sigma, localizados en el gneis bandeado rectilíneo de alta temperatura indicando que existe compatibilidad de sentido de flujo dextral con respecto a las milonitas de baja temperatura relativa (afto. PE-16; Manantiales).



Otra clase de objetos típicamente observables son los de tipo 'foliation-fish' (Figura 5B.15), en general, son de composición feldespática recrystalizada. Este tipo es de utilidad como indicador cinemático, ya que raras veces son simétricos.

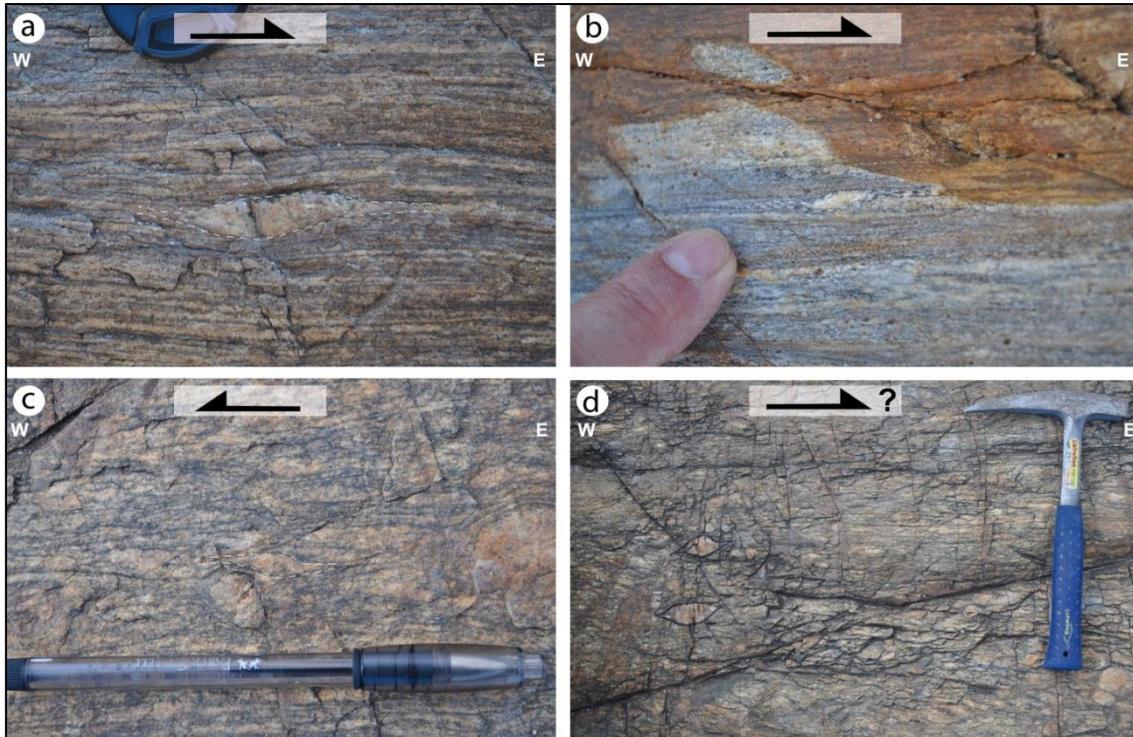


Figura 5B.15: Foliation-fish: (a) Ortogneis microclínico milonítico, mostrando todavía algunos porfiroclastos muy achatados transformados mineral-fish, indicando sentido de cizalla dextral (Punta de Piedras; PE-17). (b) Gneis bandeado rectilíneo (milonita), mostrando foliation-fish formado con restos de un antiguo porfiroclasto y presentando sentido de cizalla dextral (La Barra; PE-10). (c) Ortogneis microclínico en "augen", mostrando *foliation-fish* sigmoide indicando sentido de cizalla sinistral (¿excepción?); este sentido de cizalla es poco confiable dado que los porfiroclastos no se encuentran aislados y el desplazamiento de los vecinos interfiere en la cinemática (La Barra; PE-10). (d) Porfiroclastos con sombras de presión en ortogneis microclínico; dudoso valor para determinar la vorticidad de flujo; además cualquier sentido identificado podría ser heredado del protolito augen-gneiss (La Barra; PE-10).

En menor medida se observaron estructuras generadas por anisotropía del flujo como las estructuras de flanqueo o 'flanking structure' (Figura 5B.16) de tipo over-roll y under-roll; y evidencias de condiciones de estiramiento dúctil mediante boudinage asimétrico del bandeado Sb (Figura 5B.17).

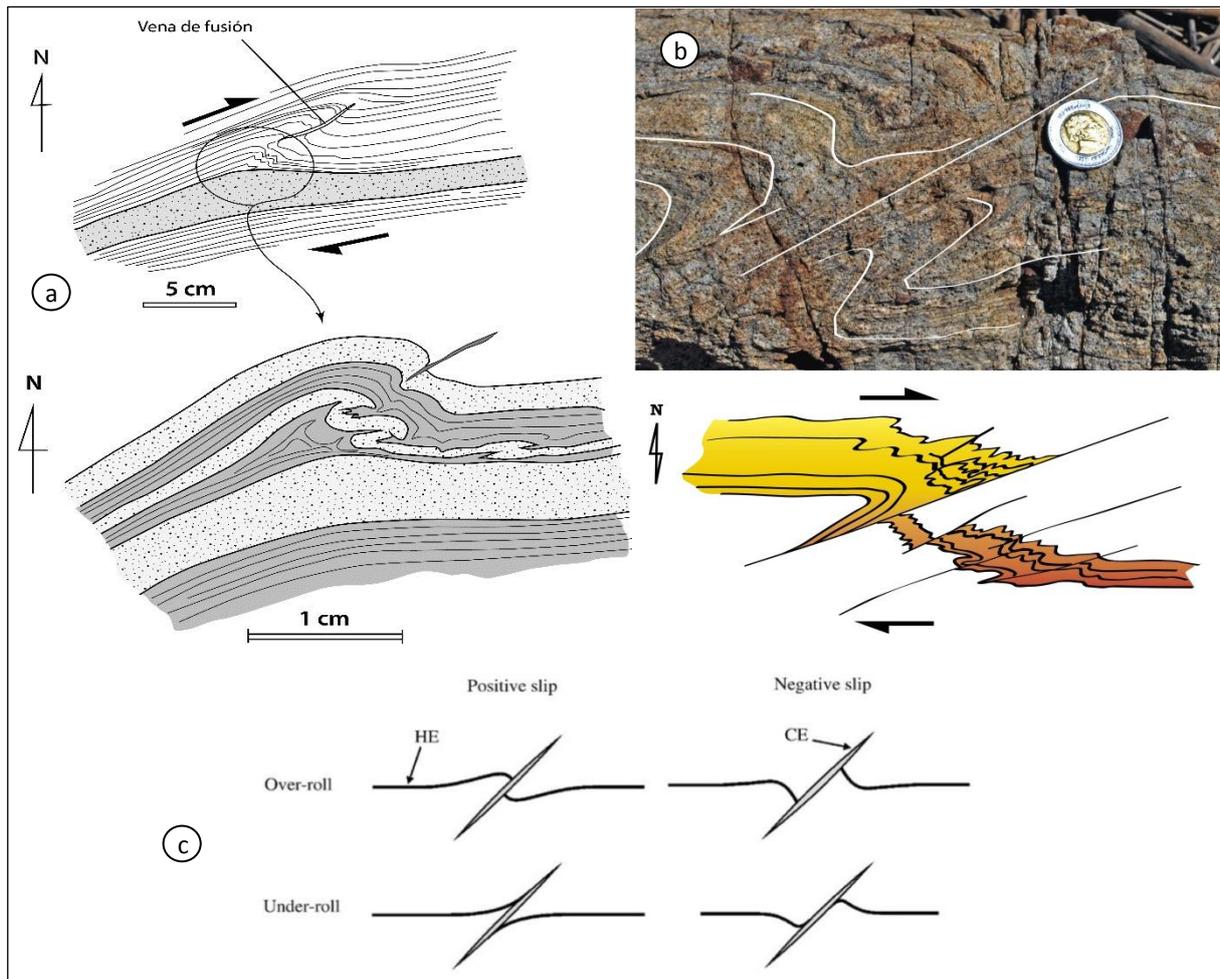


Figura 5B.16: Tipos de estructuras de anisotropía de flujo dúctil, utilizadas como indicadores cinemáticos, en estructuras de flanqueo afectando al bandeado (Sb): (a) Micropliegue asimétrico nucleado entre bandas paralelas; anisotropía apoyada en un elemento central (EC) y generando sobre-enrollado (over-roll) con deslizamiento positivo del bandeado (elemento huésped, EH); debajo se observa un pliegue casi recumbente y micro-rampas inversas. En este caso indicaría un sentido de cizalla dextral. (b) Pliegue asimétrico nucleado entre bandas paralelas; en este caso, la anisotropía está apoyada en un plano de cizalla corto (algunos centímetros) pero sugiere desenrollado (under-roll), con deslizamiento negativo (implicando extensión local) pese a que el pliegue asimétrico de mayor orden indica deslizamiento positivo. (c) Esquema teórico mostrando el uso de estructuras de flanqueo (Tomado de Passchier & Coelho, 2006) como indicadores cinemáticos; cuando un pliegue por anisotropía de flujo se forma en un bandeado, este se produce adyacente a un elemento central (diaclasa extensional, plano de cizalla) y se denomina "flanking structure" (FS); la geometría de las FS varía dependiendo de: 1. la orientación del EC respecto de la foliación principal, 2. el levantamiento del EC respecto del bandeado, 3. el deslizamiento del huésped (EH) observado en el EC y, por último, 4. el rodado (roll), el sentido y grado de curvatura del bandeado (EH). La combinación de esos 4 parámetros geométricos configura 27 posibles variaciones, que puede reducirse a los 4 grupos que se muestran aquí.

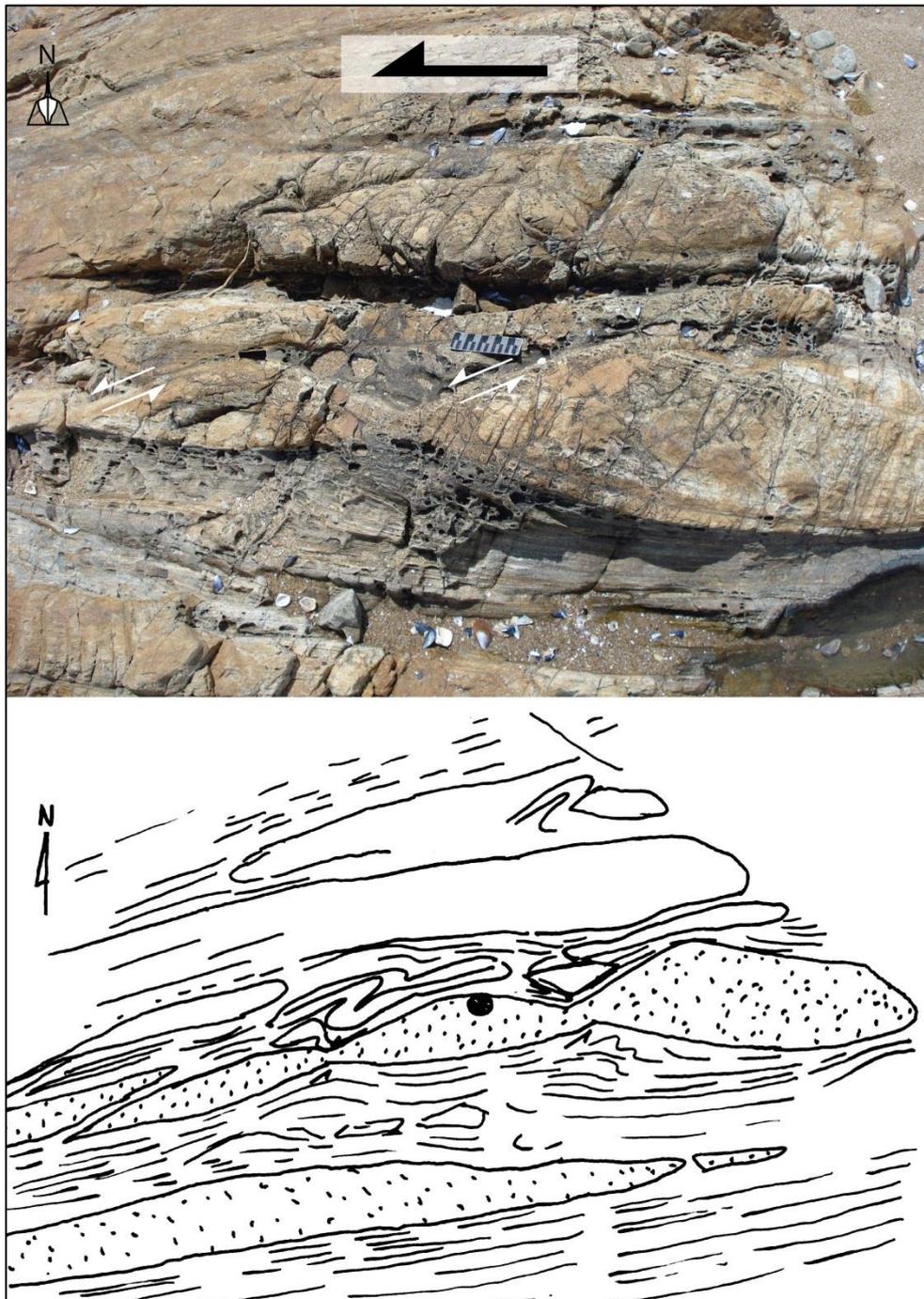


Figura 5B.17: Boudinage asimétrico a escala de afloramiento (imagen superior) y su interpretación (imagen inferior).

#### **B.4 – DEFORMACIÓN A ESCALA INTRACRISTALINA**

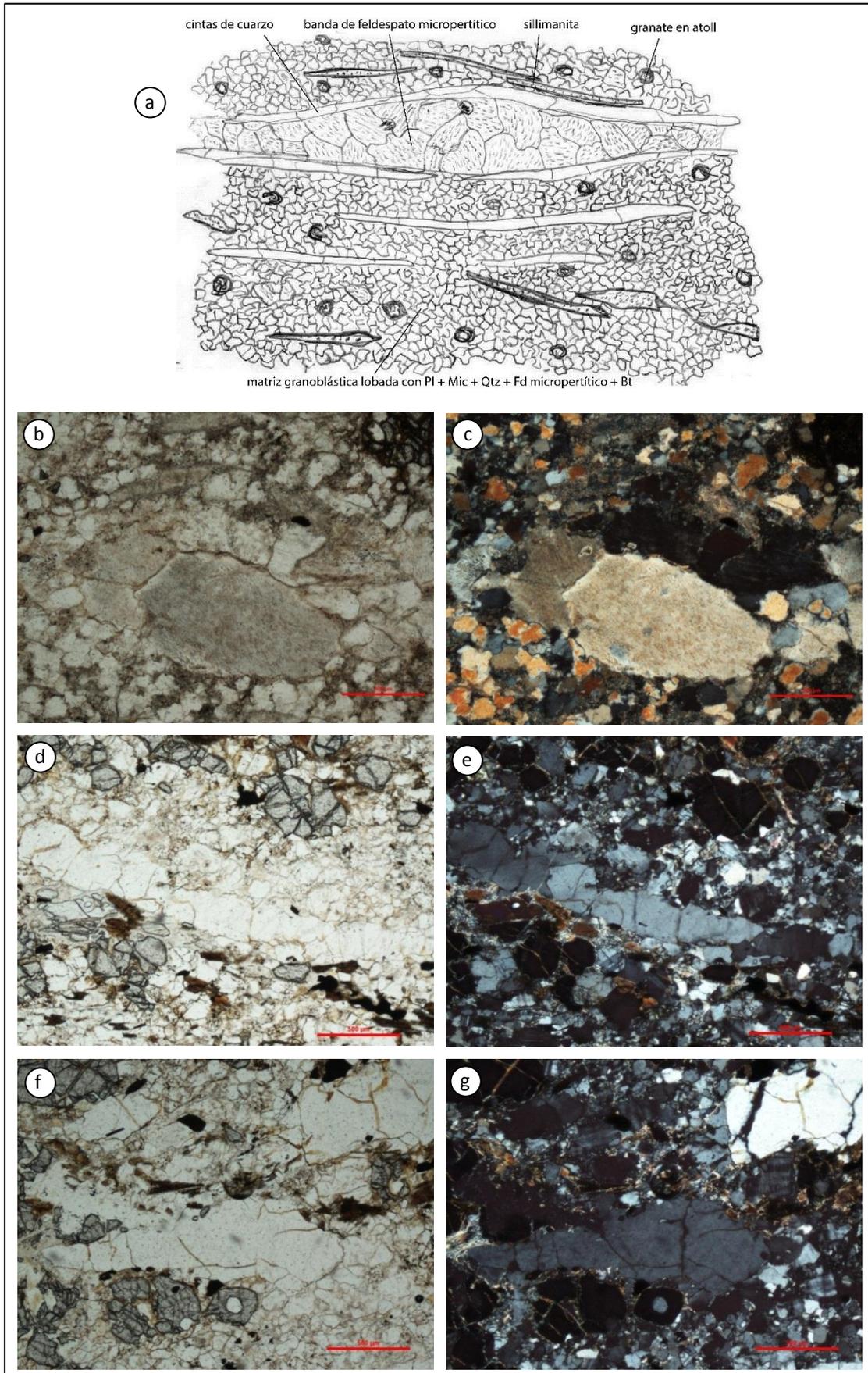
Las rocas miloníticas del área de estudio han sido afectadas por una deformación a alta temperatura, y otra, a baja temperatura correspondiente a la trayectoria retrógrada.

En la Figura 5B.18 se muestra una textura con deformación a alta temperatura idealizada, con bandas cuarzo-feldespáticas, bordeada por sillimanita en una matriz de grano fino; este esquema es contrastado con las texturas presentes en las rocas del área de estudio, observando que, si bien aún se preservan algunas evidencias de las texturas producidas durante el metamorfismo de alto grado, predominan las estructuras de baja temperatura, ya que estas tienden a borrar el arreglo cristalino anterior, por ejemplo: extinción ondulosa, bordes lobados-cuspidos, tres regímenes de Hirth & Tullis (1992), Bulging (Urai *et al.*, 1986) (Figura 5B.19).

Asimismo, se observa microboudinage (Vernon, 1976; Passchier & Trouw, 2005) de sillimanita (Figura 5B.19h y j), nótese que los cuellos de boudin están parcialmente unidos al mineral. También se observa sillimanita fish (Figura 5B.19i).

---

Figura 5B.18: Evidencia de alta temperatura. (a) Esquema mostrando los elementos de la trama idealizados de alto grado para los gneises del área de estudio. (b) Textura mostrando una banda de feldespato de mayor tamaño en el centro de la imagen, en comparación con el tamaño de grano de la matriz (< 1 mm) en luz polarizada plana, y (c) en luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (d) En el centro de la imagen se muestra un ribbon de cuarzo deformado en alta temperatura; luz polarizada plana, y (e) en luz con polarizadores cruzados (Punta de Piedras). (f) Porfiroclasto de feldespato potásico engrosado en la parte central, achatado y estirado hacia la izquierda, afectado por la deformación de alta temperatura, en luz polarizada plana, y (g) en luz con polarizadores cruzados (Punta de Piedras).



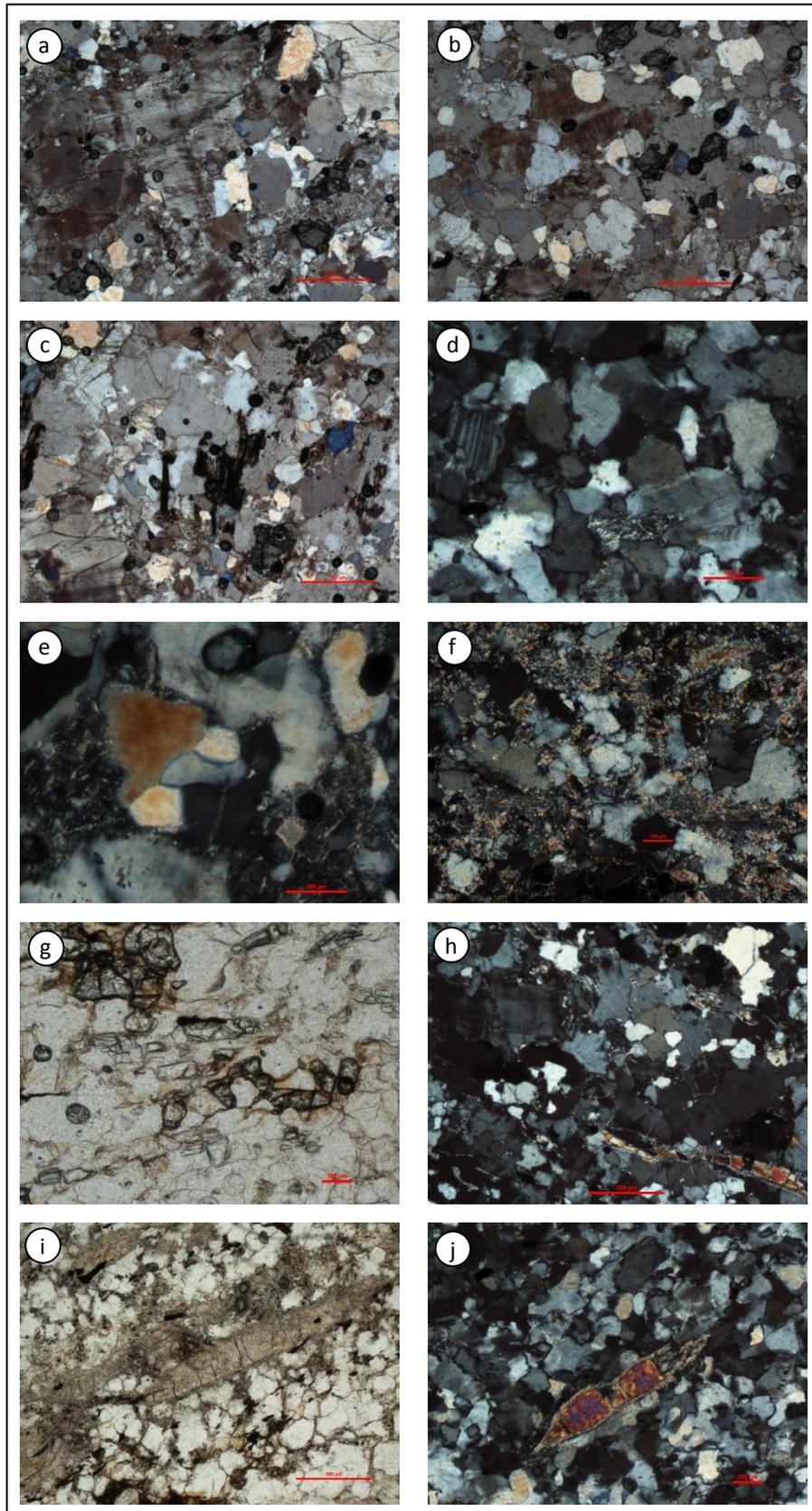


Figura 5B.19: Deformación de baja temperatura. (a) Feldespato con extinción en ajedrez y recristalización, luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (b) Bulging de cuarzo y extinción ondulosa en plagioclasa; luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (c) Recristalización de cuarzo y feldespato; luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (d) Minerales de la matriz, cuarzo, plagioclasa, feldespato y sillimanita mostrando

bordes lobados-cuspidos, subgranos y extinción ondulosa; luz con polarizadores cruzados (La Barra). (e) Textura de recuperación del cuarzo; luz polarizada (Montoya). (f) Se observa un retrabajamiento del cuarzo con sericitización; luz con polarizadores cruzados (Manantiales). (g) Granate y sillimanita en bandas. También se observa pinning de cuarzo en el granate (derecha); luz polarizada plana (Montoya). (h) Banda cuarzo-feldespática (microclina y ortoclasa) y sillimanita con pinch-and-swell (extremo inferior derecho); luz con polarizadores cruzados (La Barra). (i) Matriz con sillimanita-fish, con alteración sericítica; luz polarizada plana (Manantiales). (j) Matriz cuarzo-feldespática con sillimanita aboudinada; luz con polarizadores cruzados (La Barra).

## CAPÍTULO 5 – C

### ANÁLISIS CON MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

El microscopio electrónico de barrido con detector de energía dispersiva de rayos X (MEB o SEM-EDS – *Scanning Electron Microscope - Energy Dispersive Spectrometer*, por sus siglas en inglés) permite obtener imágenes de objetos microscópicos como minerales, polen, tejido vegetal y animal.

El SEM utiliza un haz de electrones para formar una imagen ampliada de la superficie de una muestra. Estas imágenes son formadas, principalmente, a partir de la detección de electrones secundarios o electrones retrodispersados. A su vez permite realizar microanálisis (en un área de 2  $\mu\text{m}$  de diámetro) de elementos mayoritarios a partir del detector EDS de rayos X. Las imágenes tienen una mejor resolución que las obtenidas por microscopía óptica, pero la información que se obtiene de ambas técnicas son complementarias entre sí.

Entre las principales ventajas del SEM se destacan que es una técnica sencilla, no destructiva para la muestra, rápida (entre 1 y 5 minutos por análisis), presenta alta resolución espacial, gran aumento, gran profundidad de campo y una preparación sencilla de las muestras. Los límites de detección son lo suficientemente bajos para permitir determinar elementos menores y traza en muchos casos; los granos minerales individuales se pueden analizar *in situ* con sus relaciones texturales inalteradas. Estas ventajas convierten a esta técnica en una herramienta muy valiosa para el estudio de texturas, microfábricas y microestructuras (Lloyd & Hall, 1981) en minerales y rocas. Para la mayoría de las investigaciones, especialmente las relacionadas con los minerales que forman rocas comunes, la preparación de la muestra es importante. Las muestras deben ser pulidas cuidadosamente para eliminar la topografía de la superficie, y se recubren con un material conductor (oro, paladio, platino, carbono) para evitar acumulaciones de carga eléctrica debida al haz de electrones. En general, para estudios vinculados a geología suele utilizarse recubrimiento con carbono, ya que no es un elemento químico de particular interés en geología.

#### C.1 – RESEÑA DE LA EVOLUCIÓN DEL SEM

Los avances en la óptica electrónica derivaron en el desarrollo de la microscopía electrónica a partir del año 1926. Uno de los objetivos principales era obtener imágenes de muestras sólidas; el primero en intentarlo fue Ernst Ruska, quien luego de algunos intentos fallidos, utilizó la ecuación de Luis de Broglie<sup>11</sup> concluyendo que los microscopios electrónicos podrían obtener una mejor resolución. Entre los años 1928 y 1931, Max Knoll y Ernst Ruska construyeron el primer microscopio electrónico de transmisión (TEM) con una magnificación de 16 (16X), luego en 1933 desarrollaron una resolución superior a los microscopios ópticos (Haguenau et al., 2003).

Finalmente, en 1938, Manfred von Ardenne construyó un microscopio de transmisión de electrones de barrido (STEM), y publicó los principios teóricos que sustentan el microscopio de barrido (Hawkes, 1985). En 1940 se comercializa el primer microscopio electrónico.

Posteriormente, en 1942 Vladimir K. Zworykin, James Hillier & Robert Snyder desarrollaron un nuevo microscopio electrónico de barrido (SEM) diseñado para el estudio de minerales opacos de las

---

<sup>11</sup> En la cual se expresa que las longitudes de onda de electrones eran casi cinco órdenes de magnitud menor que la longitud de onda de la luz utilizada en microscopía óptica.

secciones delgadas, pero ese aparato no era viable para su comercialización (Breton *et al.*, Eds., 2004, pág. 10).

A partir de 1948, el científico Charles Oatley y sus estudiantes de investigación: Dennis McMullan, Kenneth Smith, Oliver Wells, Thomas Everhart y Richard Thornley, entre otros, realizaron importantes modificaciones al microscopio de Zworykin. Las mejoras consistieron en reducir el diámetro del haz de electrones y la electrónica, especialmente la relación señal-ruido. Además, entre 1949 y 1951, Raymond Castaing desarrolló el microanalizador de rayos X. Estos avances propiciaron el lanzamiento del SEM al mercado en 1965, cuando la Compañía de Instrumentos de Cambridge en el Reino Unido comercializa cuatro equipos SEM bajo el nombre de “Stereoscan” (Rodenburg, 1997, pág. 9; Haguenau *et al.*, 2003).

Desde entonces, muchos avances han tenido lugar, principalmente en cuanto a las fuentes de electrones, la electrónica y la informática. La sustitución del sistema analógico por el sistema digital permite que hoy en día las imágenes se procesen fácilmente, así como el desarrollo de software específicos para un mejor funcionamiento.

## C.2 – FUNCIONAMIENTO DEL SEM

Esta sección se basa, principalmente, en la obra de Reed (2005).

En el microscopio electrónico de barrido se hace pasar corriente con un potencial negativo por una fuente de electrones (filamento de tungsteno), la cual acelera los electrones y éstos son atraídos por un ánodo, formando así un haz de electrones. A este sistema se le conoce como **cañón de electrones**.

El haz cruza un sistema de lentes electromagnéticas situado justo debajo del cañón de electrones, compuesto por: un par de **lentes condensadoras**, un par de **lentes objetivo** y placas de **apertura** ajustable. La función de este sistema es enfocar, controlar la aberración y disminuir el ancho del haz.

Luego, el haz pasa a través de una **bobina de barrido**, que tiene la función de deflectar el haz para que viaje lateralmente en función del tiempo, y así “barrer” la muestra punto por punto, ya que sólo una trayectoria de rayo permanece en un punto a un tiempo determinado.

La **platina** es un disco de metal donde se coloca la muestra. En el SEM la platina puede realizar los siguientes movimientos: horizontal (X, Y), vertical (Z), inclinando (T), y rotación (R). Los movimientos X e Y (perpendiculares al eje de la columna) se utilizan para la selección del campo de visión, fotografiar y/o analizar la muestra. Mientras que el movimiento Z (paralelo al eje) proporciona el cambio de resolución de imagen y la profundidad de foco. Los movimientos de inclinación y rotación permiten el ajuste de la orientación de la muestra en relación con el haz de electrones y detectores con el fin de optimizar la imagen. En equipos modernos el uso de la platina es controlado mediante computadora.

En general, las interacciones entre los electrones y la muestra se pueden dividir en dos clases:

- a) Dispersión elástica, que afectan a las trayectorias de los electrones del haz en el interior de la muestra, sin afectar a su energía cinética. El ángulo a través de cual es reflejado depende de cuanta energía tenga el electrón y cuán cerca esté del núcleo; varía desde cero a 180°.

Los **electrones retrodispersados** (BEI o BSE – *Backscattered Electrons*) (vid. Prior et al., 1999) son aquellos reflejados por la muestra en un ángulo mayor a  $90^\circ$  y que se desplazan en líneas rectas. Esta fracción de BSE que provienen de la muestra es conocida como coeficiente de reflexión ( $n$ ) y depende del número atómico ( $Z$ ); por tanto, cuanto mayor sea el  $Z$  del elemento mayor será  $n$ . Al momento de interpretar una imagen se debe tener en cuenta que todos los minerales tienen valores de  $Z$  promedio y en función de ellos será la luminosidad de la imagen obtenida. Cuanto mayor sea el contraste del  $Z$  promedio de los minerales mayor será el contraste de tonos. Sin embargo, este fenómeno muchas veces limita la identificación de minerales especialmente cuando se tienen minerales con  $Z$  promedio muy próximos, observándose bajo contraste en la tonalidad de los diferentes minerales presentes.

- b) Dispersión inelástica de diferentes tipos, que resultan de la pérdida de energía del haz de electrones. Dependiendo en parte de la cantidad de energía transferida, hay una serie de posibles productos: (i) electrones secundarios, (ii) electrones Auger, (iii) rayos X (característicos y continuos), y (iv) catodoluminiscencia.

Los **electrones secundarios** (SE – *Secondary Electron*) son los electrones de muy baja energía liberados a aproximadamente 10 nm de la superficie de la muestra. La intensidad de la señal es dependiente del ángulo entre el haz incidente y la superficie de la muestra; cuanto más irregular sea la superficie de la muestra mayor será la cantidad de SE liberados. Se diferencian de los BSE en que los SE no dependen del  $Z$  del elemento químico.

El SEM puede estar equipado con diversos **detectores** de señales, los más utilizados son: detector de electrones secundarios (SE) para obtener imágenes de alta resolución; detector de electrones retrodispersados (BSE) que permite la obtención de imágenes de composición y topografía de la superficie; y un detector de energía dispersiva (EDS) que permite coleccionar los rayos X generados por la muestra y realizar diversos análisis y generar imágenes de distribución de elementos de la muestra.

Durante la emisión del haz de electrones primarios todo el sistema debe estar al vacío, ya que los electrones conducen mejor en el vacío.

Mediante un **sistema de visualización** (tubo de rayos catódicos o computadora) la imagen es proyectada a un monitor. La unidad de barrido y el sistema de visualización están sincronizados de modo que cada punto que se proyecta en el monitor corresponde a un punto sobre la muestra.

Para una correcta interpretación de la imagen se debe tener en cuenta la dependencia de la misma al tipo de electrón detectado, ya que los procesos físicos actuantes difieren para cada tipo y por ende los tonos de grises obtenidos varían.

### C.3 – ESPECTRÓMETRO DE RAYOS X

Existen dos tipos de espectrómetros de rayos X según la medición de dispersión que se realice: energía (EDS – *Energy Dispersive Spectrometer*) o longitud de onda (WDS – *Wavelength Dispersive Spectrometer*). Debido a que la energía de cada rayo X es característica de cada elemento, en el EDS podemos obtener información analítica cualitativa (identificación de elementos en la muestra

representados por espectros) y semi-cuantitativa (concentración elemental) de varios elementos en simultáneo. Por tanto, ofrece buena información de todos los elementos presentes en la superficie de la muestra. El WDS es una técnica similar, pero en vez de recibir y procesar la energía de todos los rayos X en simultáneo mide una sola longitud de onda a la vez, lo cual la hace una técnica lenta pero precisa.

Los espectros obtenidos son característicos de cada mineral, por tanto, para conocer la especie mineral se debe compararlos con los espectros patrón (Reed, 2005, *vid.* Anexo). Según Severin (2004), existen varios errores frecuentes que pueden impedir la obtención de un buen espectro, así como también existe la posibilidad de que los espectros puedan ser mal interpretados.

Por estas razones, el investigador debe tener un conocimiento básico de la generación de los rayos X en un SEM, y cómo los rayos X son detectados por el EDS.

Mediante el detector de energía dispersiva (EDS) es posible realizar una detección de elementos puntual, un barrido lineal, y la distribución elemental mediante un mapa de elementos (llamado también mapa composicional).

#### **C.4 – DESARROLLO DEL TRABAJO**

Mediante este método se analizaron cuatro láminas delgadas, de las cuales tres pertenecen a los afloramientos de Manantiales (PE16) y una a Montoya (PE12). Para el estudio se utilizó el SEM-EDS modelo JEOL 6610-LV del Laboratorio de Geología Isotópica (LGI) del Centro de Estudios en Petrología y Geoquímica del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal de Río Grande do Sul (UFRGS, Porto Alegre, Brasil). En la mayor parte del trabajo se utilizaron electrones retrodispersados en el modo “composicional” (BEI-BEC). Esta información, junto al voltaje de aceleración (accelerating voltage), la distancia de trabajo (WD: work distance) y el diámetro del haz (SS: spot size) son mostradas al pie de cada imagen.

El presente trabajo se basó en los siguientes propósitos:

- Observación de minerales accesorios.
- Búsqueda de minerales que formen una asociación mineral característica de metapelitas y/o granitos; por ejemplo, monacita, cordierita y circón.
- Observación textural. Relación entre mica y granate.
- Mapas composicionales. Variación composicional en granates.

#### **C.5 – DATOS OBTENIDOS**

Gracias a la metodología de trabajo, fue posible realizar una puesta en común de los resultados obtenidos de las muestras estudiadas:

i. **Granates:**

- a) El estudio de EDS arrojó que todos tienen predominancia de Fe, seguido por el Al, y el Mg en menor medida. Sin embargo, según la fórmula estequiométrica del granate<sup>12</sup> y las relaciones de %Wt obtenidas no se puede discriminar entre granate

---

<sup>12</sup> Fórmula general del granate:  $Y_3X_2(SiO_4)_3$ , donde Y es un metal bivalente (calcio, hierro en estado de oxidación <sup>+2</sup>, magnesio), y X uno trivalente (aluminio, hierro en el estado de oxidación <sup>+3</sup> y cromo).

almandino o piropo, según el pico de Fe podría ser un almandino pero según el pico de Mg podría tratarse de granate piropo (Figura 5C.1a).

- b) Los mapas composicionales y EDS, incluyendo el centro y los bordes del mineral, determinaron que en ningún granate analizado hubo variación composicional significativa (en %Wt relativo). Además, en todas las muestras se detectó que los granates no se encuentran zoneados (Figura 5C.1b).
- c) Una observación destacable es que en la muestra PE16N varios granates son pequeños y se encuentran considerablemente alterados, mientras que en las demás muestras de Manantiales los granates son de gran tamaño y el halo de alteración es menor.

ii. **Micas:**

- a) De la observación de micas en microscopio óptico se desprende que estas pertenecen al grupo de las biotitas. El estudio de EDS, indicó que si bien los espectros tienen cierta semejanza a los espectros teóricos de biotita, también presentan un pico importante de Mg característico de la flogopita (Figura 5C.2a).
- b) En la muestra PE16H se observaron las biotitas en detalle, las cuales presentan incrustaciones de óxido de titanio, aunque estos también se encuentran diseminados sin un arreglo aparente con la biotita (Figura 5C.2b).

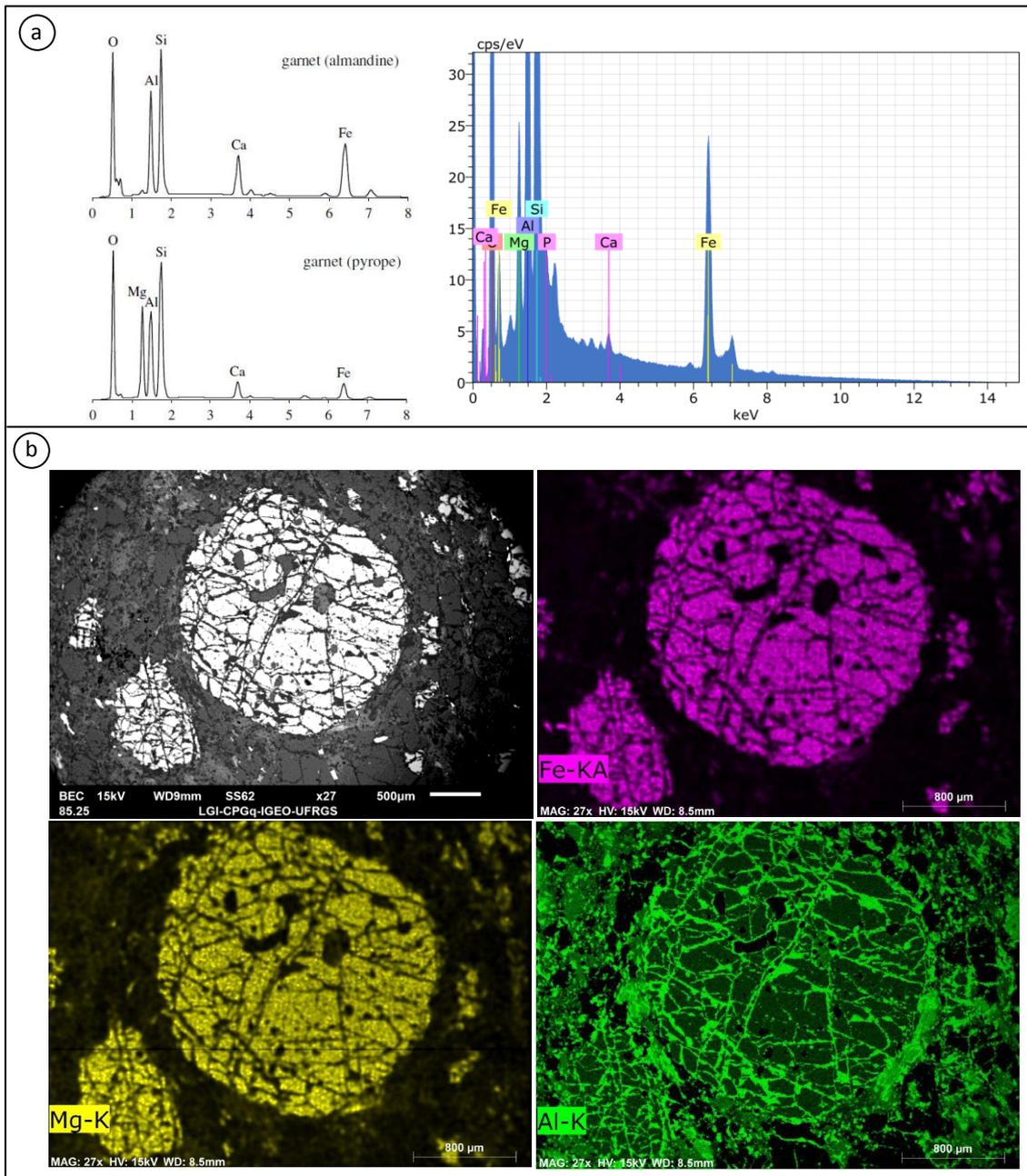


Figura 5C.1: Granates analizados. (a) A la izquierda se muestran los espectros teóricos de granate almandino y piropo (Reed, 2005), y a la derecha el espectro obtenido para un granate de la muestra PE16N, observándose que presenta picos de Fe y Mg similares a los teóricos de almandino y piropo, respectivamente. (b) Mapa composicional de granates de la muestra PE16L, según los elementos Fe (violeta), Mg (amarillo) y Al (verde).

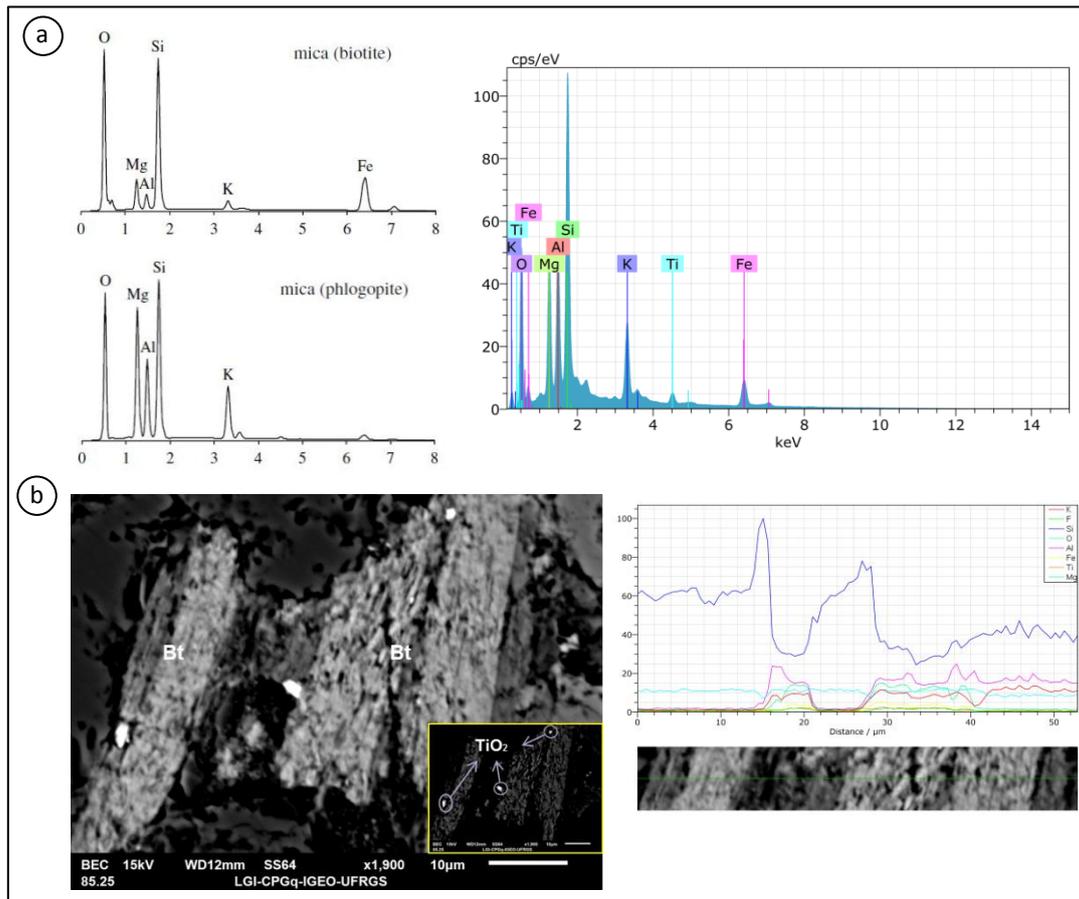


Figura 5C.2: Micas analizadas. (a) A la izquierda se muestran los espectros teóricos de biotita y flogopita (Reed, 2005), y a la derecha el espectro obtenido para un granate de la muestra PE16H, observándose que presenta picos de Fe similares a los teóricos de biotita y Mg similares a los teóricos de flogopita. (b) A la izquierda se muestra una imagen BEC de biotita con inclusiones de TiO<sub>2</sub>, a la derecha se muestra una fracción de la imagen de la izquierda a la cual se le realizó un análisis EDS de barrido lineal.

iii. Sistemáticamente, la relación entre granate y biotita es ortogonal, es decir, el eje c de la biotita se encuentra perpendicular al granate (Figura 5C.3). Esta relación también fue reconocida en microscopio óptico. A su vez, en la muestra PE16H, la biotita se encuentra intercrecida en las fracturas de los granates.

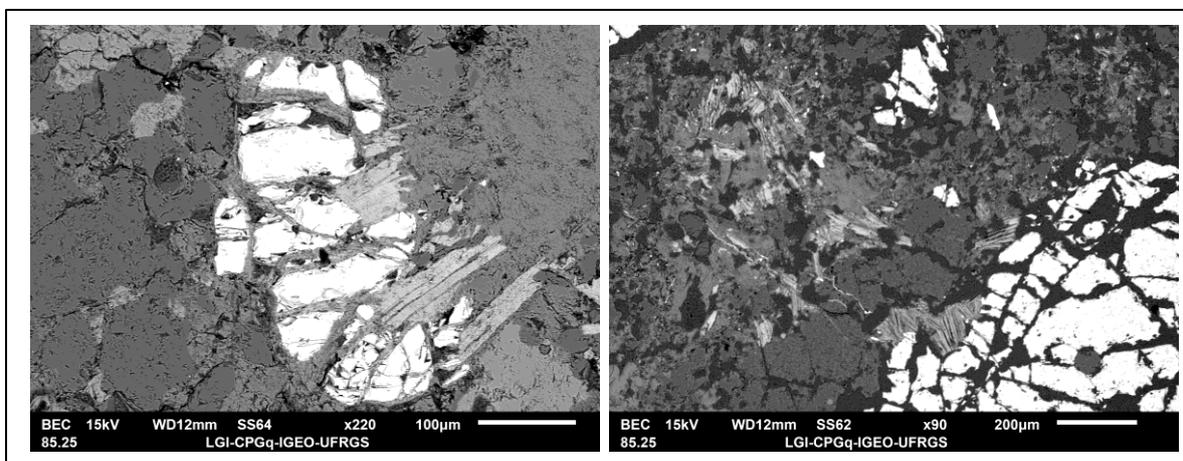


Figura 5C.3. Relación entre granate y mica. Izquierda: muestra PE16H. Derecha: muestra PE16N.

- iv. En todas las muestras se observaron los **minerales accesorios** (Figura 5C.4a,b) y se realizaron análisis EDS en ellos, obteniéndose:
- óxido de titanio (posiblemente rutilo) en muestras PE12C, PE16H y PE16N.
  - circón en muestras PE12C, PE16H y PE16L. En general no se observa la zonación, pero si se observó una en la muestra PE16N. Forma sub-redondeada a redondeada. No obstante, también se han reconocido circones automorfos.
  - apatito (muestras PE16H y PE16N) y fluorapatito en la muestra PE12C. Son xenomorfos.
  - composiciones análogas a la ilmenita (muestras PE16H y PE16N). Con formas subautomorfas.
  - óxido de hierro (II, III)<sup>13</sup> ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$ ) dejando abierta la discusión de si se trata de magnetita o hematita. La mayoría de los minerales estudiados son subautomorfos.
- v. En la muestra PE16H se encontró **monacita**-Ce incrustada en feldespato potásico, mientras que en las muestras PE12C y PE16L se confirmó la presencia de **sillimanita** (observada e inferida previamente mediante microscopio óptico). Sin embargo, no se halló cordierita en ninguna muestra.
- vi. Algunos **feldespatos** se encuentran alterados a un producto rico en óxido de aluminio (caolinización) en casi todas las muestras. Los de la matriz más fina, no presentan tanta alteración. Del análisis EDS se desprende que la composición es consistente con un feldespato potásico tipo ortoclasa. Algunos granos presentan pertitas, tal como fuera observado previamente en microscopio óptico (Figura 5C.4c)

---

<sup>13</sup> Nomenclatura de Stock.

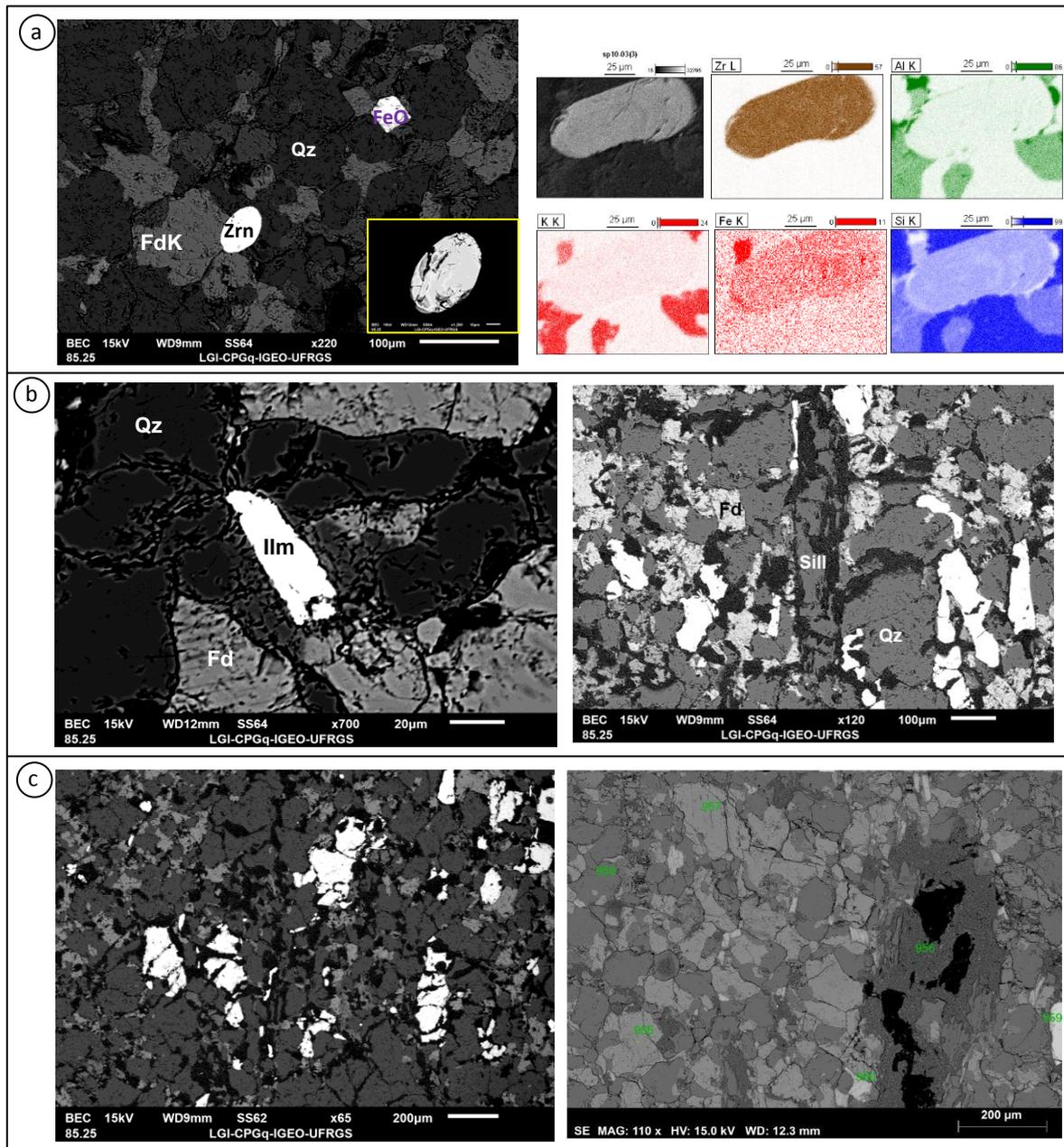


Figura 5C.4: Minerales accesorios y textura general de la roca. (a) A la izquierda se muestra un circón redondeado, a la derecha un circón zoneado con su respectivo mapeo de elementos (Zr, Al, K, Fe y Si). (b) A la izquierda: inclusión de ilmenita en cuarzo. Nótese la presencia de pertitas en el feldespato del margen izquierdo inferior. A la derecha, mineral de sillimanita en contacto con un ribbon de cuarzo. (c) Textura general de la roca: en gris claro se reconoce el feldespato y en gris oscuro al cuarzo. La imagen de la izquierda es tomada con electrones BEC, y la imagen de la derecha con electrones secundarios.

## CAPÍTULO 5 – D

### ANÁLISIS GEOQUÍMICO EN ROCA TOTAL

Como se vio en los capítulos anteriores, las rocas del Complejo Cerro Olivo han experimentado metamorfismo en facies anfibolita superior a granulita. Por tanto, las composiciones pueden haber sido modificadas por sobreimpresión metamórfica y anatexis.

Un estudio litogeoquímico en roca total, discriminando elementos mayores, trazas y tierras raras, en algunos casos, puede ayudar a discernir el/los protolitos de estas rocas de alto grado metamórfico (Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch 1986, 1988; Abu El-Enen, 2011; Silva *et al.*, 2014).

Se realizaron 5 análisis de roca total, de las cuales una corresponde a La Barra (gneis milonítico bandeado rectilíneo), dos a Montoya (gneis milonítico bandeado rectilíneo y gneis milonítico bandeado rectilíneo con retrabajamiento) y dos a Manantiales (gneises miloníticos bandeados rectilíneos) (Figura 5D.1).



Figura 5D.1: Muestras de mano que fueron analizadas por litogeoquímica. (a) gneis milonítico bandeado rectilíneo de La Barra (PE10-05). (b) gneis milonítico bandeado rectilíneo de Montoya (PE12-01). (c) gneis milonítico bandeado rectilíneo con retrabajamiento de Montoya (PE-02A). (d) y (e) gneises miloníticos bandeados rectilíneos de Manantiales (PE16-01 y PE16-02, respectivamente).

En la Tabla D.1 se presentan los datos obtenidos, así como la ubicación (coordenadas geográficas) de donde se obtuvieron las muestras.

Muestra	PE10-05	PE12-01	PE12-02A	PE16-01	PE16-02	Muestra	PE10-05	PE12-01	PE12-02A	PE16-01	PE16-02
Coordenadas geográficas	34°55'3,2" 54°51'19,8"	34°54'49,8" 54°50'40"	34°54'49,8" 54°50'40"	34°54'30,2" 54°49'31,2"	34°54'30" 54°49'31,9"	Coordenadas geográficas	34°55'3,2" 54°51'19,8"	34°54'49,8" 54°50'40"	34°54'49,8" 54°50'40"	34°54'30,2" 54°49'31,2"	34°54'30" 54°49'31,9"
Afloramiento	La Barra	Montoya	Montoya	Manantiales	Manantiales	Afloramiento	La Barra	Montoya	Montoya	Manantiales	Manantiales
Elementos Mayores (%)						Elementos trazas (ppm)					
SiO2	66.36	74.12	75.74	62.1	73.15	Ba	564	839	770	795	509
Al2O3	15.14	13.68	12.74	18.44	13.56	Be	<1	<1	<1	<1	2
Fe2O3	6.71	2.8	3.38	8.89	3.6	Co	103.1	71.6	108.9	76.9	83.7
MgO	2.72	0.53	0.68	2.25	0.88	Cs	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2
CaO	2.53	0.64	0.45	0.38	0.47	Ga	15.9	13.4	13.6	17.5	14.2
Na2O	1.8	1.06	0.77	0.33	1.44	Hf	6.8	5	5.6	6.5	4.3
K2O	3.21	5.51	4.33	3.87	4.55	Nb	17.1	9.5	9.7	19.3	9.3
TiO2	0.82	0.39	0.42	1.1	0.39	Rb	112.1	197	144.6	117.4	170.1
P2O5	0.17	0.21	0.17	0.05	0.14	Sn	2	2	1	<1	2
MnO	0.09	0.05	0.07	0.12	0.05	Sr	129.8	89.7	87.7	65.4	67.4
Cr2O3	0.021	<0.002	0.004	0.015	0.004	Ta	1.2	0.8	1.2	1.4	0.6
LOI	0.1	0.7	0.9	2.1	1.6	V	103	21	36	147	37
<b>Total</b>	<b>99.66</b>	<b>99.75</b>	<b>99.68</b>	<b>99.67</b>	<b>99.79</b>	W	901.7	673.8	1073.2	617.5	623.3
TOT/C	0.03	<0.02	0.04	0.03	0.05	Zr	248.4	181.5	211.4	236.3	147.5
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	Y	49.6	55.4	52.7	48.9	46.2
Tierras Raras (ppm)						Mo	0.5	0.1	0.4	0.4	0.3
La	42.3	31.3	33.7	56	33	Cu	20.9	6.9	18.3	40	11.7
Ce	83	61	68.1	100.7	63.6	Pb	1.1	1.5	1.9	1.6	1.1
Pr	10.36	7.99	8.4	12.92	7.76	Zn	36	7	12	24	17
Nd	42	33.5	33.7	50.8	31.6	Ni	11	3.9	4.5	25.2	8.7
Sm	8.51	7.39	6.96	9.31	6.76	As	0.5	<0.5	0.7	4	3.8
Eu	1.24	0.82	1.04	1.75	1.11	Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Gd	9	8.33	7.54	9.21	7.04	Sb	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	1.7
Tb	1.52	1.51	1.43	1.5	1.34	Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Dy	8.81	9.15	8.93	9.1	8.04	Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ho	1.78	1.92	1.93	1.81	1.66	Au	2.4	3.5	2.3	<0.5	<0.5
Er	5.2	5.39	5.52	5.3	4.66	Hg	*	*	*	*	*
Tm	0.72	0.77	0.79	0.77	0.66	Tl	0.2	<0.1	<0.1	0.2	0.2
Yb	4.65	4.82	4.94	5.22	4.05	Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Lu	0.71	0.67	0.71	0.75	0.56	Sc	18	6	8	23	7
Th	8.9	7.8	12.5	16.1	10.2						
U	0.7	0.5	1	1.6	0.5						

Tabla D.1: Tabla de resultados de análisis químicos, discriminando según Elementos Mayores, Elementos Trazas y Tierras Raras, para cinco muestras y la localización de las mismas.

En la Figura 5D.2 se muestra el código de identificación aplicado a cada espécimen estudiado, y el respectivo lugar de afloramiento, utilizado en todos los gráficos de este capítulo.



Figura 5D.2: Símbolos utilizados para las muestras analizadas. Cuadrado rojo: muestra PE10-05 (afto. La Barra); círculo verde oscuro: muestra PE12-01 (afto. Montoya); triángulo violeta oscuro: muestra PE12-02 (afto. Manantiales); círculo verde claro: muestra PE12-02A (afto. Montoya); y triángulo violeta claro: muestra PE16-01 (afto. Manantiales).

En términos de alteración, las muestras presentan valores de pérdida por ignición (LOI - *Loss of Ignition*) de entre 0,1 y 2,1; de las cuales dos muestras arrojan valores mayores a 1,0, por este motivo, los valores de elementos mayores de todas las muestras fueron recalculados en base anhidra.

Todas las muestras analizadas recorren un espectro relativamente amplio de contenido en sílice, desde 62 a 76%, siendo las muestras de Montoya (PE12-01 y PE12-02A) las que presentan valores con más de 70%, seguidas por una muestra de Manantiales (PE16-02). La muestra PE16-01 presenta el valor más bajo de SiO<sub>2</sub> (62,10%) y el valor más alto de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (18,44%), asociado a un mayor contenido de minerales aluminosos (por ejemplo: feldespato, aluminosilicatos). Estas apreciaciones son coincidentes con lo observado a escala mesoscópica (Figura 5D.1b, c y e).

Para caracterizar el protolito, se utilizó el diagrama basado en elementos mayores de Roser & Korsch (1988). Las funciones discriminantes del diagrama (F1 y F2) utilizan las siguientes variables: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeOt, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O. Estas funciones discriminan cuatro proveniencias: (i) máfica: arco de isla oceánico, (ii) intermedia: arcos de isla maduros, (iii) félsica: margen continental activo, y (iv) origen reciclado: granito-gnéisico o sedimentario. Este diagrama es útil para caracterizar la procedencia de rocas de terrenos metamórficos donde la recristalización ha destruido total o parcialmente la mineralogía original (Figura 5D.3a). En este diagrama se observa que todas las muestras se encuentran muy cerca del límite entre el sector de origen reciclado y el sector de origen félsico-ígneo, no pudiendo discriminar entre un origen granítico o sedimentario. Para ello se utilizó el diagrama de MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (luego de Norman, 1992 *sensu* Koralay *et al.*, 2004 y El-Naby & Frisch, 2006) (Figura 5D.3b). En el mismo se observa que todas las muestras se encuentran en el campo de los ortogneises.

Según Roser & Korsch (1988), los diagramas de proveniencia que utilizan únicamente a los elementos mayores como variables no son confiables, debido a la movilidad de los mismos durante el intemperismo o alteración.

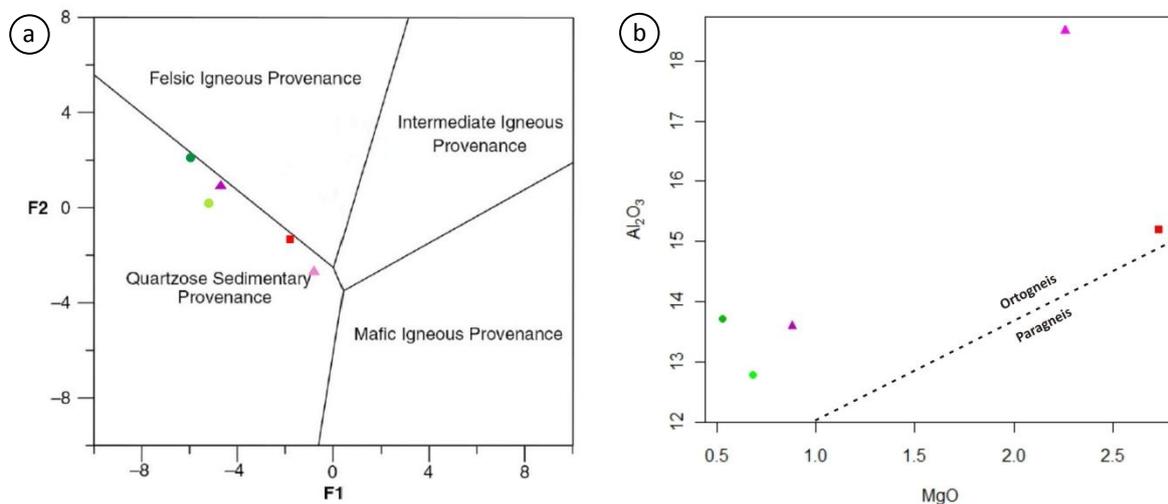


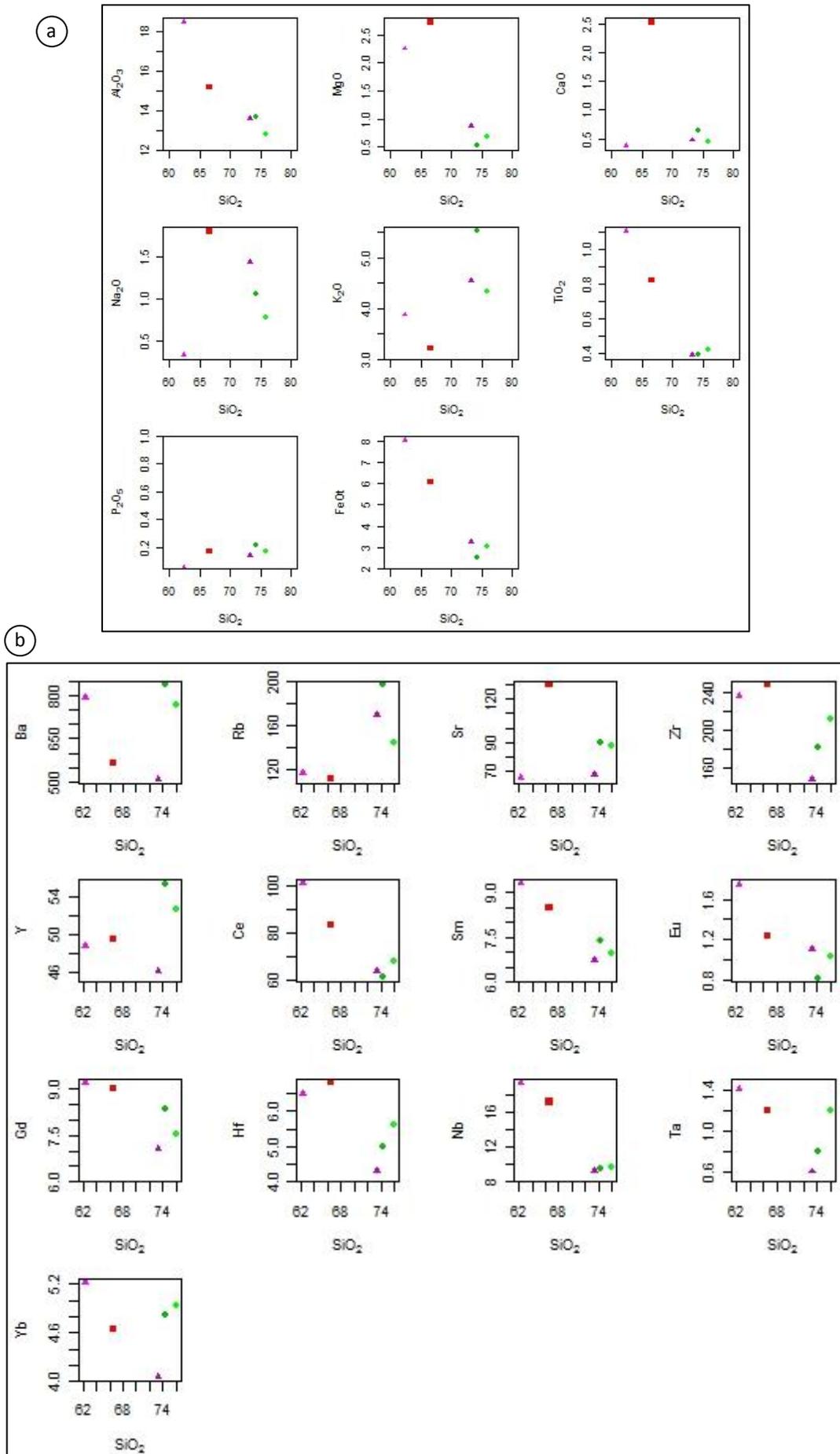
Figura 5D.3: Diagramas de clasificación. (a) Diagrama de discriminación de la proveniencia de Roser & Korsch (1988), donde  $F1 = (-1.733 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{ FeOt} - 1.5 \text{ MgO} + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O}) - 9.09$ ; y  $F2 = (0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ FeOt} - 1.142 \text{ MgO} + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} - 1.426 \text{ K}_2\text{O}) - 6.861$ . (b) Diagrama de MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (luego de Norman, 1992 *sensu* Koralay *et al.*, 2004 y El-Naby & Frisch, 2006).

Siguiendo la clasificación de las muestras como ortogneises obtenida por el diagrama MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, se realizó la variación de elementos mayores y trazas, conocidos como diagramas de Harker. En este caso, el número de muestras es muy bajo para definir tendencias. En los gráficos de los elementos mayores (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>6</sub> y FeOt), Figura 5D.4a, se observa que las muestras no se alinean bien, salvo en excepciones como es el caso de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y FeOt, donde siguen un

patrón simple con correlación negativa. Además, se observa que las muestras PE12-01, PE12-02A y PE16-02 se agrupan en los diversos diagramas, mientras que las muestras PE10-05 y PE16-01 se separan de estos patrones. Esta observación se aplica para los gráficos de los elementos traza (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Ce, Sm, Eu, Gd, Hf, Nb, Ta e Yb), Figura 5D.4b.

---

Figura 5D.4: Diagramas de Harker. (a) Elementos mayores (%):  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO, CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_6$  y FeOt vs.  $\text{SiO}_2$  (%). (b) Elementos traza (ppm): Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Ce, Sm, Eu, Gd, Hf, Nb, Ta e Yb vs.  $\text{SiO}_2$  (%).



Asumiendo las rocas como ortogneises, se utilizó una clasificación de rocas ígneas a partir del diagrama de De la Roche *et al.* (1980) para verificar una posible correlación entre la química del protolito y la química actual de los gneises. Las funciones discriminantes de este diagrama (R1 y R2) utilizan los siguientes elementos como variables: Ca, Mg, Al, Si, Na, K, Fe y Ti. Del resultado de este gráfico (Figura 5D.5) se desprende que sólo dos muestras pudieron ser ploteadas dentro de los rangos establecidos: PE10-05 y PE16-01, ambas clasificándose como granodioritas.

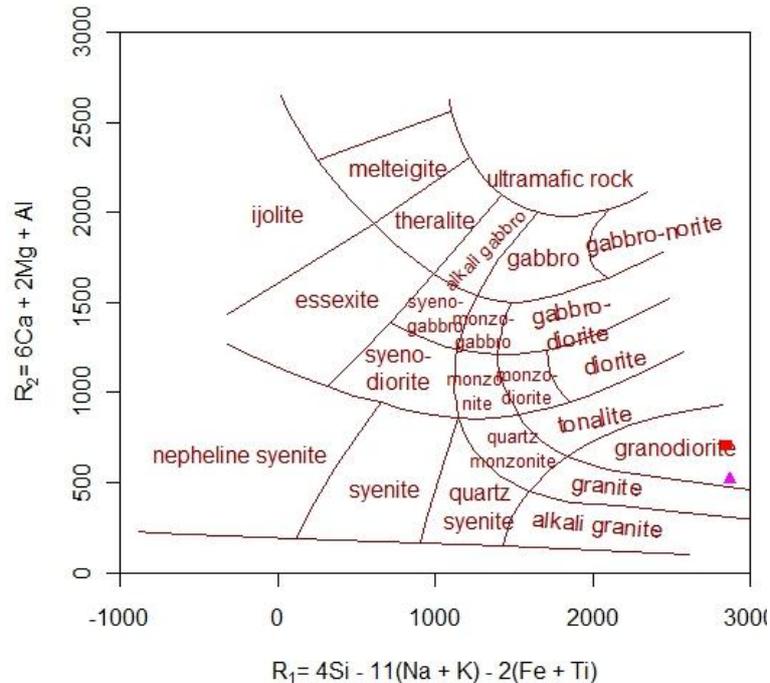


Figura 5D.5: Diagrama R1 vs. R2 de De la Roche *et al.* (1980), donde  $R_1 = 4*Si - 11*(Na + K) - 2*(Fe + Ti)$  y  $R_2 = 6*Ca + 2*Mg + Al$ .

En cuanto a las tierras raras (TTRR), se realizaron dos diagramas tipo spider (Figura 5D.6): (a) normalizando la muestra a condrita (Boynnton, 1984), y (b) normalizando la muestra a valores de la corteza continental total (Taylor & McLennan, 1995). En el primer diagrama se observa que todas las muestras presentan patrones similares y uniformes, con un mayor enriquecimiento en las tierras raras livianas (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu y Gd) que en las tierras raras pesadas (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). Asimismo, en este diagrama se destaca anomalía de Eu. Comparando este patrón con el patrón teórico obtenido por Taylor (1977) para la corteza, tanto superior como inferior, y asumiendo que las migmatitas del área de estudio se formaron en la corteza continental inferior, se deduce que estas rocas han sufrido un retrabajamiento importante durante la exhumación.

En el segundo diagrama (Figura 5D.6b), se observa un empobrecimiento en Sr y Cs para todas las muestras, en Ti para cuatro muestras (PE10-05, PE12-01, PE12-02A y PE16-02) y en U para dos muestras (PE10-05 y PE16-02). Además, se observa un enriquecimiento en Rb, Th y K para todas las muestras.

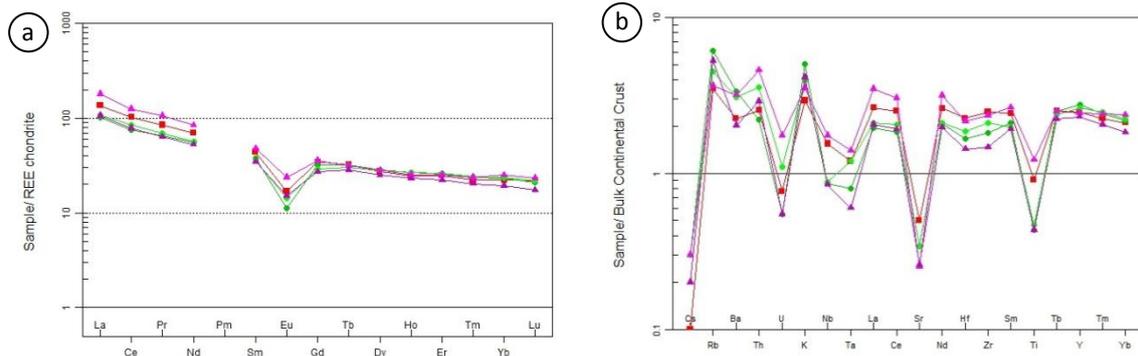


Figura 5D.6: Diagramas tipo spider. (a) Muestras normalizadas a condrita vs. TTRR (Boynton, 1984) mostrando consistencia en el patrón y anomalía negativa de Eu en todas. (b) Muestra normalizada a la corteza continental total vs. Cs-Rb-Ba-Th-U-K-Nb-Ta-La-Ce-Sr-Nd-Hf-Zr-Sm-Ti-Tb-Y-Tm-Yb (Taylor & McLennan, 1995).

Con estas observaciones y los valores relativamente altos de Ba en roca total, se optó por realizar el diagrama Sr-Rb-Ba (Tarney & Jones, 1994), expuesto en la Figura 5D.7. De allí se desprende que todas las muestras coinciden en una relación alta en Ba, pero baja en Rb y Sr, confirmándose los niveles bajos de Sr (< 10 % en cuatro muestras).

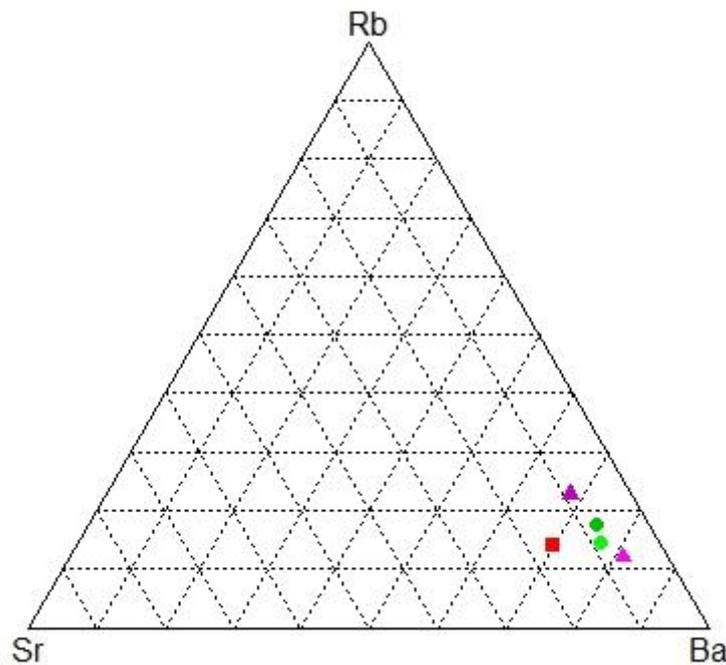


Figura 5D.7: Diagrama ternario Sr-Rb-Ba (Tarney & Jones, 1994).

Para la discriminación de las suites magmáticas se realizaron los siguientes diagramas: (a) AFM (Irvine & Baragar, 1971), (b) SiO<sub>2</sub> (%) vs. FeOt/MgO (%) (Miyashiro, 1974) y (c) SiO<sub>2</sub> (%) vs. FeOt/(FeOt + MgO) (%) de Frost *et al.* (2001).

La norma CIPW (Cross *et al.*, 1931) fue calculada utilizando el mismo software con cual se realizaron los gráficos (GCDKit).

En la Figura 5D.8, se observa que en (a) se discrimina entre las series toleíticas y calco-alcalinas, observándose que una muestra se clasificó como toleítica (PE16-01) y las cuatro restantes como calco-alcalinas. El diagrama (b) realiza la misma clasificación, obteniéndose el mismo resultado (Figura 5D.8b).

El diagrama (c) discrimina entre rocas magnesianas y rocas ferrosas, donde tres muestras clasifican claramente como magnesianas, y las restantes se encuentran en el límite (Figura 5D.8c). Se adjunta el diagrama teórico obtenido por Frost *et al.* (2001), del cual se puede descartar que las muestras del área de estudio provengan de un granito tipo-A.

Se utilizó el diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  (%) vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (%) con el fin de discriminar entre granitos tipo-I y tipo-S (Figura 5D.8e), observándose que todas las muestras se clasifican como granitos tipo-S.

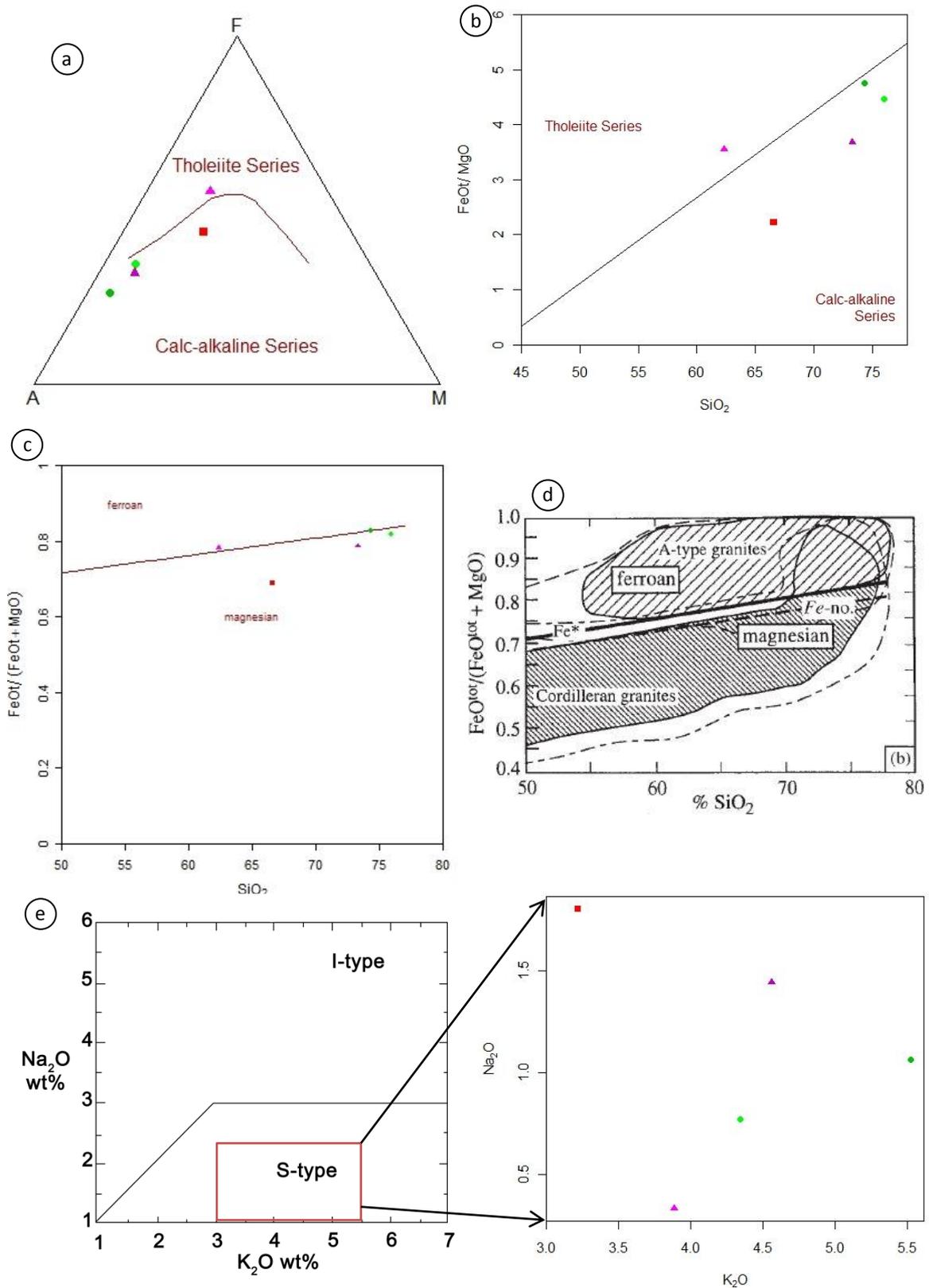


Figura 5D.8: Diagramas de discriminación tectónica. (a) Diagrama AFM (Irving & Baragar, 1971), donde A = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F = FeOt y M = MgO. (b) Diagrama SiO<sub>2</sub> (%) vs. FeOt/MgO (%) (Miyashiro, 1974). (c) SiO<sub>2</sub> (%) vs. FeOt/(FeOt + MgO) (%) de Frost *et al.* (2001). (d) Diagrama teórico obtenido por Frost *et al.* (2001). (e) Diagrama Na<sub>2</sub>O (%) vs. K<sub>2</sub>O (%) (luego de Chappell & White, 1984 sensu Norman *et al.*, 1992), a la derecha se muestra el diagrama obtenido.

Para una discriminación tectónica se utilizaron diagramas de Pearce *et al.* (1984) y Pearce (1996), los cuales discriminan en granitos de dorsal oceánica, arco volcánico, intraplaca, sin- y post-colisionales. Estos diagramas se muestran en la Figura 5D.9, pudiéndose observar que en todos ellos las cinco muestras se agrupan, y curiosamente, se ubican en los vértices (o próximas) de las subdivisiones. Asimismo, es posible descartar que las muestras pertenezcan a granitos de dorsal oceánica o sin-colisionales. En todos los diagramas se destaca una tendencia al campo de los granitos de intraplaca; sin embargo, Pearce (1996) realiza una modificación en el diagrama Rb vs. Y+Nb, agregando la variable de granitos post-colisionales a la unión de los campos de intraplaca, arco volcánico y sin-colisionales.

Según Pearce *et al.* (*op. cit.*), existen muchos factores que pueden afectar la clasificación según estos elementos, como por ejemplo: la alteración, la acumulación de cristales, la contaminación crustal, los volátiles, la edad y los regímenes tectónicos.

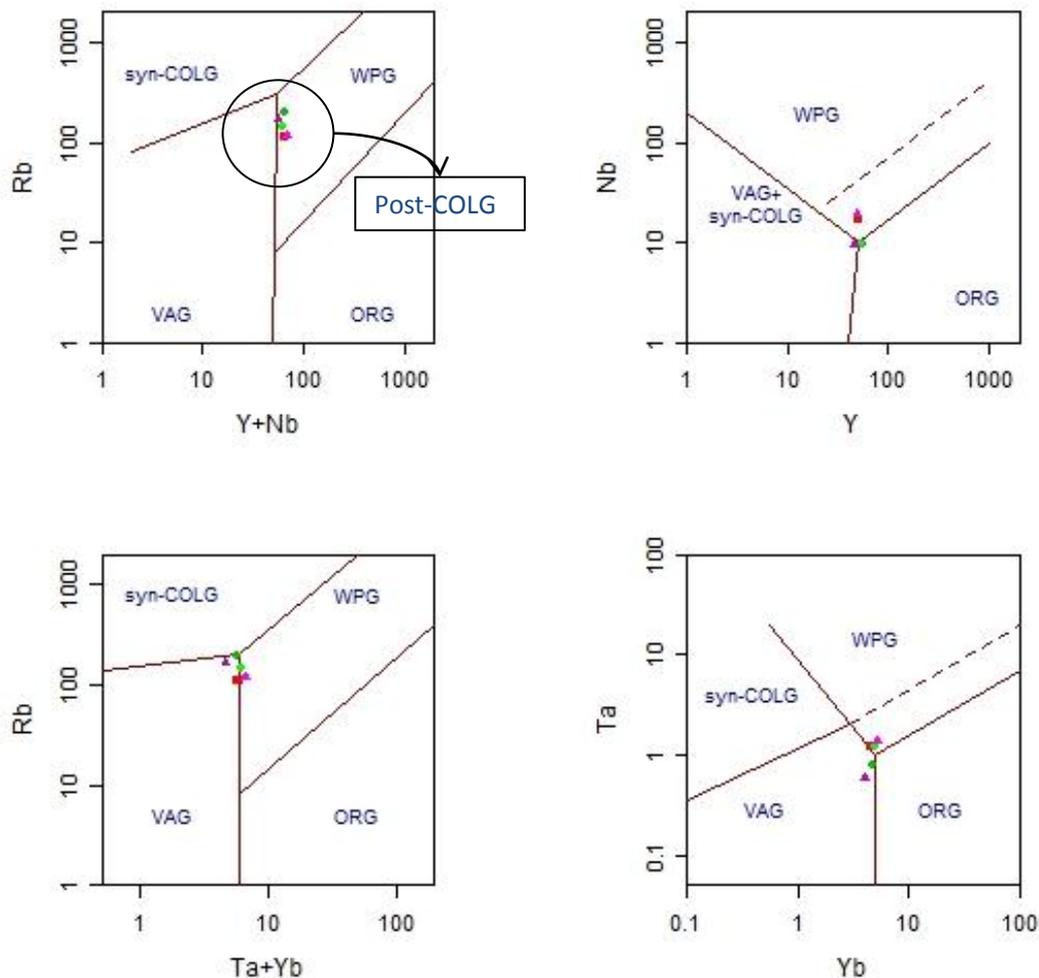


Figura 5D.9: Diagramas de discriminación tectónica de granitos de Pearce *et al.* (1984), donde WPG = granitos de intraplaca, syn-COLG = granitos sin-colisionales, post-COLG = granitos post-colisionales, ORG = granitos de dorsal oceánica y VAG = granitos de arco volcánico. Todos los valores están expresados en ppm. (a) Diagrama Rb vs. (Y + Nb). (b) Diagrama Nb vs. Y. (c) Diagrama Rb vs. (Ta + Yb). (d) Diagrama Ta vs. Yb.

## CAPÍTULO 6

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

#### 1) Estructura

##### a) Identificación de los litotipos:

El primer resultado ha sido la identificación de diversos litotipos entre las rocas del área de estudio, lo que surge del reconocimiento de campo y del análisis petrográfico y microtectónico. Sólo una parte de las rocas de alto grado sufrieron un retrabajamiento parcial en condiciones de baja temperatura, en régimen de cizalla no coaxial, durante un evento tardío que pudo ponerse de manifiesto a través del reconocimiento de una evolución de las texturas y el desarrollo progresivo de indicadores cinemáticos de flujo no coaxial, a partir de tramas de alta temperatura desarrolladas en cizalla coaxial dominante:

De esta investigación surge que los ortogneises augen, por su tamaño de grano y estructura mesoscópica, constituyen una roca de alto grado que presenta una deformación compleja, posiblemente una estructura de pre-cizalla en dominio no cizallado (*cf.* Carreras et al., 2005). Esta deformación precedió el desarrollo de los gneises bandeados rectilíneos de alto grado. Las evidencias apuntan a que dichos ortogneises augen, aunque más deformados, están presentes desde Rincón del Indio hasta La Barra, y son parcialmente visibles en Montoya y Punta de Piedras. Serían los mismos que los augen-gneises de la península de Punta del Este, solo que más achatados. Los ortogneises augen son los de menor deformación finita relativa, y por tanto los menos evolucionados (Figura 6.1). La actitud de la foliación de estos ortogneises es similar a la de los gneises bandeados rectilíneos.

Se plantea como dificultad el cómo pasamos de este ortogneis augen estirado al gneis bandedo rectilíneo, de grano mucho más fino. Esa transición no queda clara; más bien parece que partes del ortogneis augen se intercalan con ortogneises bandeados rectilíneos (*cf.* La Barra).

Ese ortogneis (augen) está involucrado en la estructura de interferencia sigmoide generada por anisotropía de la deformación, que afecta principalmente a los gneises bandeados rectilíneos, y se encuentra en particular en el centro de los dominios de baja deformación (a veces).

##### b) Identificación de interferencias de pliegues del bandedo:

La geometría de los trenes de pliegues asimétricos de tipo 2, en el bandedo rectilíneo uniforme, siempre formando "Z", es consistente en toda el área de estudio. La geometría final de los pliegues pre-cizalla es modificada por el apretamiento ("*tightening*") durante la cizalla más localizada. De acuerdo con modelos como los aplicados para los gneises migmatíticos de Cap de Creus (Carreras et al., 2005), estos pliegues ya se producen simétricamente fuera de la zona de alta deformación, y se tornan asimétricos a medida que ingresan en la zona de alta deformación. Esto no ocurre por el hecho de producirse cizalla no coaxial, sino porque al achatarse los pliegues a partir de una posición cualquiera, en la zona de alta deformación, estos giran y se tornan asimétricos. Esto no significa que se puedan utilizar como indicadores cinemáticos.

Se comprobó que los pliegues intrafoliares de tipo 1 se formaron inicialmente como anisotropías en el flujo dúctil por cizalla coaxial, pero luego evolucionaron a pliegues sin raíz, debido a la componente de cizalla simple. La generación de estos pliegues es intermitente en la cizalla. Estos pliegues intrafoliares son frecuentemente cortados por la propia foliación milonítica en desarrollo. No obstante, se aprecia una interferencia de pliegues entre los de tipo 1 y 2 (p. ej., pliegues isoclinales replegados por el tipo 2). Estas deformaciones se forman por mecanismos diferentes: los de tipo 1 se generan por cizallamiento general (puro y simple) heterogéneo, mientras que los de tipo 2 se producen por flexión elastoplástica del bandeado (alabeo) (Ramsay & Huber, 1987; Fossen, 2010).

Se interpreta una compartimentación interactiva, durante la deformación progresiva, permitiendo el desarrollo de una componente de cizalla simple, en el flujo dúctil que afecta el bandeado rectilíneo de los gneises finos (striped-gneises). Este flujo por cizalla simple alternaría con contracción general, representada por el desarrollo de pliegues de alabeo del bandeado rectilíneo (tipo 2), en toda el área.

## **2) Análisis geométrico del bandeado y la lineación de agregado mineral**

El análisis geométrico del bandeado de alta temperatura (Sb) resultó consistente en toda el área de estudio, indicando una orientación promedio N70°E, 65°NW. No obstante, una caracterización más detallada de los pliegues y sigmoides mesoscópicos que afectan al bandeado, sugiere una interferencia entre flujo paralelo y acortamiento. Eso permitió establecer la presencia de zonas de cizalla, no muy localizadas, con orientación groseramente N40°E, 70°NW. Así lo confirman los drag-folds en el afloramiento PE-17 (Punta de Piedras). La estructura representada permite caracterizar la orientación de flancos cortos (N130°) y flancos largos (N70°) de los sigmoides de interferencia.

El análisis geométrico de la lineación mineral de agregado se mostró consistente, pero variando levemente entre los diferentes afloramientos. No obstante, en el afloramiento PE-16 (Manantiales), se comprueba el desarrollo de una guirnalda según planos mayores, lo cual se interpreta como una dispersión de la lineación por un evento posterior al que le da origen, posiblemente las zonas de cizalla deslocalizadas orientadas groseramente N40°E, o bien los pliegues de alabeo de tipo 2.

## **3) Indicadores cinemáticos de vorticidad de flujo dúctil**

- De alta temperatura

No queda claro aún si parte de los indicadores de vorticidad de flujo descritos se involucraron ya desde condiciones de alto a medio grado (p. ej., *foliation-fish* de feldespatos). Falta un buen número de láminas delgadas orientadas, seleccionadas en cada uno de los litotipos para poder resolver esa pregunta. No obstante, basándose en microestructuras presentes (tales como los ribbons de cuarzo alargados monocristalinos) todo parece indicar que en condiciones de alta temperatura el flujo dúctil era principalmente coaxial, y por tanto no se formaron porfiroclastos rotados ni *foliation-fish*.

- De baja temperatura

Estos indicadores cinemáticos fueron hallados ya al final del trabajo de campo, lo cual no permitió realizar un muestreo para L.D. orientadas adecuado. No obstante, dado el número de evidencias a

escala mesoscópica, y la contundencia cinemática reconocida estadísticamente, fue posible inferir un sentido de cizalla dextral para las últimas milonitas que se formaron.

Por la misma razón que no se contó con láminas delgadas de esas milonitas de supuesta menor temperatura, no se pudo verificar las asociaciones minerales presentes, ni las microestructuras diagnósticas de mecanismos de deformación compatibles con el desarrollo de ese sistema de porfiroclastos.

#### **4) Evolución tectónica**

Existe una relación causal entre los diferentes litotipos encontrados, los cuales se suponen deformarse en sucesión por deformación progresiva y también episódica, desde las condiciones de más alto grado a condiciones de bajo grado durante la exhumación del complejo gnéisico. Se reconocen intercalaciones tectónicas entre los diferentes litotipos descritos.

Por tanto, de las conclusiones obtenidas anteriormente y de las observaciones de campo se propone un modelo evolutivo para el área de estudio en la Figura 6.1.

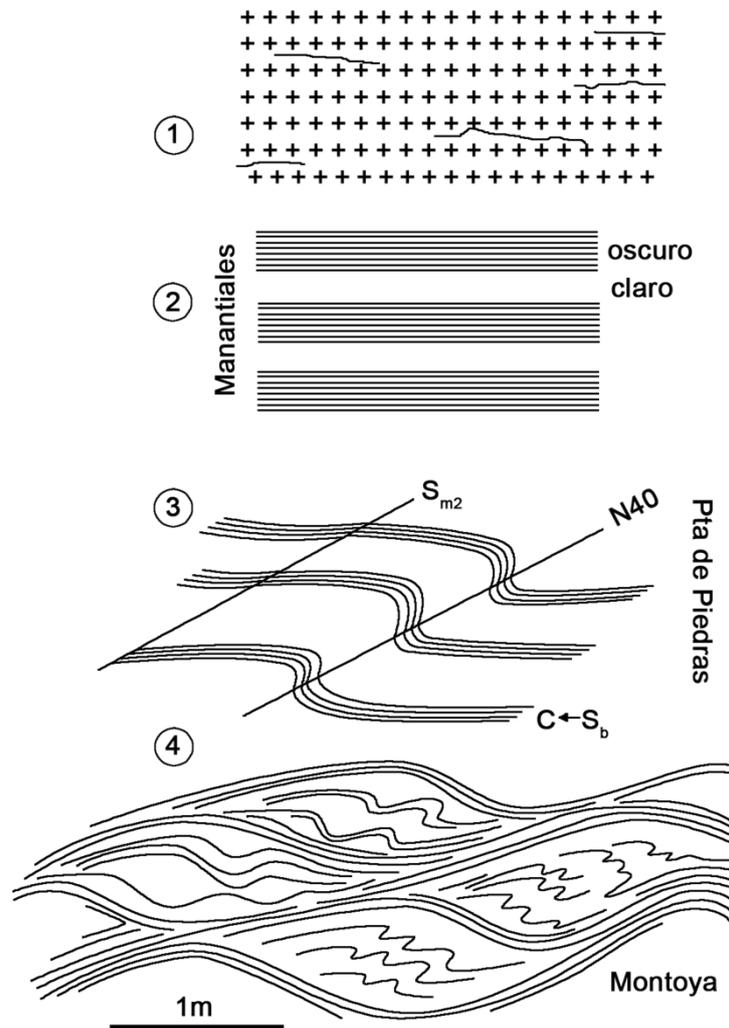


Figura 6.1: Modelo evolutivo propuesto para el área de estudio. La primer etapa asume un ortoderivado con cierta deformación; la segunda etapa consiste en la generación de la foliación principal (E-W) debido a la deformación de alto grado metamórfico (la mejor evidencia de esta etapa se muestra en los afloramientos de Manantiales); la tercer etapa está evidenciada por la generación de microfallas de alivio (N220°), la mejor evidencia se encuentra en los afloramientos de Punta de Piedras; y una cuarta etapa de compartimentación de la deformación, donde se producen zonas de alta y baja deformación (sigmoides). En los afloramientos de Montoya se encuentran las evidencias más claras de esta fase.

## 5) Protolito

El objetivo de los análisis geoquímicos y en microscopio electrónico de barrido, fue principalmente levantar dudas sobre la existencia de un origen paraderivado para ciertas bandas enriquecidas en granate y sillimanita de los gneises bandeados rectilíneos. Existía la presunción de la ocurrencia de un bandeo compuesto, de muy alta deformación, en el cual una parte sería derivada de rocas sedimentógenas (p.ej., metapelitas y metapsamitas), y otra parte producto de la milonitización de inyecciones graníticas sincinemáticas.

En el análisis en microscopio electrónico de barrido no se encontraron minerales característicos asociados a orígenes orto ni paraderivados.

Sin embargo, el resultado de los análisis geoquímicos muestra que no existiría tal bandeo compuesto, y que la diferenciación composicional estaría vinculada a mecanismos de separación durante la milonitización, en bandas más ricas y más pobres en biotita, a partir de un granito u ortogneis milonitizado. Asimismo, la inyección repetidas veces de granitoides (tipo S) de fusión parcial, en la zona de alta deformación, fue sugerida por Masquelin (2002). Esto traería como consecuencia el aumento paulatino de la aluminosidad de la roca, permitiendo la cristalización abundante de silicatos de alumina (e.g., sillimanita, disteno) y granate, sin que necesariamente se deba considerar el protolito como derivado de metapelitas o metapsamitas.

Además, las evidencias estructurales mesoscópicas indican la probabilidad de que el protolito de los gneises bandeados rectilíneos sea el propio augen-gneis de Punta del Este.

Las evidencias litogeoquímicas van en el mismo sentido, quedando establecido que el origen es esencialmente ortoderivado (tipo S), pese a derivar de una proveniencia cuarzosa. Se analizaron muy pocas muestras para mostrar tendencias de fraccionamiento en los diagramas de Harker. No obstante, todas las muestras parecen alinearse en un trend negativo en relación a  $Al_2O_3$  y  $FeO^T$ , lo cual sugiere que todas las muestras están ligadas por un mismo proceso petrogenético.

En el diagrama De la Roche et al. (1980) los gneises bandeados, menos alterados, que pueden ser ploteados, se clasifican como granodiorita. La consistencia de misma fuente petrogenética se verifica con el diagrama de tierras raras. En todas las muestras, hay coincidencia de la anomalía negativa de Eu, sugiriendo cristalización fraccionada de Plagioclasa, lo cual es un proceso ígneo característico.

Por otra parte, queda establecido que se trata de una fuente enriquecida en Ba y empobrecida en Rb y Sr. Estos elementos faltantes pudieron pasar masivamente a fundidos parciales que ya no se encuentran en el lugar.

En el diagrama AFM, la serie magmática resultante parece ser típicamente calcoalcalina. Se constata también un bajo contenido (%) de sodio, lo que reduce a los granitoides fuente al tipo S. El bajo contenido de hierro permite clasificarlos como granitoides cordilleranos (Figura 2.1d) y no del tipo hot-spot.

Finalmente, en los diagramas de discriminación geotectónica de Pearce *et al.* (1984) y Pearce (1996), se muestra agrupamiento de valores en el límite entre los campos de granitoides intraplaca, granitoides de arco magmático y granitos post-colisionales.

**BIBLIOGRAFÍA****A**

Allmendinger, R. W., Nelson, K. D., Potter, C. J., Barazangi, M., Brown, L. D., & Oliver, J. T. (1987). Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15(4), 304-310.

Almeida, F.F.M. de, Amaral, G., Cordani, U.G. & Kawashita, K. (1973). The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin. In: Nairn & Stelhi, (eds.), *The Ocean Basins and Margins*, Plenum Press, New York, 1: 411-446.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y, & Brito Neves, B. (1976). The Upper Precambrian of South America. *Boletín del Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo*, 7:48-80.

Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J., & Viljoen, R. P. (1969). A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geological Society of America Bulletin*, 80(11), 2175-2200.

Ashworth, J.R. (1985). Introduction. In: Ashworth, J.R. (Ed.) *Migmatites*. Blackie, Glasgow, UK, pp. 1-35.

**B**

Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R., & da Silva, L. C. (1996). Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24(5), 439-442.

Basei, M.A.S., Siga, J.R., Harara, O., Preciozzi, F., Sato, K. & Kaufuss, G. (2001). Precambrian terranes of African affinities in the southern part of Brasil and Uruguay. En: III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Pucón, pp. 98-101.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F. & Jacob, J. (2005). A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, 139 : 195-221.

Basei, M.A.S., Peel, E., Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F. & Nutman, A.P. (2011). The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Rio de la Plata Craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 289-304.

Bhatia, M. R. & Crook, K. A. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and petrology*, 92(2), 181-193.

Bohlen, S. R. (1987). Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *The Journal of Geology*, 617-632.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Colección Ciencias, N°2. Publicaciones UdelaR, Montevideo.

Bossi, J. (1983). Breve reseña sobre el conocimiento geológico del Escudo Predevoniano en Uruguay (Sud América). *Zbl. Geol. Palön* 1(3-4): 417-429.

Bossi, J., Fernández, A. & Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Investigación Facultad de Agronomía, Montevideo*, 78: 1-84.

Bossi, J., Ferrando, L.A. & Albanell, H. (1967). Basamento cristalino del sureste del Uruguay. En: II Simposio Internacional sobre Deriva Continental, Montevideo, pp. 60-72.

Bossi, J. & Ferrando, L.A. (1969). Primer esquema Estratigráfico Geocronológico para el Predevoniano del Uruguay. Facultad de Agronomía. Montevideo.

- Bossi, J. & Navarro, R. (1988). Serpentinitas cromíferas pre-orogénicas en el Ciclo Orogénico Moderno de Uruguay. Primera reunión de Geología del Uruguay, Actas, pp. 91-95.
- Bossi, J. & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico inferior del Uruguay. En: Gutiérrez, J., Saavedra, J., Rábano, I. (1992). Paleozoico inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, Alicante, pp. 343-356.
- Bossi, J. & Campal, N. (1993). El Cinturón Cuchilla Dionisio: Evento Brasileño uruguayo. Primer simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. Guía de excursiones. Facultad de Agronomía-DINAMIGE, pp. 41-56. Minas, La Paloma.
- Bossi, J., Preciozzi, F. & Campal, N. (1993c). Predevoniano del Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE, Montevideo, pp. 1-50.
- Bossi, J. & Gaucher, C. (2004). The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay; an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW Gondwana; Gondwana Research, 7 (3): 661-674.
- Bossi, J. & Schipilov, A. (2007). Rocas ígneas básicas del Uruguay. Facultad de Agronomía, Montevideo, pp. 1-364.
- Bossi, J. & Gaucher, C. (2014). Terreno Cuchilla Dionisio: bloque meridional. En: Bossi, J. & Gaucher, C. (Eds.), Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico, págs. 355-376. Montevideo.
- Boullier, A. M., & Bouchez, J. L. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. Bulletin de la Société géologique de France, (3), 253-262.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P. (Ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier, New York, pp: 63-114.
- Breton, B., McMullan, D. & Smith, K. (Eds.) (2004). Advances in Imaging and Electron Physics: Sir Charles Oatley and the Scanning Electron Microscope. Vol. 133. Elsevier, Academic Press.
- Bucher, K. & Frey, M. (1994). Petrogenesis of metamorphic rocks (Complete Revision of Winkler's Textbook) (6° edition), Springer - Verlag, 318 p. 93 figs., 28 tab.

## C

- Campal, N. & Gancio, F. (1993). Asociación volcánicas-piroclásticas de los Cerros de Aguirre (Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasileño en el Uruguay. Guía de excursiones del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. La Paloma, DINAMIGE-Facultad de Agronomía.
- Campal, N. & Schipilov, A. (2005). La Formación Cerros de Aguirre: evidencias de magmatismo Vendiano en el Uruguay. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 12, 161-174.
- Carreras, J., Druguet, E., & Griera, A. (2005). Shear zone-related folds. Journal of Structural Geology, 27(7), 1229-1251.
- Caorsi, J. & Goñi, J. (1958). Geología uruguaya. Boletín del Instituto Geológico del Uruguay, 37: 1-73, Montevideo.
- Cawood, P. A. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Earth-Science Reviews, 69(3), 249-279.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1984). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. En Xu Keqin & Tu Guangchi (Eds.) Geology of granites and their metallogenic relations, pp. 87-101. Science Press, Beijing.

Chemale Jr, F. (2000). Evolução Geológica do escudo sul-rio-grandense. Em: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.) Geología do Rio Grande do Sul: Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Collerson, K.D. (1974). Descriptive microstructural terminology for high-grade metamorphic tectonites. Geological Magazine, 111(04), 313-318.

Coney, P. J., Jones, D. L., & Monger, J. W. (1980). Cordilleran suspect terranes. Nature, 288(5789), 329-333.

Coutinho, J M V, Krätner, H G, Sassi, F.P., Schmid, R, & Sen, S. A. (2007). Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.

Coward, M. P. (1976). Strain within ductile shear zones. Tectonophysics, 34(3), 181-197.

Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V. & Washington, H.S. (1902). The quantitative classification of igneous rocks. J. Geol., 10, 555--690.

Culshaw, N.G. & Fyson, W.K. (1984). Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth. Journal of Structural Geology, vol. 6, pp. 663-668.

## D

Davis, G. H., Reynolds, S. J. & Kluth, C. (1996). Structural geology of rocks and regions. New York: Wiley.

De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analysis – its relationship with current nomenclature. Chem. Geol. 29: 183-210.

Dudek, A., Coutinho, J.M.V., Desmons, J., Krätner, H.G., Sassi, F., Schmid, R. & Sen, S. (2001). Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology: Amphibolite and Granulite. Sub-Commission on the Nomenclature of Metamorphic Rocks, IUGS.

## E

El-Enen, M.M.A. (2011). Geochemistry, provenance, and metamorphic evolution of Gabal Samra Neoproterozoic metapelites, Sinai, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 59(2), 269-282.

El-Naby, H.A., & Frisch, W. (2006). Geochemical constraints from the Hafafit Metamorphic Complex (HMC): Evidence of Neoproterozoic back-arc basin development in the central Eastern Desert of Egypt. Journal of African Earth Sciences, 45(2), 173-186.

Elizalde, G., Eugui, W., Verdesio, J., Stapff, M. & Telechea, J. (1970). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000, 3, Segmento Aceguá, Sector XXX. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo, Uruguay.

Eskola, P. (1921). The mineral facies of rocks, Norsk. Geol. Tidsskr., 6: 143-194.

Eskola, P. (1952). On the granulites of Lapland: American J. of Science, Bowen Volume: 133-171.

## F

Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. (1995b): Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul – rio - grandense.

Parte II: Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas, *Revista Brasileira de Geociências* São Paulo 25(4): 375-384.

Ferrando, L., & Fernández, A. (1971). Esquema tectónico – cronoestatigráfico del predevoniano en Uruguay, in XXV Congreso Brasileiro de Geología: Brazil, San Paulo, v. 1, p. 199–210.

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press.

Fragoso Cesar, A.R.S. (1980). O Cráton do rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. En: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 5: 2879-2892.

Fragoso Cesar, A. R. S., & Soliani Jr, E. (1984). Compartimentação tectônica do Cráton Rio de La Plata. In 33 Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 5). Rio de Janeiro: SBG.

Fragoso Cesar, A.R.S., Figueiredo, M.C.H. & Soliani, E. Jr. (1986). O Batolito Pelotas (Proterozoico superior-Eopaleozoico) no Escudo Rio Grande do Sul: XXXIV. Congresso Brasileiro de Geología: Goias, v. 1, p. 1322–1343.

Fragoso Cesar, A.R.S., Machado, R., & Gomez Rifas, C. (1987). Observações sobre o cinturao Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do R.G do Sul: Curitiba, III Simposium Sul-Brasileiro de Geologia, v. 2, p. 791–809.

Frimmel, H. E., & Basei, M. A. S. (2006). Tracking down the Neoproterozoic connection between Southern Africa and South America—a revised geodynamic model for SW-Gondwana amalgamation. En: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este, Uruguay (pp. 94-97).

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42, 2033–2048.

## G

Gaucher, C., Finney, S.C., Poiré, D.G., Valencia, V.A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K. & Gómez Peral, L. (2008b). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 167, 150-170.

Gaucher, C., Bossi, J., Frei, R., Remus, M. & Piñeyro, D. (2014). Terreno Cuchilla Dionisio: bloque septentrional. En: Bossi, J. & Gaucher, C. (Eds.), *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*, págs. 377-400. Montevideo.

Goldstein, J. & Yakowitz, H. (Eds.) (1975). *Practical Scanning Electron Microscopy: Electron and Ion Microprobe Analysis*. Plenum Press, Nueva York.

Gómez Rifas, C. (1995). A Zona de Cizalhamento sinistral de Sierra Ballena no Uruguai. Tesis de doctorado, IG-USP, São Paulo, pp. 1-243, 5 mapas.

Goñi, J. (1958). Consideraciones sobre la estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico uruguayos. *Boletín de la Sociedad Brasileira de Geología*, 7: 91-97.

Goñi, J., Goso, H. & Isler, (1962). Estratigrafia e Geologia Economica do Pre-Cambriano o EoPaleozoico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense Avulso da escolar de Geologia. Universidade do RGS, Porto Alegre, v.3, p. 1-105.

Goñi, J. & Hoffstetter, R. (1964). Uruguay. *Lexique Stratigraphique International*, vol. V, Amérique Latine. Fasc. 9, CNRS.

Goscombe, B., & Gray, D. R. (2007). The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: outboard arc-terranes and tectonic significance. *Precambrian Research*, 155(1), 139-158.

Goso, C. (Ed.) (2014). Nuevas miradas a la problemática de los ambientes costeros. DIRAC. Montevideo, Uruguay.

Gross, A.O.M.S., Droop G.T.R., Porcher, C.C. & Fernandes L.A.D. (2009). Petrology and thermobarometry of mafic granulites and migmatites from the Chafalote Metamorphic Suite: new insights into the Neoproterozoic P-T evolution of the Uruguayan-Sul-Rio-Grandense Shield. *Precambrian Research*, 170: 157–174.

Guillemin, C. (1911). Zür Geologie Uruguays. *Zeitschr. Deutsch Geol. Ges.*, Berlin, Bd. 63, N°4, pp. 203-220.

## H

Haugenau, F., Hawkes, P. W., Hutchison, J. L., Satiat-Jeunemaître, B., Simon, G. T., & Williams, D. B. (2003). Key events in the history of electron microscopy. *Microscopy and Microanalysis*, 9(02), 96-138.

Hallinan, S., Mantovani, M., Shukowsky, W. & Braggion Jr. I. (1993). Estrutura do escudo sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23(3):201-214.

Hanmer, S., & Passchier, C. W. (1991). Shear sense indicators: a review.

Hart, S. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. *Geological Soc. Am. Annual meeting*, 86, San Francisco.

Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A. & McNaughton, N. (2002). Zircon and titanite U-Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Río de la Plata Craton, Uruguay. *Journal South American Earth Sciences*, 15:229-236.

Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357.

Hasui, J., Carneiro, C., & Coimbra, A. (1975). The Ribeira Folded belt: *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 5, p. 257–266.

Hawkes, P. W. (Ed.). (1985). *The beginnings of electron microscopy* (Vol. 16). Academic Press.

Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M., & Takeshita, T. (2001). Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *Journal of Structural Geology*, 23(1), 67-80.

Hirth, G. & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J Struct Geol* 14:145–159.

Hobbs, B. E., Means, W. D. & Williams, P. F. (1981). *Geología estructural*. Omega, Barcelona.

Hobbs, B. E. (1985). The geological significance of microfabric. In: Wenk, H. R. (ed) *Preferred orientation in deformed metals and rocks*. Academic Press, New York. Capítulo 22: 463-484.

Holdaway, M. J. & Lee, S. M. (1977). Fe-Mg Cordierite Stability in High-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 63: 175-198.

## I

Ingles, J. (1985). Theoretical and natural strain patterns in ductile simple shear zones. *Tectonophysics*, 115(3), 315-334.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth. Sci.* 8: 523-548.

**J**

Jost, H. (1981). *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. PhD thesis, University of Athens, Georgia, USA.

Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006). Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrology*, 47 (6):1255-1259.

**K**

Kennedy, W.Q. (1964). The structural differentiation of Africa in the Pan-African ( $\pm 500$  My) tectonic episode. *Leeds Univ. Res. Inst. Afr. Geol. Annu. Rep.*, 8, 48-49.

Knipe, R.J. (1989). Deformation mechanisms - Recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, 11(1/2): 127-146.

Koralay, O.E., Dora, O.Ö., & Chen, F. (2004). Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) area, Eastern part of the Ödemiş-Kiraz submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(1), 37-61.

Kornprobst, J. (2002). *Metamorphic Rocks and Their Geodynamic Significance. A Petrological Handbook. Petrology and Structural Geology Series Vol. 12.*

Kröner, A. (1977). Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa—ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40(1), 101-135.

**L**

Lambert, R. (1941). Estado actual de los conocimientos sobre la geología de la República Oriental del Uruguay. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 29: 1-89, Montevideo.

Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., McNaughton, N. J., Soliani Jr, E., Koester, E., Santos, J. O. S., & Vasconcellos, M. A. Z. (2000). Zircon U–Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(8), 739-750.

Lenz, C. (2010). *Evolução do magmatismo neoproterozóico registrado nos ortogneisses Cerro Bori, Cinturão Dom Feliciano no Uruguai*. Unpubl. [Ph.D. thesis]: Porto Alegre, UFRGS, p. 1–195.

Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Koester, E. & Masquelin, H. (2011). Magmatic and metamorphic U-Pb SHRIMP ages in zircons for the Cerro Olivo Gneissic Complex orthogneisses – Dom Feliciano Belt in Uruguay. *Precambrian Research*, 185: 149-163. ISSN 0301-9268.

Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Conceição, R.V. & Masquelin, H. (2012). Geochemistry of the Neoproterozoic (800-767 Ma) Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, [doi: 10.1007/s00710-012-0244-4].

Lisle, R. J., & Leyshon, P. R. (2004). *Stereographic projection techniques for geologists and civil engineers*. Cambridge University Press.

Lloyd, G. E., & Hall, M. G. (1981). Application of scanning electron microscopy to the study of deformed rocks. *Tectonophysics*, 78(1), 687-698.

Lusa, M., Philipp, R.P., & Nardi; L.V.S. (2010). Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(2): 151-166.

**M**

MacMillan, J. (1931). Notas sobre el complejo arcaico uruguayo. *Revista del Instituto de Geología y Perforaciones*, 1: 3-7, Montevideo.

MacMillan, J. (1933). Terrenos Precámbricos del Uruguay (Carta geológica escala 1/50.000). *Boletín del Instituto Geológico y de Perforaciones*, 18: 1-61, 1 mapa.

Mandal, N., Fujino, K., & Samanta, S. K. (1997). Development of quartz ribbons in quartzofeldspathic granulites. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 106(4), 225-236.

Martínez Catalán, J.R. (2001). *Geología estructural y dinámica global*. Dep. de Geología, Univ. De Salamanca.

Masquelin, H. (1990). Análisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. *Acta Geologica Leopoldensia*, 30: 139-158. São Leopoldo. ISSN 0102-1249.

Masquelin, H. (1999). *Geología y recursos minerales del terreno Punta del Este, suereste del Uruguay*. Proyecto CSIC 99/C25, inédito. INGEPA, Fac. de Ciencias, 32p.

Masquelin, H. (2002). *Evolução estrutural e metamórfica do Complexo Gnáissico "Cerro Olivo", Sudeste do Uruguai*. Tese de Doutorado (PhD). Tomo 1: 1-227, tomo 2: 1-117, 1 mapa. Curso de Pós-graduação em Geologia, UFRGS.

Masquelin, H. (2004). El Complejo Cerro Olivo, Sureste de Uruguay: Una revisión estratigráfica y tectónica. En: *IV Congreso Uruguayo de Geología*. Resúmenes nº 20 [CD-ROM].

Masquelin, H. (2006). El Escudo Uruguayo. En: Ubilla, M. & Veroslavsky, G. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay, geología, paleontología y recursos minerales: Paleozoico*. DIRAC, Facultad de Ciencias – UdelaR, tomo 3: 37-206. Montevideo.

Masquelin, H., & Tabó, F. (1990). Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay, Hoja Chafalote, Escala 1:100.000: DI.NA.MI.GE/Fac. de Agron. Fac. de H. y Ciencias, p. 1–20.

Masquelin, H., Silva, A.O.M., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D. & Morales, E. (2001). Geología y geotermobarometría de la Suite Metamórfica Chafalote, basamento prebrasiliano, Sudeste de Uruguay. En: *Congreso Latinoamericano de Geología*, 11. Montevideo (Noviembre 2001), Actas nº 191 [CD-ROM].

Masquelin, H., Fernandes, L.A.D., Lenz, C., McNaughton, N.J. & Porcher, C.C. (2011). The Cerro Olivo Complex: A Pre-Collisional Neoproterozoic Magmatic Arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10): 1161-1183. ISSN 0020-6814.

Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4), 321-355.

Moore, A.C. (1970). Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. *Lithos* 3, 123-127.

**N**

Newton, R.C. (1987). Petrologic aspects of Precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. En: Kröner, A. (Ed.) *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Am. Geophys. Union Geodynamics Series. 17:11-26.

Norman, M.D., Leeman, W.P., & Mertzman, S.A. (1992). Granites and rhyolites from the northwestern USA: temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2), 71-81.

Núñez, P. (2014). Caracterización geológica de la porción sur de la Formación Barriga Negra y las relaciones con su basamento. Tesis de grado. Facultad de Ciencias, Universidad de la República.

**O**

O'Brien, P.J. & Rötzler, J. (2003). High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(1): 3-20.

Ogenhall, E. (2010). Geological Evolution of the Supracrustal Palaeoproterozoic Hamrånge Group: A Svecofennian Case Study. *Acta Universitatis Upsaliensis. Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 738: 53.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Heidelberg, F., Wemmer, K. & Siegesmund, S. (2015). Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone, Uruguay: kinematics, deformation conditions and tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences*.

Oyhantçabal, P. (2005) The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay. PhD Thesis.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Science*, Volume 100, Numbers 2-3, 201-220 DOI: 10.1007/s00531-010-0580-8.

**P**

Passchier, C.W (1986b). Flow in natural shear zones: the consequences of spinning flow regimes. *Earth Plan et Sci Lett* 77:70-80.

Passchier, C. W. (1987). Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow—a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 9(5), 679-690.

Passchier, C. W. (2001). Flanking structures. *Journal of Structural Geology*, 23(6), 951-962.

Passchier, C.W. & Simpson, C. (1986). Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.* 8:831-844.

Passchier, C. W., Myers, J. S. & Kröner, A. (1990b). *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer-Verlag.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Segunda edición, Springer-Verlag, Berlin.

Passchier, C., & Coelho, S. (2006). An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research*, 10(1), 66-76.

Pearce, J.A. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.

Pearce, J.A., Harris, N.W. & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* 25: 956-983.

Philipp, R.P. & Machado, R. (2001). Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Ver. Bras. Geociências*, 31, 257-266.

Piazolo, S. & Passchier, C. W. (2002). Controls on lineation development in low to médium grade shear zones: A study from the Cap de Creus peninsula, NE Spain. *Journal of Structural Geology*, 24: 25-44.

Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira Orogen of Pan-African-Brasilano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* 57: 237–268.

Preciozzi, F., Spoturno, J., & Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1: 2.000. 000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Montevideo.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. & Rossi, P. (1985). Memoria explicativa de la carta geológica del Uruguay a escala 1: 500.000. DINAMIGE.

Preciozzi, F., Masquelin, H. & Basei, M.A.S. (1999). The Namaqua – Grenville Terrane of Eastern Uruguay. En: II South-American Symposium on Isotope Geology. Carlos Paz (oct. 1999). SEGEMAR, Extended abstracts [CD-ROM].

Prior, D. J., Boyle, A. P., Brenker, F., Cheadle, M. C., Day, A., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G. H., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N. E., Trimby, P., Wheeler, J. & Zetterström, L. (1999). The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, Vol. 84, 1741-1759.

## R

Ragan, D. M. (1980). *Geología estructural: introducción a las técnicas geométricas*. Editorial Omega.

Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures* (Vol. 2). Academic press.

Reed, S. J. B. (2005). *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge University Press.

Richardson, S. W. (1968). Staurolite stability in a part of the system Fe – Al – Si – O – H. *Journal of Petrology*, Vol. 9, Part 3: 467-488.

Rodenburg, J. M. (Ed.) (1997). *Electron Microscopy and Analysis*. Proceedings of the Institute of Physics Electron Microscopy and Analysis Group Conference, Cavendish Laboratory, University of Cambridge.

Roser, B.P., & Korsch, R.J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. *The Journal of Geology*, 635-650.

Roser, B.P., & Korsch, R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical geology*, 67(1), 119-139.

Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M. & Schiefelbein, I.M. (2007). *Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology*. John Wiley & Sons.

## S

Sánchez Bettucci, L., & Mezzano, A. (1993). Análisis Sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (Ex-Grupo Rocha): *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 23, p. 323–329.

Sánchez Bettucci, L.; Peel, E. & Masquelin, H. (2010). Neoproterozoic tectonic synthesis of Uruguay. *International Geology Review*, 52: 1, 51-78.

Sawyer, E.W., Cesare, B. & Brown, M. (2011). When the Continental Crust Melts. *Elements*, 7, 229-234.

Sedgwick, A. & Murchison, R.I. (1835). On the Silurian and Cambrian Systems, exhibiting the order in which the older sedimentary strata succeed each other in England and Wales. *The London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Science*, 7: 483-485.

Severin, K. P. (2004). *Energy dispersive spectrometry of common rock forming minerals*. Kluwer Academic.

Silva, A.J.F., Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., Nogueira Neto, J.A., Santos, T.J.S., & Silva, F.D.O. (2014). Petrographical and geochemical signatures of the Granja paragneisses (Médio Coreau Domain, NW Ceará, Brasil). *Estudios Geológicos*, 70(2), 10-3989.

Simpson, C., & De Paor, D. G. (1993). Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15(1), 1-20.

Soliani Jr, E., Fragoso Cesar, A.R.S., Teixeira, W., & Kawashita, K. (1984). Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. In 33 Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 5). Rio de Janeiro: SBG.

Soliani Jr, E. (1986). Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Spoturno, J., Oyhantçabal, P. & Loureiro, J. (2012). Memoria del mapa geológico del departamento de Maldonado a escala 1:100.000. DINAMIGE-Facultad de Ciencias.

Spry, A. (1969). *Metamorphic Textures*. Pergamon. Oxford.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), 171-190.

## T

Tarney, J., & Jones, C. E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the geological society*, 151(5), 855-868.

Taylor, S. R. (1977). Island arc models and the composition of the continental crust. *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, 325-335.

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241-265.

Trouw, R. A., Passchier, C. W., & Siersma, D. (2009). *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Springer Science & Business Media.

## U

Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades estroncio-rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 25,138–151.

Urai, J., Means, W.D. & Lister, G.S. (1986). Dynamic recrystallization of minerals. En: Heard, H.C. & Hobbs, B.E. (Eds.) *Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume*. *Geophys. Monogr.*, 36:161-200, American Geophysical Union, Washington D.C.

## V

Vernon, R.H. (1976). *Metamorphic processes*. London, New York.

Vernon, R.H. (1978). Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectic intergrowth of andalusite, biotite and quartz. *Lithos*, 11, 283-9.

Vernon, R.H. (1991b). Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, 13, 979-985.

Vernon, R.H. (2010). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press.

**W**

Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. Revista del Instituto Nacional de Agronomía, Ila Serie (3): 3-67, Montevideo.

Walther, K. (1927). Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural, aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. Instituto de Geología y Perforaciones. Boletín 10: 1-381, Montevideo.

White, A.J.R. (1971). Comments on granulite. Neue Jahrb. Miner. Monats: 116-118.

Wilson, C.J.L. (1975). Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 968-974.

Winter, J.D. (2010). An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Second Edition. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey

**Y**

Yardley, B.W., MacKenzie, W.S. & Guilford, C. (1990). Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman Scientific & Technical.