



Petrografía y Geoquímica de las Anfibolitas de Formación Montevideo y los Ortoneises Asociados

Autora: Alejandra Pascale



Tutor de Tesis: Dr. Pedro Oyhançabal.

Setiembre 2013

Agradecimientos

Agradezco a mi tutor, Dr. Pedro Oyhançabal por su paciencia y por las innumerables y valiosas instancias de discusión. Su constante apoyo y su capacidad para guiar ha sido de gran valor no solo para el desarrollo de esta tesis, sino también en mi formación como docente e investigadora.

A los profesores, Dra. Rossana Muzio, Dra. Elena Peel e Ing. Agrom. Jorge Spoturno por los aportes y sugerencias.

Gracias a mis queridas compañeras y amigas, Judith Loureiro y Valeria Mesa por los consejos, opiniones y correcciones.

A Ignacio Figueroa por la elaboración de muchas de las secciones delgadas.

A mis amigas Carolina y Nelbis por el constante apoyo.

A Carlos y Carmen por su apoyo incondicional sobre todo en aquellos momentos que son un desafío.

Agradezco muy especialmente y dedico además este trabajo a mi esposo Sergio y a mis hijas Florencia y Lucía.

INDICE

CAPÍTULO	PÁGINA
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.2. METODOLOGÍA	2
2. MARCO GEOLÓGICO.....	4
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	4
2.2. GEOLOGÍA GENERAL DEL TERRENO PIEDRA ALTA	9
2.3. GEOLOGÍA Y ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO	10
3 GEOLOGÍA DESCRIPTIVA	14
3.1 FORMACIÓN MONTEVIDEO (BOSSI <i>ET AL.</i> 1965; OYHANTÇABAL <i>ET AL.</i> 2002).....	14
3.1.1. Secuencia Metasedimentaria.....	14
<i>Micaesquistos</i>	14
<i>Paraneises</i>	16
<i>Paranfibolitas</i>	19
3.1.2. Secuencia Volcánica	24
<i>Ortoanfibolitas</i>	24
3.2. ORTONEISES DE PUNTA CARRETAS (OYHANTÇABAL <i>ET AL.</i> 2003).	30
3.3. GRANITOS DEFORMADOS	33
3.4. DIQUES	34
3.4.1. Pegmatitas y aplitas	34
3.4.2. Lamprófidos.....	38
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	42
4.1. MESOESTRUCTURAS DE LA FORMACIÓN MONTEVIDEO.....	45
4.1.1. Pliegues	45
<i>Pliegues isoclinales</i>	47
<i>Esquistosidad de crenulación</i>	48
4.1.2. Boudines.....	49
4.1.3. Zonas de cizalla.....	52

4.2.	MESOESTRUCTURA-ORTONEISES DE PUNTA CARRETAS.....	54
4.2.1.	Foliación	54
4.2.2.	Pliegues ptigmáticos.....	55
4.2.3.	Pliegues cuspados-lobados (cusplate-lobate folds).....	56
4.2.4.	Zonas de cizalla.....	58
4.2.5.	Fallas.....	60
5	RESULTADOS PETROGRÁFICOS	63
5.1.	PETROGRAFÍA DE LAS ANFIBOLITAS	63
5.1.1.	Anfibolitas típicas	64
5.1.2.	Anfibolitas blastoporfíricas	66
5.1.3.	Anfibolitas con textura porfiroclástica.....	67
5.1.4.	Anfibolitas con piroxeno	69
5.1.5.	Anfibolitas nefríticas	71
5.2.	PETROGRAFÍA DE LOS ORTONEISES	73
5.2.1.	Minerales esenciales	73
5.2.2.	Minerales accesorios.....	74
5.2.3.	Productos de alteración: minerales de alteración	77
6.	LITOGEOQUÍMICA	79
6.1.	ANFIBOLITAS	79
6.1.1.	Diagramas Bivariantes.....	84
6.1.2.	De la clasificación de anfibolitas: diagrama TAS.	86
6.1.3.	Del grado de evolución de las metabasitas.....	88
6.1.4.	Del Ambiente Geotectónico	93
6.2.	Geoquímica de los Ortoneises	95
6.2.1.	Elementos Mayores.....	97
6.2.2.	Elementos Traza	97
6.2.3.	Clasificación Tectónica	101
7.	CONCLUSIONES	106

8. BIBLIOGRAFÍA 110

RESUMEN

El basamento cristalino del departamento de Montevideo se compone de dos unidades geológicas principales: la Formación Montevideo aflorante a lo largo de la costa, principalmente en el sector oeste del área de estudio; y los ortoneises de Punta Carretas que también afloran a lo largo de toda la costa y tienen una expresión areal considerablemente mayor. Las anfibolitas de la Formación Montevideo se dividen a escala de afloramiento en dos tipos: masivas y foliadas. Del análisis petrográfico resultan cinco tipos principales: nematoblásticas típicas, blastoporfíricas, porfiroclásticas, con piroxeno, y nefríticas de grano fino. Los análisis químicos de roca total para las anfibolitas indican composiciones basálticas de afinidad tholeítica, con características de basaltos tipo N-MORB para sus protolitos. Por otra parte, la química de los ortoneises indica que se trata de rocas ligeramente peraluminosas y con afinidad calcoalcalina de medio K. En base a las relaciones estructurales, al análisis petrográfico y la geoquímica se postula como ambiente tectónico para la Formación Montevideo el de una cuenca de tipo *back-arc*, en la cual derrames lávicos que generan los basaltos tipo N-MORB se intercalan con sedimentos volcanoclásticos y sedimentos pelágicos provenientes del continente. Posteriormente, cambios en el ángulo de subducción provocan compresión y cierre de la cuenca que lleva al emplazamiento de granitoides calcoalcalinos, posiblemente en distintas generaciones que luego se transforman en ortoneises.

1. INTRODUCCIÓN

La presente investigación constituye el Trabajo Final de Grado de la Licenciatura en Geología. A su vez, algunos de los datos presentados en este trabajo son parte de un proyecto de índole mayor el cual fuera financiado por CSIC, en el marco de la categoría de Iniciación a la Investigación y llevado a cabo bajo la tutoría del Dr. Pedro Oyhançabal. El principal objetivo del proyecto de investigación antes mencionado fue el estudio comparativo de las características geoquímicas de las metalavas básicas de la Formación Paso Severino y Formación Montevideo, unidades de edad paleoproterozoica pertenecientes al Cinturón San José-Terreno Piedra Alta.

Este trabajo procura generar información detallada sobre la petrografía, el metamorfismo y las relaciones estructurales de las litologías que integran el basamento cristalino del Montevideo. También se proporciona información inédita sobre las características geoquímicas de las rocas metamórficas de grado medio (anfibolitas y ortoneises) del sur del Uruguay. A través de esa información se pretende dilucidar la evolución geológica de la Formación Montevideo.

El área de estudio se restringe principalmente a la zona costera del departamento de Montevideo, el cual se localiza en la porción más al sur del Uruguay. El subsuelo está integrado por rocas paleoproterozoicas que pertenecen a tres unidades principales: una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada en grado medio, denominada Formación Montevideo, una segunda unidad llamada Ortoneises de Punta Carretas, y por último un conjunto de granitos deformados que constituyen la porción sur del Terreno Piedra Alta.

1.1. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es el de aportar nueva información sobre la evolución tectónica de la Formación Montevideo (Terreno Piedra Alta), durante el

Paleoproterozoico. Para esto se presentan los siguientes objetivos específicos.

PETROLÓGICOS

- Caracterización petrográfica y mineralógica mediante microscopía óptica de los litotipos presentes en el área de estudio.
- Determinación de la paragénesis metamórfica y caracterización microestructural existentes en las diferentes litologías, a los efectos de establecer las condiciones P-T alcanzadas.

ESTRUCTURALES

- Determinación de la geometría de los cuerpos.
- Determinación de las relaciones de contacto entre las rocas supracorticales de la Formación Montevideo y los Ortoneises de Punta Carretas.
- Identificación de las principales discontinuidades tectónicas (fallas y/o zonas de cizalla) y determinación de su cinemática.

GEOQUÍMICOS

- Caracterización geoquímica y tectonomagmática de los protolitos en anfibolitas y ortoneises.

1.2. METODOLOGÍA

- Etapa Preliminar de Gabinete I: incluyó la recopilación y análisis de los antecedentes, actualización bibliográfica relacionada con los temas considerados en los objetivos (interpretación de mesoestructuras, análisis microestructural, etc), por último selección de los afloramientos de mayor interés a ser relevados a escala de detalle y semidetalle.
- Etapa de Campo: se realizó el relevamiento de los afloramientos seleccionados y la identificación de las litologías presentes, determinación de las relaciones de contacto, levantamiento estructural básico

(lineaciones, fallas, zonas de cizalla, etc), muestreo para estudios petrográficos y geoquímicos.

- Etapa de Laboratorio: implicó la elaboración de secciones delgadas y frotis (pegmatitas); preparación de las muestras (selección, desagregación física y molienda) para estudios geoquímicos.
- Etapa de Gabinete II, se realizó la descripción, clasificación y análisis de las secciones delgadas y frotis realizados. Elaboración de mapas de detalle a partir del relevamiento de los afloramientos seleccionados.
- Etapa de Gabinete III, consistió en el análisis de los resultados petrográficos, cartográficos y geoquímicos.
- Etapa Final de Gabinete, elaboración del Trabajo Final de Licenciatura.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El basamento Paleoproterozoico del Uruguay, al cual pertenece el área de estudio, es parte de lo que Almeida *et al.* (1973) definieron como Cratón del Río de la Plata. Esta unidad geotectónica es una más de las regiones cratónicas de la Plataforma Sudamericana (figura 2.1), que incluye a las áreas estables del sur del Uruguay y noreste de Argentina. Según los autores, el Cratón Río de la Plata parece haber culminado su consolidación en el Precámbrico tardío.

Además de las regiones cratónicas, la Plataforma Sudamericana incluye una serie de cinturones plegados. La figura 2.2 muestra un esquema de la distribución paleogeográfica del Gondwana Occidental en el Neoproterozoico.

Como se mencionó anteriormente, los mejores afloramientos del Cratón del Río de la Plata se encuentran en Uruguay, por lo que el estudio de esta unidad geológica en nuestro territorio es clave en la reconstrucción de la amalgamación Neoproterozoica del Gondwana occidental (Rapela *et al.*, 2007; Rapela *et al.*, 2011).

En lo que respecta a los estudios geocronológicos realizados en los registros geológicos del Cratón Río de la Plata, desde la década del '70 hasta el 2006 se han obtenido edades que abarcan desde el Arqueano al Paleoproterozoico. Las primeras dataciones realizadas para Uruguay se basan en los métodos de tipo Rb-Sr y K-Ar y corresponden a Hart (1966), Umpierre & Halpern (1971), Soliani (1986), Cordani & Soliani (1990), Cingolani *et al.* (1991, 1997) y Preciozzi & Bourne (1992). Las edades obtenidas mediante estos métodos y cuyas muestras pertenecen esencialmente al sector suroeste del Cratón Río de la Plata, se agrupan en tres intervalos: 1.7 a 1.9 Ga, 1.9 a 2.2 Ga y mayores a 2.2 Ga (Preciozzi *et al.*, 1999). Posteriormente, se generaron datos geocronológicos basados en métodos más precisos como U-Pb y U-Pb SHRIMP obteniéndose, por ejemplo, para la granodiorita de Isla Mala valores de 2074 ± 6 Ma y 2068 ± 12 Ma, mediante U-Pb (Bossi *et al.*, 1999).

Hartmann *et al.* (2001), obtuvieron para esta misma región valores de 2065 ± 9 Ma, utilizando U-Pb SHRIMP. Bossi *et al.* (2001), usando este mismo método de datación, obtiene para las metariolitas de la Formación Paso Severino-Cinturón San José edades de 2145 ± 21 Ma. De esta forma, las edades obtenidas con métodos precisos quedan acotadas al Ciclo Orogénico Transamazónico.

Posteriormente a la definición del Cratón Río de la Plata, Bossi *et al.* (1993), proponen descartar el término cratón y definen para Uruguay el Terreno Piedra Alta y el Terreno Nico Pérez. El límite entre ambos terrenos pasó a ser la actual Zona de Cizalla Sarandí del Yí, definida originalmente por Preciozzi *et al.* (1979) como Lineamiento Sarandí del Yí. El argumento utilizado como base para la sustitución del término de cratón por el de terreno tectonoestratigráfico fue que, según los autores, el término cratón posee implicancias geotectónicas por lo que sugieren la utilización del término terreno-tectonoestratigráfico¹ de Mpodozis & Herve (1991) *apud* Bossi *et al.* (1993).

De esta manera quedan definidos hacia el oeste de la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, el Terreno Piedra Alta y hacia el este, el Terreno Nico Pérez. La figura 2.3A muestra el esquema geotectónico para el Precámbrico del Uruguay propuesto por Bossi *et al.* (1993), que sustituye al propuesto por Almeida *et al.* (1973) para el sur de Uruguay, Brasil y sureste de Argentina representado en la figura 2.3B. Desde el punto de vista geológico y geocronológico, ambos terrenos son muy distintos. El Terreno Piedra Alta es más homogéneo en su geología, consiste en vastas áreas granito-néisicas y cinturones metamórficos de grado bajo a medio de rocas supracrustales. En cuanto a las evidencias geocronológicas, los datos obtenidos por Peel & Preciozzi (2006) para las edades modelo de las litologías que integran la porción sur del Terreno Piedra Alta, revelan que son exclusivamente paleoproterozoicas. Así, los autores definen al Terreno Piedra Alta como una unidad paleoproterozoica juvenil que ha permanecido estable desde hace unos 1.7 Ga y que no ha sido afectada por eventos del Neoproterozoico.

1

Terreno-Tectonoestratigráfico:..."entidades geológicas que presentan una asociación estratigráfica con historia geológica diferente de otros terrenos o áreas estables vecinas". Mpodozis & Herve (1991).

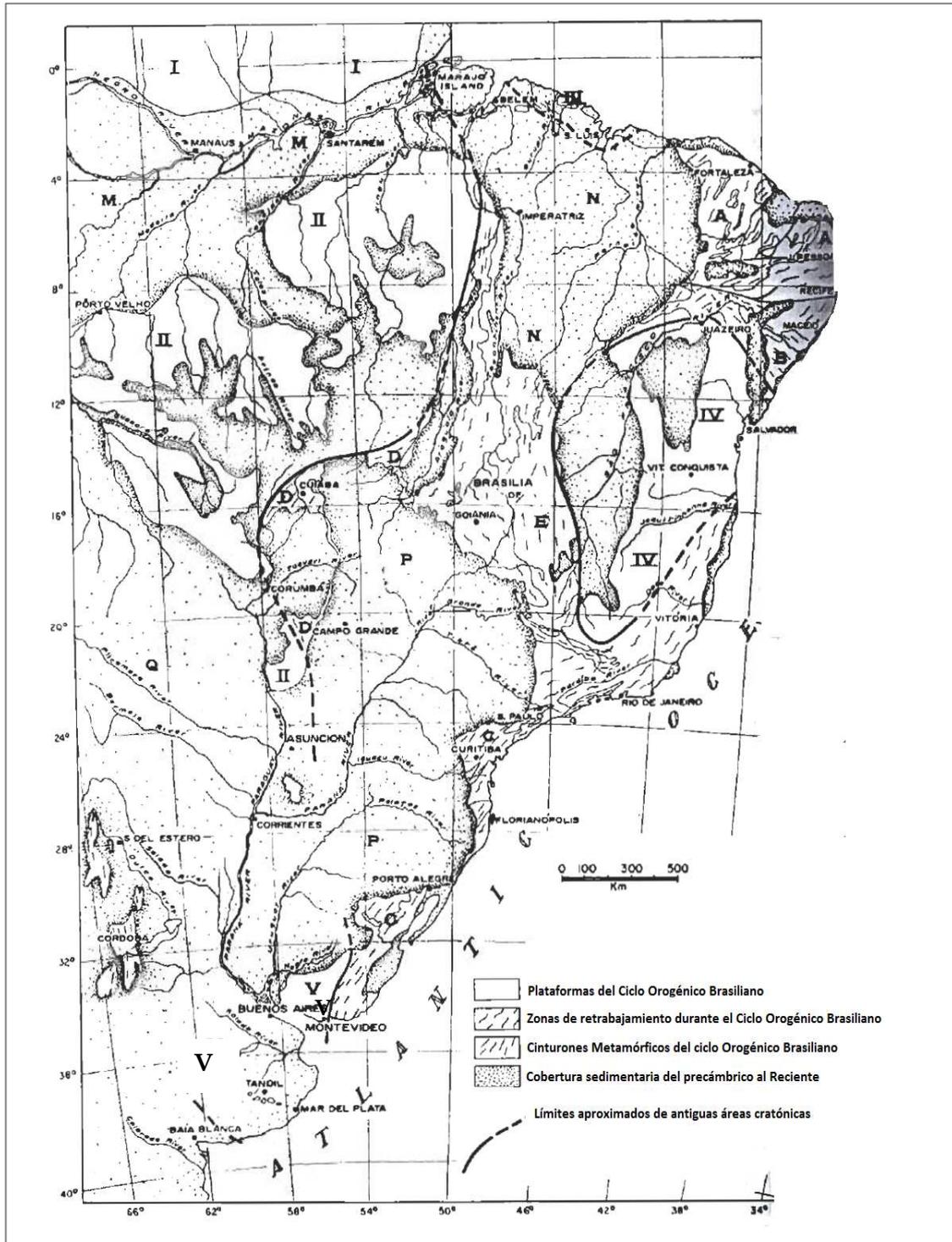


Figura 2.1-Esquema geotectónico de la plataforma de Brasil. I) Escudo Guyana; II) Plataforma Guaporé; III) Área cratónica São Luiz; IV) Plataforma São Francisco; V) Área cratónica la Plata; (A) Cinturón plegado Caririano; (B) Cinturón Plegado Propiriá; (C) Cinturón plegado Ribeira; (D) Cinturón plegado Paraguay-Araguaia; (E) Cinturón plegado Brasilia; (M) Cuenca sedimentaria Amazonas; (N) Cuenca sedimentaria Paranaíba; (P) Cuenca sedimentaria Paraná; (Q) Cuenca sedimentaria del Chaco. Tomado y Modificado de Almeida *et al.*, 1973.

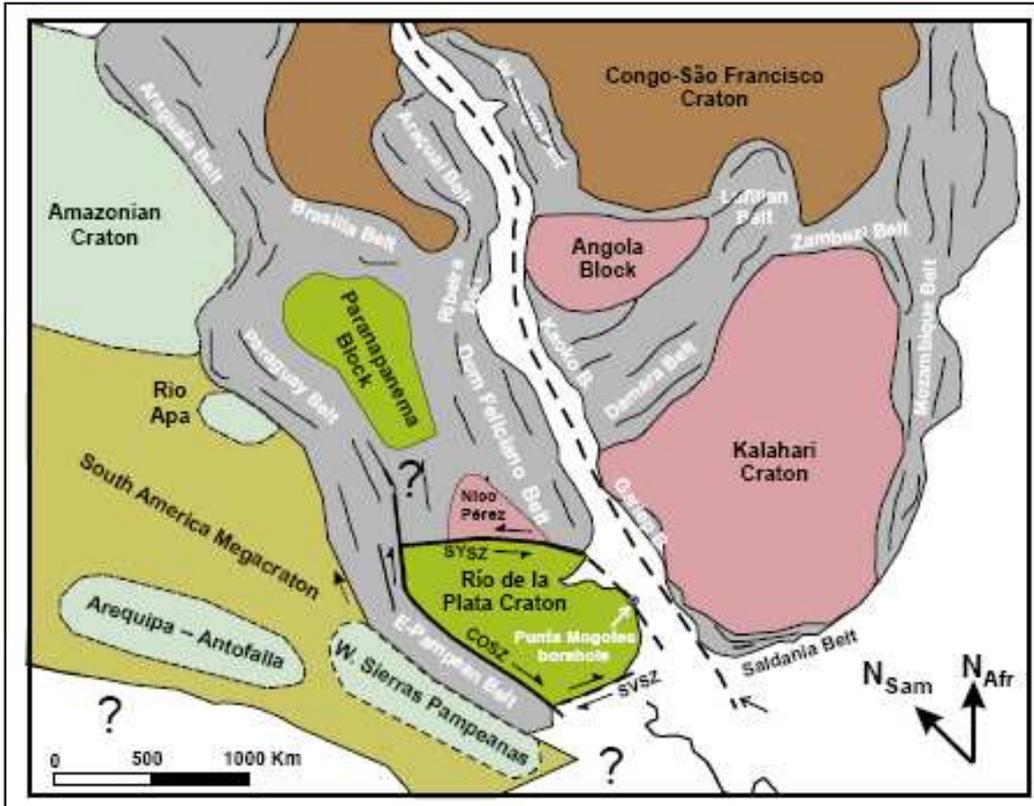


Figura 2.2-Distribución paleogeográfica durante la orogenia neoproterozoica, de los bloques cratónicos y los cinturones orogénico del Gondwana suroccidental. SYSZ: Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, SVSZ: Zona de Cizalla de la Ventana. Tomado de Rapela *et al.* (2011).

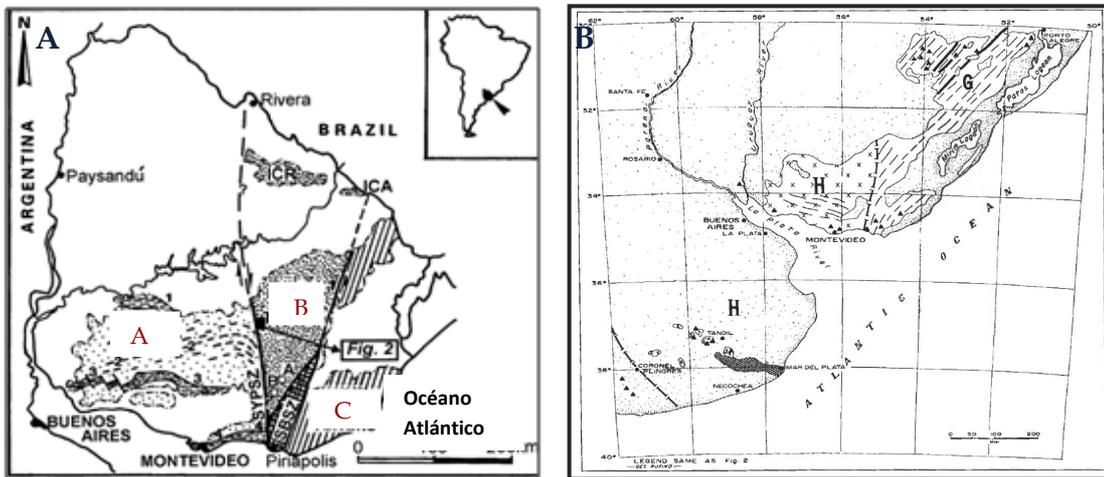


Figura 2.3-A) Subdivisión tectonoestratigráfica del Precámbrico del Uruguay (figura tomada de Gaucher *et al.*, 1998), A- Terreno Piedra Alta; B-Terreno Nico Pérez; C-Terreno Cuchilla de Dionisio. **B)** Esquema del Cratón del Río de la Plata, H-Cratón Río de la Plata; G-Cinturón plegado Ribeira; *sensu* Almeida *et al.* (1973).

Sin embargo, el Terreno Nico Pérez presenta una geología compleja de diversos bloques y unidades que incluyen rocas arqueanas, paleoproterozoicas y neoproterozoicas (Hartmann *et al.*, 2001).

Recientemente, Oyhantçabal *et al.* (2010) proponen excluir al Terreno Nico Pérez del Cratón Río de la Plata. De esta manera, el Terreno Piedra Alta pasa a ser la única unidad integrante de este cratón en Uruguay. Esta redefinición se fundamenta sobre la base de estudios geofísicos y geocronológicos, además del hecho que el Terreno Nico Pérez no cumple con las actuales condiciones de cratón ya que dicho terreno está afectado por eventos tectono-térmicos sufridos durante el Neoproterozoico. La definición de cratón manejada por distintos autores implica un tiempo de estabilidad de por lo menos mil millones de años.

En la figura 2.4 se muestran los límites propuestos por distintos autores para el Cratón del Río de la Plata. Rapela *et al.* (2011), siguiendo la propuesta de Oyhantçabal *et al.* (2010), sugieren que el límite oeste de este cratón resulta de la prolongación de la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí hacia el oeste de la ciudad de Mar del Plata.

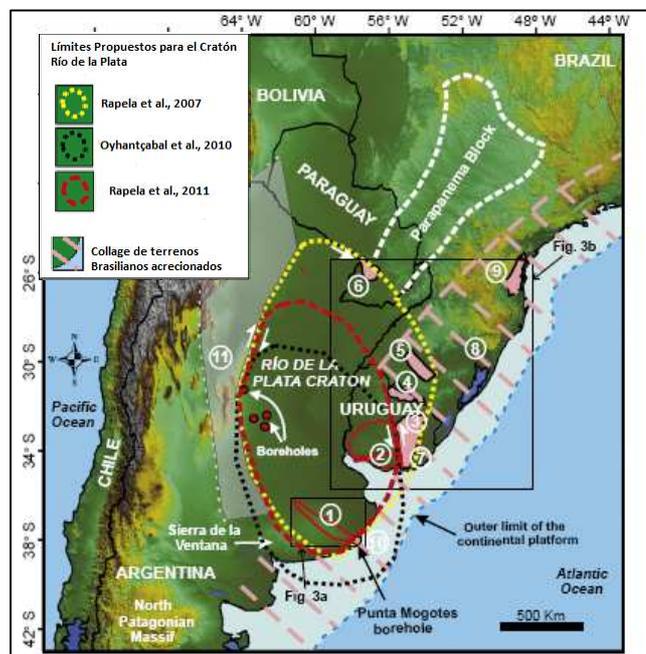


Figura 2.4—Límites inferidos del Cratón del Río de la Plata modificado de Rapela *et al.* (2011): (1) Cinturón Tandilia, (2) Terreno Piedra Alta, (3) Terreno Nico Pérez, (4) Bloque Rivera, (5) Bloque Tacuarembó, (6) Arco de Asunción, (7) Terreno Punta del Este, (8) Cinturon Dom Feliciano, (9) Bloque Luiz Alves.

Esta propuesta surge del contraste geológico que presentan los terrenos Mar del Plata y Tandilia, los cuales son muy similares a los exhibidos entre los terrenos Nico Pérez y Piedra Alta de Uruguay.

2.2. GEOLOGÍA GENERAL DEL TERRENO PIEDRA ALTA

Al oeste del la Zona de Cizalla de Sarandí del Yí, se desarrolla la unidad de basamento denominada Terreno Piedra Alta. La geología de esta unidad consiste en dos cinturones metamórficos de grado bajo a medio, denominados de norte a sur como: Cinturón Arroyo Grande (Bossi & Ferrando, 2001) y Cinturón San José (Oyhantçabal *et al.* 2003, 2007, 2010). Estos dos cinturones metamórficos corresponden a antiguas secuencias volcanosedimentarias las cuales fueron metamorfizadas y deformadas durante el Ciclo Orogénico Transamazónico.

Ambos cinturones se encuentran separados por una extensa área de composición granito-neísica denominada Faja Florida. Una serie de cuerpos intrusivos con características sin a post-orogénica afectan las unidades antes mencionadas. La composición de la mayor parte de estas intrusiones corresponde a plutones calco-alcalinos con contenidos de medio a alto potasio (Oyhantçabal *et al.* 2010). Por último es posible reconocer en el Terreno Piedra Alta una serie de diques máficos de composición dolerítica de 1,78 Ga, los cuales constituyen además uno de los recursos minerales de nuestro país, ya que se explotan como rocas ornamentales.

En el Cinturón San José se han definido dos unidades formacionales, la Formación Montevideo y la Formación Paso Severino. La Formación Montevideo (Oyhantçabal *et al.*, 2002 y 2007), se desarrolla en los departamentos de Montevideo y Canelones. Sus rasgos estructurales principales presentan una dirección general este-oeste. Está constituida por términos metavolcánicos y metasedimentarios, de grado medio a medio-alto. Litológicamente está integrada por paraneisses, paraanfibolitas, micaesquistos y ortoanfibolitas. La Formación Paso Severino (Bossi *et al.*, 1965), se desarrolla en los departamentos de Florida y San José y corresponde a una secuencia volcanosedimentaria de grado bajo, integrada principalmente por metalavas básicas, metalavas ácidas, metasiltitos y metareniscas finas de dirección general este-oeste. La Formación San José (Preciozzi, 1993) se desarrolla en el departamento homónimo y consiste en pareneises y micaesquistos con estaurolita y granate.

2.3. GEOLOGÍA Y ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La geología del área de estudio comprende rocas pertenecientes al basamento cristalino Paleoproterozoico, el cual está integrado por dos unidades principales: Ortoneises de Punta Carretas; y parte de una secuencia metavolcano-sedimentaria con metamorfismo en facies anfibolita denominada Formación Montevideo.

Subordinadamente afloran, sobre todo en la costa oeste, granitos deformados que hacen intrusión en la unidad de ortonaises. Todas estas litologías son recortadas por múltiples diques de aplitas y pegmatitas concordantes y discordantes con la estructura regional. Una serie de diques máficos de composición alcalina (lamprófidos), los que presentan distintos grados de alteración, parecen ser el último evento magmático que afectó al basamento cristalino de Montevideo. Por último, se apoyan de manera discordante materiales sedimentarios pertenecientes al Cenozoico, con edades que van desde el Oligoceno hasta el Actual.

Una de las mayores dificultades que presenta el estudio de la geología de Montevideo es la baja densidad de afloramientos, debido a la gran extensión de la cobertura cenozoica y la intensa urbanización existente. En consecuencia, los afloramientos del basamento cristalino se limitan a la zona costera, constituyendo las puntas rocosas entre playas. La excepción son los afloramientos del Cerro de Montevideo y Cerrito de la Victoria, los que además constituyen los puntos altos del departamento. Los valles y nacientes de los arroyos Pantanoso, Miguelete, Manga y Mendoza corresponden a afloramientos de difícil acceso y poca expresión.

Los antecedentes geológicos del área de estudio son escasos. La geología del área es presentada de modo general en las Cartas Geológicas del Uruguay a escala 1:500.000 (Preciozzi *et al.*, 1985; Bossi & Ferrando, 2001) y en diversos trabajos de síntesis, entre los que cabe destacar Ferrando & Fernández (1971) y Bossi *et al.* (1999). Trabajos cartográficos de mayor detalle (1:100.000), fueron desarrollados en el marco de un Proyecto de cooperación entre la Facultad de Ciencias y la DINAMIGE en el área de la Cuenca de Santa Lucía y su entorno entre los años 1986 y 1989 y completados y sintetizados recientemente por Spoturno *et al.* (2004a, b y c).

Los trabajos detallados incluyen las descripciones pioneras sobre la geología y petrografía del basamento del sur del Uruguay, realizadas por Walther (1911, 1919 y 1948), además de varios trabajos posteriores que consideran aspectos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de diversas unidades del terreno Piedra Alta (Coronel & Oyhantçabal, 1988; Oyhantçabal et al. 1990a y 1990b; Bossi et al., 1965; Bossi & Campal, 1991; Preciozzi & Bourne, 1992; Oyhantçabal et al., 1998; Masquelín et al., 2003; Oyhantçabal et al., 2003; Peel & Preciozzi, 2006 y Oyhantçabal et al., 2007), entre otros.

Son pocos los autores que se han dedicado al estudio de detalle o semidetalle del Basamento Cristalino de Montevideo. Uno de los primeros investigadores dedicado a su estudio fue Karl Walther, quien en 1948 publicó su obra denominada “El Basamento Cristalino de Montevideo”. En este trabajo el autor realiza un estudio detallado de la petrografía de las rocas del basamento cristalino y plantea una evolución geológica de las litologías presentes. De esta manera define la columna estratigráfica del área como representada por: “esquistos anfibólicos y actinolíticos, anfibolitas gábricas, esmaragditita” considerados como “esquistos cristalinos pre-neísicos”, de edad arqueana y un “material intrusivo” integrado por “neises plagioclásicos, dioritas cuarzosas y granodioritas, pertenecientes al algonquiano”. Posteriormente, Bossi et al. (1965) definen a la Formación Montevideo como una unidad litoestratigráfica integrada por anfibolitas, micaesquistos y neises diferencialmente migmatizados. Esta definición se basa en la concordancia estructural y el grado de metamorfismo de las diferentes litologías.

Cardelino & Ferrando (1969) publican la carta geológica a escala 1:100.000 del Segmento Montevideo del Sector XCVII. Además de cartografiar y describir la geología del sector, estos autores, describen en detalle algunos afloramientos en los que muestran las relaciones estructurales entre diferentes litologías del basamento. A su vez, proponen incluir dentro de la Formación Montevideo a todas las litologías del departamento, a excepción del granito de la Paz. Ferrando & Fernández (1970) presentan la estratigrafía y esquema tectónico del Predevoniano y plantean una distribución regional de rumbo E-W en el Departamento de Montevideo.

Los avances más significativos en lo que respecta a la geología de semidetalle del área de estudio surgen a partir de los trabajos de Spoturno *et al.* (2004) y Oyhançabal *et al.* (2002, 2003 y 2007), los que se realizan en el marco de la cartografía del Departamento de Montevideo a escala 1:50.000. Estos trabajos permitieron mejorar el conocimiento sobre la geología del Cuaternario y redefinir y reinterpretar rocas del basamento cristalino. Estos autores redefinen la Formación Montevideo, considerando esta unidad como una secuencia supracortical, de origen volcanosedimentario, metamorfizada en facies anfibolita, retomando de esta forma el concepto original de Walther (1948).

La figura 2.5 corresponde al Mapa Geológico del Departamento de Montevideo a escala 1:50.000, en el que se ha sobreimpuesto los puntos de muestreo destinados a análisis petrográfico y geoquímico.

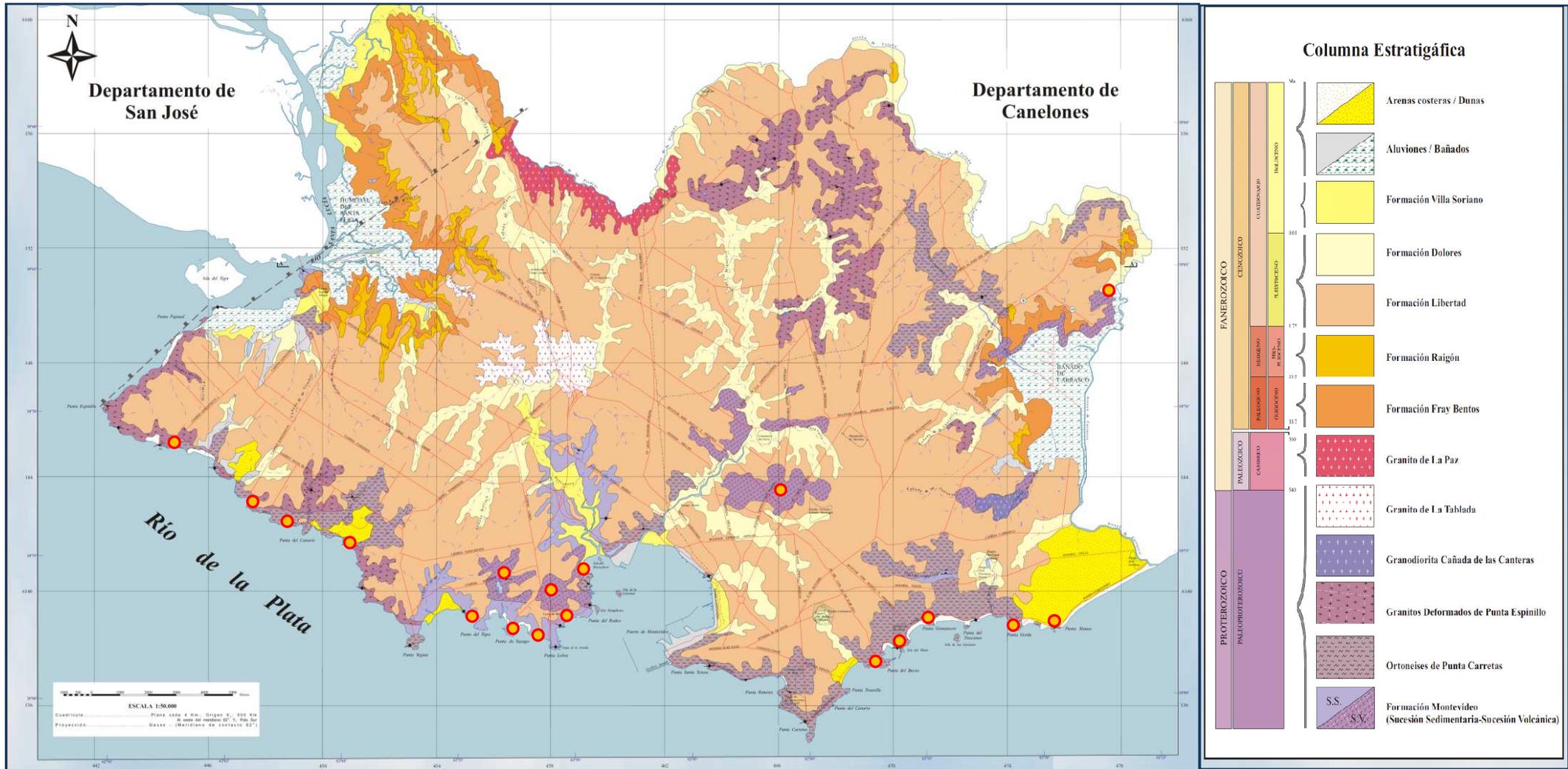


Figura 2.5-Mapa Geológico del Departamento de Montevideo (Spoturno *et al.*, 2004).

● -Áreas previstas para estudio de detalle y muestreo para análisis geoquímicos y petrográficos.

3. GEOLOGÍA DESCRIPTIVA

3.1. FORMACIÓN MONTEVIDEO.

Bossi *et al.* (1965), definen la Formación Montevideo como integrada por tres tipos litológicos principales: orto y paraneises, anfibolitas y micaesquistos. Como se mencionara en el capítulo de antecedentes, esta definición se basó en la coincidencia de facies metamórficas y en la concordancia estructural de los litotipos.

Oyhantçabal *et al.* (2002), retomando la idea general de Walther (1948), redefinen a la Formación Montevideo considerándola como una secuencia supracortical de origen volcanosedimentario, metamorfizada en facies anfibolita.

La secuencia metasedimentaria se manifiesta como una sucesión de micaesquistos, paraneises y paraanfibolitas que alternan con las ortoanfibolitas de la secuencia volcánica. Las principales ocurrencias de la Formación Montevideo se localizan en el sector oeste del departamento, desde la Bahía de Montevideo hasta Punta Espinillo, concretamente en las playas del Cerro, Frigorífico Nacional, Pajas Blancas y La Colorada.

Por otro lado, la secuencia metavolcánica corresponde a ortoanfibolitas que afloran en el sector oeste, a modo de bloques tabulares rasos que alternan con los metasedimentos, o bien como grandes masas de roca que constituyen las elevaciones principales del departamento de Montevideo: el Cerro de Montevideo y Cerrito de la Victoria. En el sector este del departamento, el cual va desde la Bahía de Montevideo hasta el puente Carrasco, se reconocen bloques aislados de ortoanfibolitas que ocurren como xenolitos englobados en ortoneises.

3.1.1. *Secuencia Metasedimentaria*

Micaesquistos

Afloran principalmente en las playas del Cerro y Frigorífico Nacional (Figuras 3.1A y 3.4D *respectivamente*), intercalados con paraneises. Spoturno *et al.* (2004), los reconocen también en el curso medio del Arroyo Malvín y en la Cañada de las Canteras.

Presentan una esquistosidad penetrativa que corresponde a la estratificación original (S_0) y pliegues correspondientes a dos fases de deformación: la primera de tipo isoclinal y la segunda con pliegues cerrados a abiertos (Spoturno *et al.*, 2004).

Variedades de micaesquistos con granate y estaurólita se localizan en el sector oeste de la playa del Cerro y micaesquistos con andalucita alterada a filosilicatos (Fig. 3.2 B), en el sector este y en los afloramientos de la playa del Frigorífico Nacional.



Figura 3.1-A. Vista Este de afloramiento de micaesquisto, playa del Cerro. **B.** Porfiroblastos de andalucita con alteración a filosilicatos, playa del Cerro. Lapicera 13 cm de largo.

Desde el punto de vista textural, se trata de rocas lepidoblásticas a granolepidoblásticas en las que es frecuente observar clivaje de crenulación.

Del análisis petrográfico de los micaesquistos con granate de playa del Cerro resulta que la paragénesis mineral consiste en: blastos de granate que se encuentran en una matriz compuesta de muscovita, biotita, cuarzo y feldespato (Figura 3.2). En la figura 3A es posible observar claramente la foliación secundaria (clivaje de crenulación) diferenciada por los dominios M, ricos en micas y Q, ricos en cuarzo.

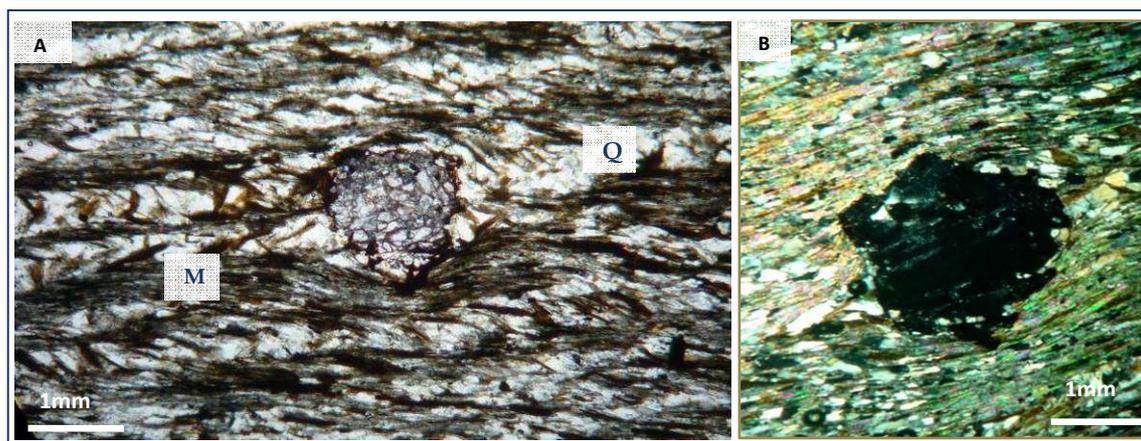


Figura 3.2-Micaesquisto con porfiroblasto de granate almadino y matriz exhibiendo clivaje de crenulación. **A.** Nótese la diferencia entre los dos dominios: el dominio **M**, compuesto esencialmente de filosilicatos y el dominio **Q** o microlitón compuestos principalmente de cuarzo, feldespato y subordinadamente biotita. Luz Polarizada Plana (LP). **B.** Idem en Nícoles Cruzados (NC).

Paraneises

De todos los litotipos que integran la Formación Montevideo éste es el predominante, encontrándose intercalados con el resto de la secuencia supracortical. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la faja oeste, principalmente en la playa del Cerro y en la del Frigorífico Nacional. Sin embargo es común encontrarlos incluidos en los Ortoneises de Punta Carretas como xenolitos de geometría tabular (Figura 3.3 A y B) y lenticular, al igual que en diques pegmatíticos (Figura 3.3C). En cuanto a las dimensiones, estos xenolitos van desde unos pocos centímetros de eje mayor a decenas de metros, mientras que la potencia media no supera los 15 cm.

Son rocas leucócratas, de textura granolepidoblástica, con un tamaño de grano que varía de fino a medio. La mineralogía consiste en cuarzo, oligoclasa, microclina,

biotita, muscovita, anfíbol, epidoto, esfeno, opacos y apatito. El contenido de biotita puede variar, definiéndose así variedades de paraneises biotíticos (Figura 3.4).

La estratificación original y el plegamiento se conservan en estas litologías, pero no están claramente definidos como en los micaesquistos. En el caso de los pliegues se reconocen los tipos paralelos y similares. El ángulo de buzamiento de la foliación es en general subvertical.

Se intentó elaborar secciones delgadas de paraneises pero las muestras son muy friables y no resisten el proceso de desvaste.

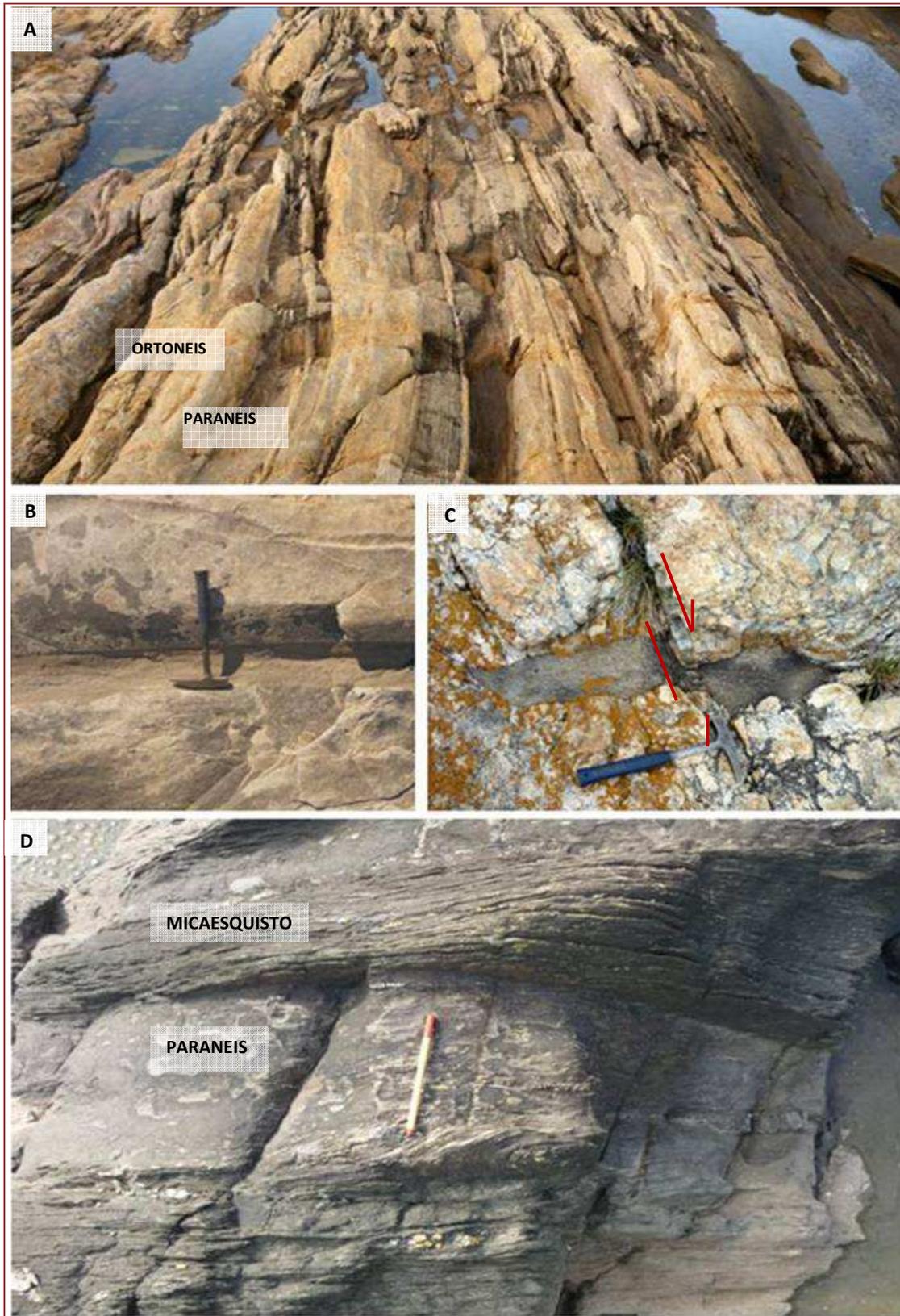


Figura 3.3-A. Alternancia de ortoneis (color claro) y paraneis (color gris más oscuro) con recortes aplíticos paralelos a las foliación, rumbo general N280. **B.** Xenolitos de paraneis en ortoneis. **C.** Xenolito lenticular en dique pegmatítico exhibiendo pequeña falla dextral. **D.** Alternancia de micaesquisto y paraneis en playa del Frigorífico Nacional.

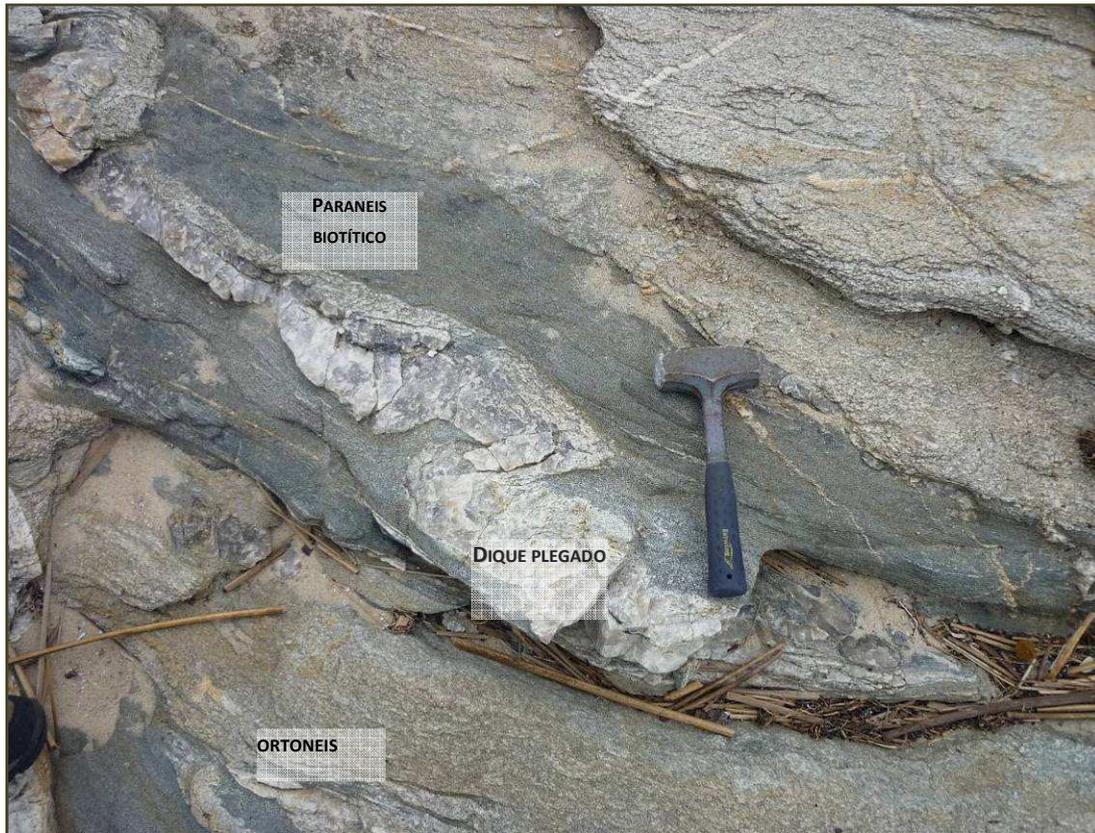


Figura 3.4-Xenolito tabular de paraneis biotítico en ortoneis de Punta Carretas. Un venilla de cuarzo de dirección N120. Largo del martillo 30cm.

Paraanfibolitas

Son rocas de color verde muy oscuro, fuertemente foliadas, de grano medio a muy fino, que varían desde friables a muy tenaces dependiendo del grado de alteración que presenten. La orientación de los planos de foliación es en general igual al resto de la secuencia, aproximadamente E-W y buzamiento subvertical, si bien existen variaciones locales.

Presentan en general un bandeo composicional determinado por capas oscuras compuestas de anfíbol y plagioclasa predominantemente, y capas de un color verde-grisáceo compuestas casi en su totalidad de epidoto-pistacita. Estos últimos corresponden a transformaciones durante los procesos metasomáticos, los cuales produjeron probablemente la sausrización de niveles ricos en plagioclasa. Estas litologías fueron relevadas en dos afloramientos principales: en la costa de las playas Pajas Blancas y La Colorada.

En el afloramiento de la playa La Colorada las paraanfíbolitas presentan un bandeo bien definido. Tanto las capas melanócratas como leucócratas poseen límites irregulares, ondulados y formas ahusadas, generando una textura que bien podría ser interpretada como migmatítica (Figura 3.5). Otra característica común en este afloramiento es la presencia de boudines, los cuales son descritos en el capítulo de mesoestructuras.

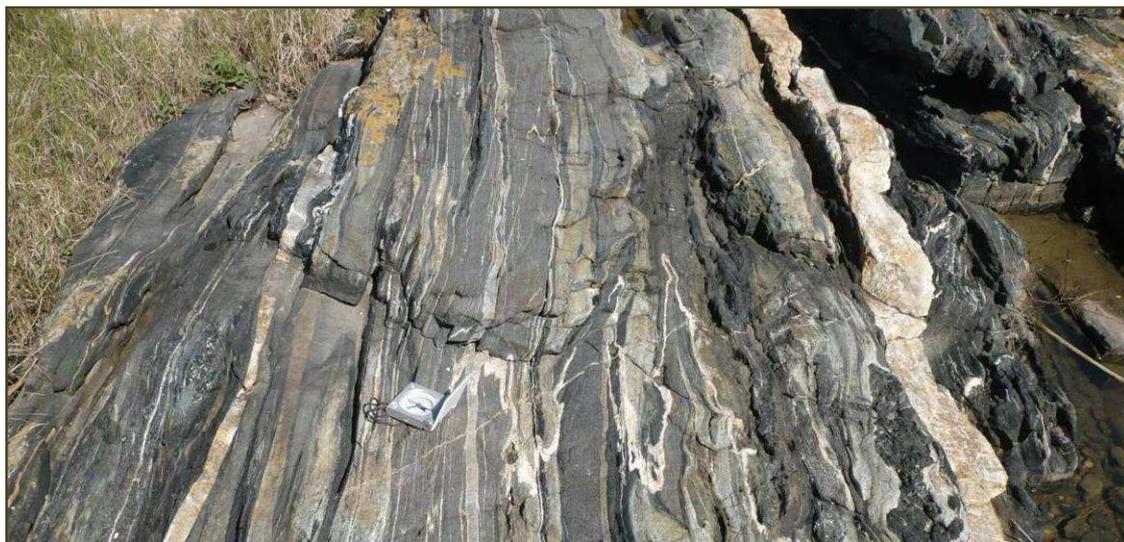


Figura 3.5-Afloramiento de playa La Colorada en donde ocurren paraanfíbolitas intensamente deformadas. Los niveles máficos se componen mayormente de anfíbol y plagioclasa. Los niveles claros, presentan tonalidades verde-grisáceas debido a la abundante presencia de epidoto de tipo pistacita. Varios diques aplíticos se encuentran plegados isoclinalmente.

Las paraanfíbolitas que afloran en el balneario Pajas Blancas, presentan varias particularidades. Una de ellas es tal como muestran las *figuras 3.6A y 3.6B*, donde en el sector este del afloramiento existen variaciones locales del ángulo de buzamiento, producto de la deformación (mecanismos de plegamiento) que sufrió esta secuencia.

Otra particularidad es que presentan una serie de niveles leucócratas de 1.5 cm de espesor, los cuales son concordantes con la foliación de las paraanfíbolitas (*Figura 3.7*). Estos niveles, descritos en 1948 por Karl Walther, fueron interpretados posteriormente por Cardellino & Ferrando (1969), como parte de la estratificación original que exhibía la secuencia sedimentaria.



Figura 3.6-A) Variaciones locales de la orientación (N70/45SE) producto de mecanismos de plegamiento. **B)** Secciones verticales de capas plegadas de paranfibrolitas (verde oscuro) intercaladas con paraneises (gris a verde). Largo del marcador 13 cm.

En trabajos posteriores llevados a cabo por *Oyhantçabal et al.* (2002, 2003 y 2007), se plantea que, dadas las características de estos niveles leucócratas, que ocurren de a pares y cada cierto intervalo (Figura 3.7), corresponden a flancos de pliegues isoclinales generados como consecuencia de la intensa deformación que afectó a estas litologías y al basamento cristalino en general.

Una interpretación alternativa sobre el origen de los niveles leucócratas, podría ser que correspondieran a delgadas intrusiones de diques tabulares que en algún momento del proceso orogénico hicieron intrusión en las paraanfíbolitas. Considerando este caso se realizó el análisis petrográfico de varios de estos niveles los cuales no revelaron evidencias de que correspondieran a intrusiones, como por ejemplo la presencia de márgenes de enfriamiento. En realidad, parecería que la variación composicional existente entre los niveles leucócratas y melanócratas responde a la mayor abundancia de anfíbol en los últimos.



Figura 3.7-Bandeado composicional en paraanfíbolita de Paja Blancas, determinado por la presencia de pliegues isoclinales de la estratificación original. Largo de la fibra: 13 cm. Obsérvese la clara repetición de las capas leucócratas en la zona donde está el marcador.

A su vez, en el sector este del afloramiento estas rocas muestran un incremento en el tamaño de los cristales pudiéndose observar buenas secciones automorfas basales y longitudinales de anfíbol, algunas de ellas con límites redondeados y exhibiendo en las secciones basales con sus dos clivajes característicos (Figura 3.8).



Figura 3.8- Muestra de mano de paraanfibolita del sector este del afloramiento de playa Pajas Blancas, en la que se observan buenas secciones basales (recuadro negro segmentado) y longitudinales de anfíbol (recuadro blanco continuo).

A este fenómeno se suma la presencia de una coloración pardo-rojiza en las rocas debida a la presencia de óxido de hierro. Mediante el uso de un imán de bolsillo se determinó la presencia de magnetita (Figura 3.9).



Figura 3.9-Anfibolitas bandeadas del afloramiento Pajas Blanca en las que fue posible determinar la presencia de magnetita. Nótese la inclinación del imán con respecto a la vertical debido a la presencia de este mineral.

3.1.2. Secuencia Volcánica

Ortoanfibolitas

Son rocas de color verde muy oscuro a negro, se presentan básicamente en dos variedades: masivas y foliadas.

Las variedades masivas son de grano fino a muy fino, con cristales de anfíbol de hábito acicular entrelazados, lo que las hace muy resistentes a la erosión. A su vez en estas litologías pueden observarse “bolsones” compuestos por cuarzo, producto de fenómenos de migración de la sílice. Este tipo de rocas afloran en el Cerro de

Montevideo, Cerrito de la Victoria (Figura 3.10 A y C, respectivamente) y en la costa de la bahía de la Fortaleza del Cerro.

Las variedades foliadas son de grano medio y textura nematoblástica. Afloran alternando con la secuencia metasedimentaria en el sector oeste de la costa del departamento, en las playas del Cerro de Montevideo, Club de Pesca y Frigorífico Nacional principalmente. Se presentan como grandes cuerpos tabulares de extensión indefinida, ya que quedan cubiertos por las aguas del Río de la Plata. En cambio, en el sector este, en los afloramientos de las playas que van desde Rambla República Argentina hasta Punta Mansa, las ortoanfibolitas ocurren como cuerpos tabulares aislados de extensión métrica a decamétrica, englobados en ortoneises (Figura 3.10 B y D). La orientación de los planos de foliación es en general E-W (localmente N110 a N120) y el ángulo de buzamiento subvertical, variando entre 70 y 90 grados.

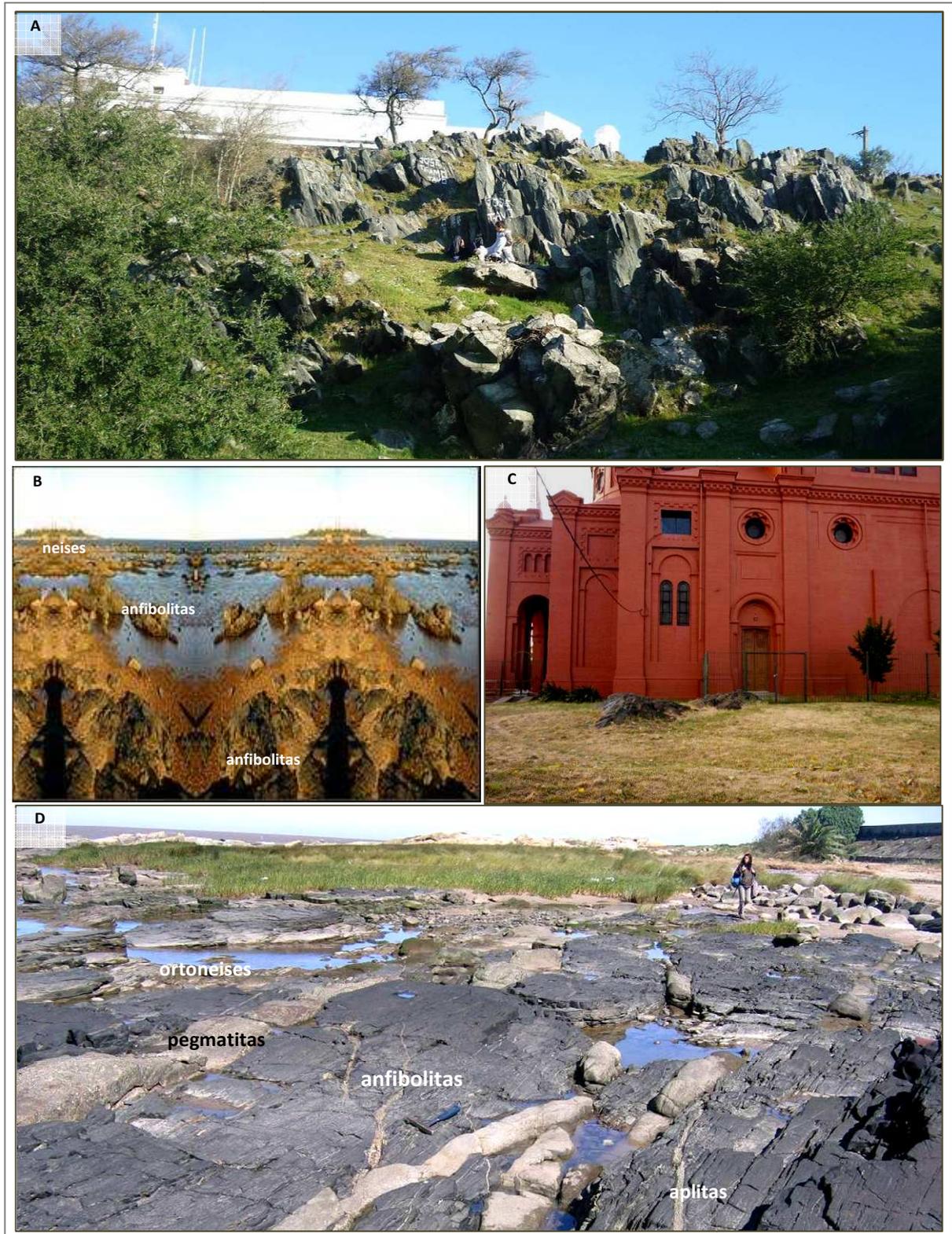


Figura 3.10-Diferentes puntos de ocurrencias de anfibolitas. **A)** Vista general de afloramiento de las anfibolitas masivas del Cerro de Montevideo. **B)** Bloques de anfibolitas aflorantes en la costa de Rambla República Argentina. **C)** Pequeño afloramiento de anfibolita en jardines de la Iglesia del Cerrito de la Victoria **D)** Cuerpos tabulares de anfibolitas en ortoneises y recortados por numerosos diques aplíticos y pegmatíticos. Largo de la piqueta 36 cm.

Los afloramientos de anfibolitas masivas tienen, como característica distintiva, la presencia de estructuras de tipo pillow Lavas. La figuras 3.11A y 3.11B corresponden a estructuras tipo pillow pertenecientes al Cerro de Montevideo y las cuales se encuentran muy bien conservadas.



Figura 3.11–A. Afloramientos de las mejores exposiciones relevadas de Pillow Lavas. Cerro de Montevideo. Largo de la piqueta 40 cm. **B.** Estructuras tipo pillow lavas, ubicadas en la ladera este del Cerro de Montevideo, exhibiendo un cierto aplastamiento y límites irregulares, en respuesta a la mayor intensidad de la deformación.

En el caso de la figura 3.11B es posible observar un mayor grado de deformación de estas estructuras. Afloramientos de pillows con menor grado de preservación son los del Cerrito de la Victoria y playa de la Fortaleza del Cerro (Figuras 3.12 y 3.13).



Figura 3.12 –Probable estructura pillow lava aflorante en el Cerrito de la Victoria. Largo de la llave 5 cm.

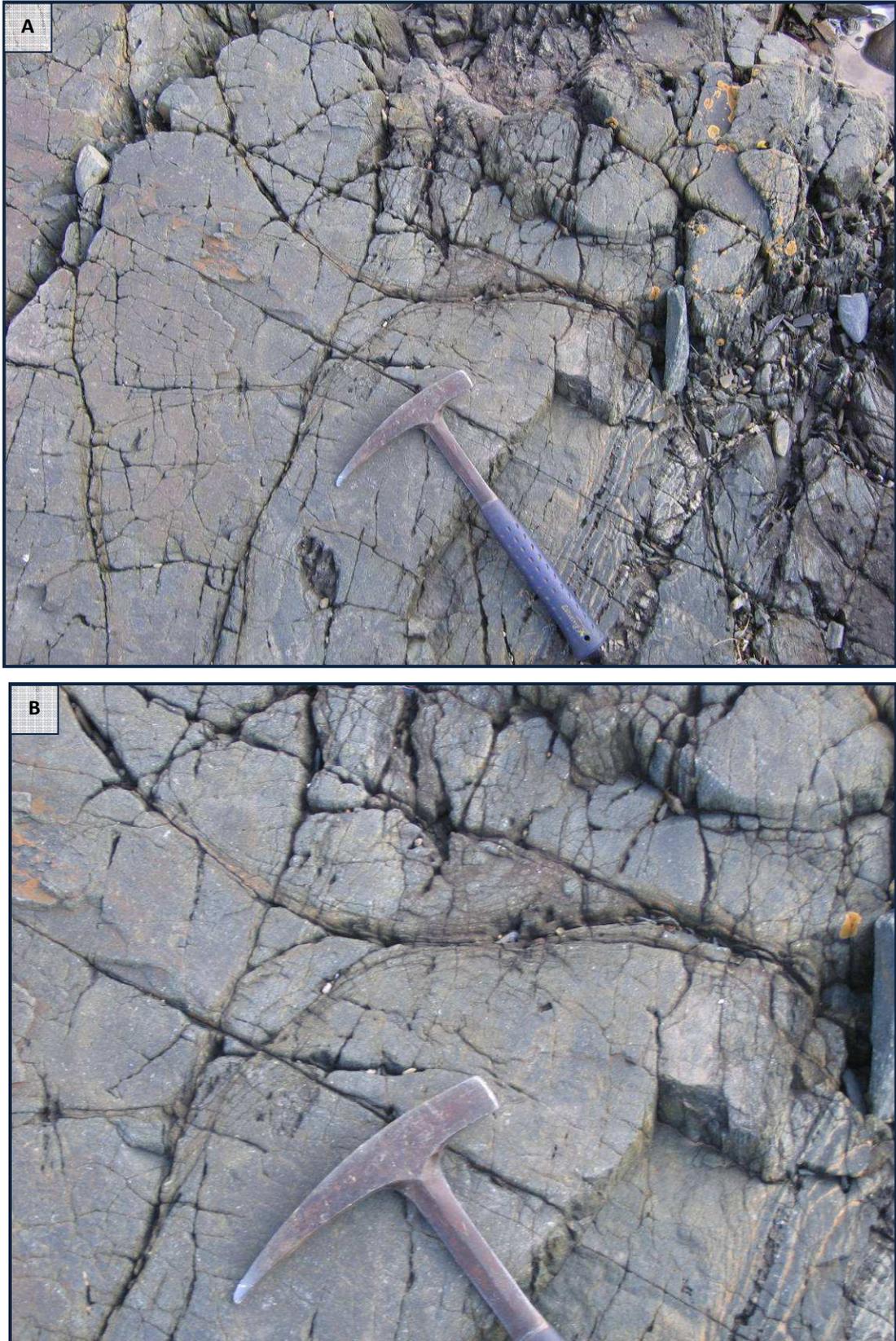


Figura 3.13–A. Pillow Lavas de la playa de la Fortaleza del Cerro. **B.** Ampliación de la imagen anterior donde se muestra el límite curvo entre pillows.

3.2. ORTONEISES DE PUNTA CARRETAS (OYHANTÇABAL ET AL. 2003).

Estas rocas representan la unidad de basamento de mayor extensión, aflorando a lo largo de toda la zona costera, aunque existe un mayor predominio en el sector este del departamento. En el sector oeste del departamento se reconocen alternando con la Formación Montevideo en contacto concordante y discordante, y con los granitos deformados de Punta Espinillo.

Son rocas leucócratas, de color gris claro a gris oscuro, con tamaño de grano de fino a medio, levemente foliadas. En las cercanías de intrusiones graníticas, pegmatíticas y zonas de cizalla, la foliación es más acentuada. La orientación general de la foliación E-W (pero varía entre N70 a N 110) y buzamiento desde subvertical a 70SE. Texturalmente son rocas con trama homogénea en general granoblástica, pasando a granolepidoblástica cuando la foliación se hace más penetrativa.

A partir del relevamiento geológico de detalle se verifica la presencia de dos variedades de ortoneises: una variedad de grano medio (tamaño promedio: 0.8 cm) y otra de grano más fino y de tonalidad más oscura. Las relaciones de contacto no son del todo claras. En ocasiones se observa que la variedad de grano fino intruye a la de grano medio y viceversa. Este fenómeno podría estar asociado a mecanismos de intrusión-retrointrusión (Bergantz, 2000 *apud* Pinnoti *et al.*, 2010), es decir un tipo de estructura magmática que se da cuando un líquido intruye a otro que posee una temperatura *solidus* menor. O sea, un líquido de viscosidad menor intruye a otro de viscosidad mayor y a medida que el sistema enfría se produce una inversión en esta propiedad, generando así la inversión de la intrusión o retrointrusión. Este fenómeno se muestra en la figura 3.14A y 3.14B.



Figura 3.14–A y B Contactos curvos e irregulares entre ortoneis de grano fino (OrtnF) y ortoneis de grano grueso (OrtnG), posiblemente como producto de relaciones de retrointrusión. Playa Punta Mansa.

Otra característica de los ortoneises es la intensa actividad filoniana que los afecta, representada por múltiples diques de pegmatitas, aplitas y venas de cuarzo. Estos diques pueden ser concordantes o discordantes con la foliación de los ortoneises (Figura 3.15A y 3.15B).

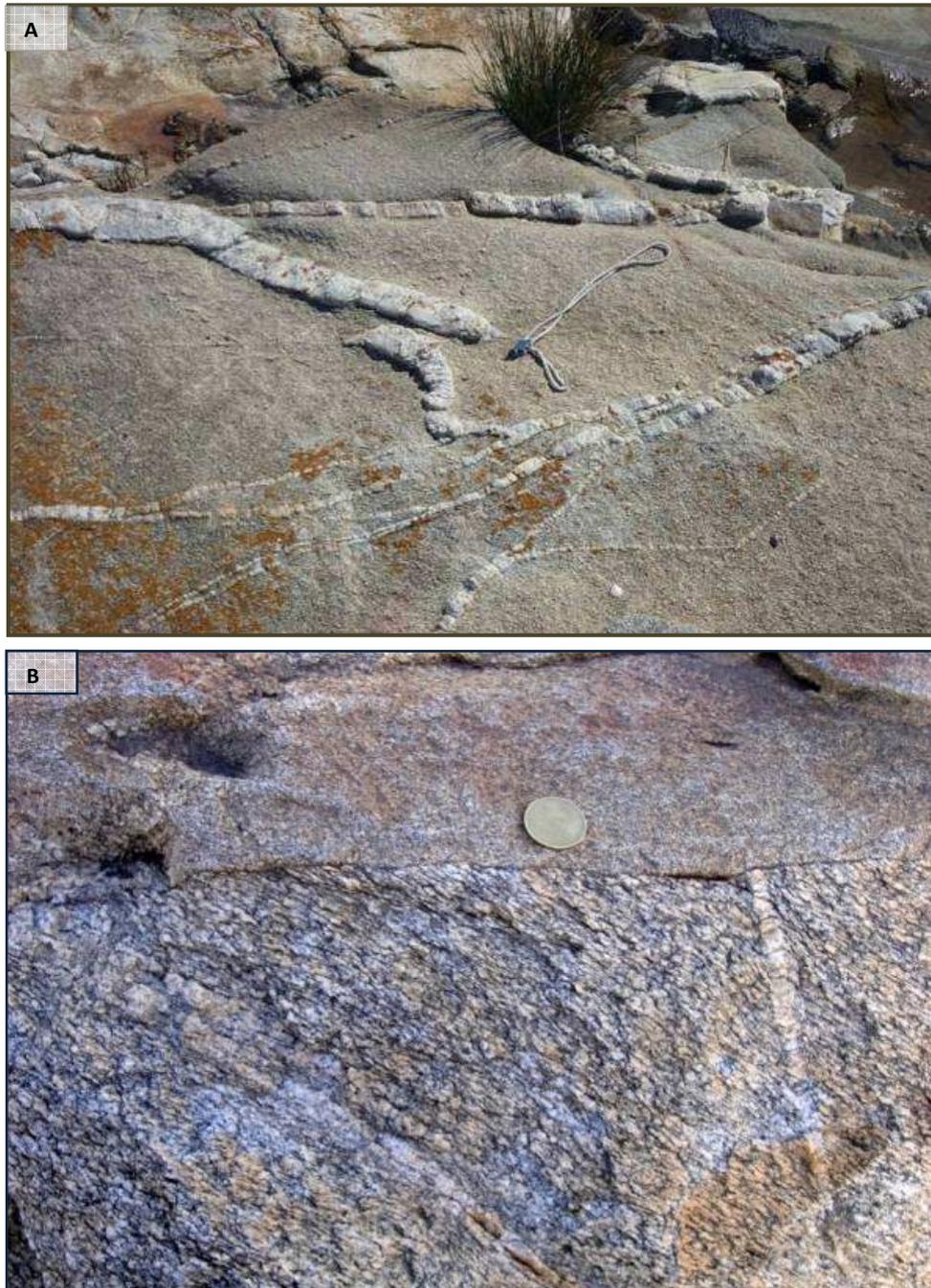


Figura 3.15–A. Diques de pegmatitas y venillas de cuarzo segmentadas y ahusadas en ortoneises. **B.** Fuerte discordancia entre dique aplítico de dirección N60 y la dirección de foliación del ortoneis la cual corresponde aN90. Afloramiento de Puerto del Buceo. Diámetro de la moneda 2,1 cm.

3.3. GRANITOS DEFORMADOS

Se trata de rocas de textura porfírica, compuestas de fenocristales automorfos a subautomorfos de feldespato alcalino, inmersos en una matriz cuya composición es cuarzo, feldespato alcalino, muscovita y biotita. Los fenocristales de feldespato se encuentran orientados y presentan una dirección N80E. Como puede verse en la figura 3.16, algunos bordes de los cristales de feldespato están redondeados, producto de los procesos actuantes en determinado momento de la historia de la deformación que afectó al basamento cristalino.

Afloran en el límite oeste del área de estudio. Específicamente se los ha relevado en la playa Los Cilindros, en donde ocurren junto a los ortoneises y diques máficos fuertemente alterados.



Figura 3.16-Granito porfirítico deformado, los fenocristales de feldespato potásico están en su mayoría orientados, presentado algunos de ellos bordes de grano redondeados. La orientación preferencial de estos fenocristales es N80E. Sin embargo, es posible observar algunos cristales con otras orientaciones.

3.4. DIQUES

3.4.1. Pegmatitas y Aplitas

Se trata de un grupo o enjambre de diques longitudinales que recortan a todas las litologías antes descritas. Ocurren en varias generaciones y presentan distintos grados de deformación, preservando en general su geometría tabular. Las potencias alcanzadas por los diques de pegmatita llegan a los 20m y en el caso de las venas y aplitas van desde milimétricos hasta centimétricos.

La textura de las pegmatitas es inequigranular, son de composición granítica y las coloraciones varían de gris-azulado a rosado. La granulometría es variable y va desde unos pocos centímetros hasta los 10 cm en el caso de los feldespatos alcalinos. En este trabajo se divide groseramente a los diques de pegmatitas en dos grupos:

Un primer grupo, que recorta a los ortoneises y que presenta ciertas características en cuanto a trama, coloración, tipo de contactos y dimensiones, las cuales podrían atribuirse a un origen sinmagmático. Este origen se debe según Llambías (2008), a la cristalización diferencial en la zona cercana al techo de la cámara magmática. Estos diques presentan una coloración similar a la de los ortoneises, gris-azulado, lo cual está en concordancia a su vez con la composición mineralógica, existiendo algunas diferencias en relación a los feldespatos (principalmente microclina para los diques) y se presentan con espesores delgados (menores a un metro), en muchos casos su extensión no es continua sino que aparecen segmentados. Los contactos con la roca caja (ortoneises) son netos, pero tienen la apariencia de estar soldados, lo cual según Llambías (2008) podría indicar una alta cohesividad del contacto, producto de un bajo contraste térmico entre los diques y los ortoneises (*Figura 3.17 y 3.18*).

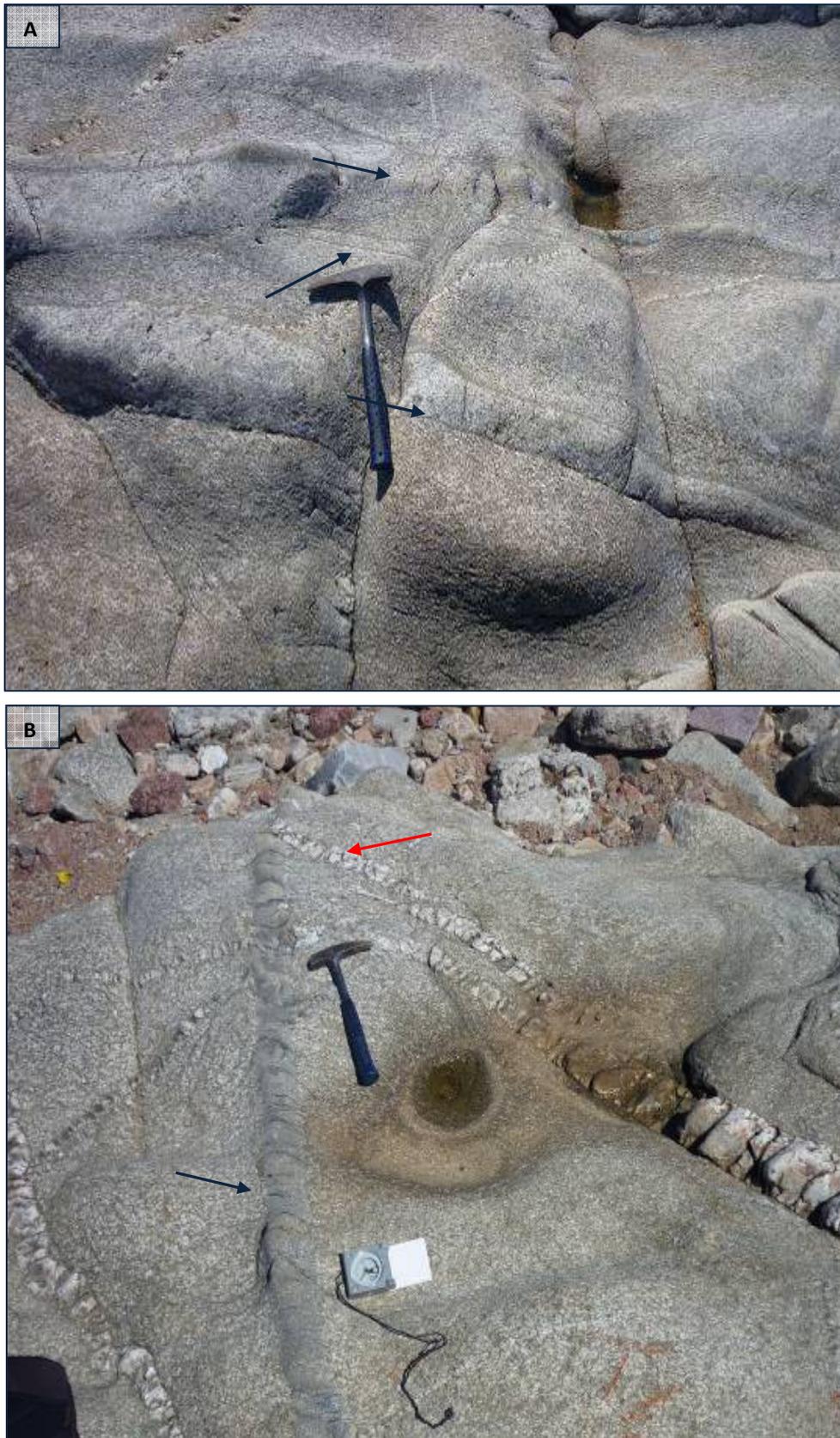


Figura 3.17 – A. Afloramientos de playas La Mulata y Buceo, donde se marca en flecha azul el contacto entre diques sinmagmáticos y la roca caja (ortoneises). **B.** En los mismos afloramientos puede observarse también diques pegmatíticos generados en una etapa posterior (flecha roja) ya que recortan a los ortoneises y a los diques sinmagmáticos.



Figura 3.18-Esta figura corresponde al afloramiento adyacente al Puerto del Buceo, donde se puede observar en flecha blanca un dique sinmagmático subparalelo a la esquistosidad de orientación N90, que es recortado por otro dique de dirección N310 que a su vez es recortado por un tercer dique de dirección N360. Los dos últimos diques son señalados en flecha roja.

Se realizó frotis de este tipo de diques pegmatíticos en una muestra que corresponde al afloramiento de Plaza Virgilio. Del análisis resulta la siguiente composición mineralógica: cuarzo, microclina, oligoclasa, epidoto, clinozoisita y biotita.

Un segundo tipo de diques de coloraciones rosadas, presenta composición mineralógica que consiste en cuarzo, feldespato alcalino, muscovita, biotita y granate principalmente. Las micas se presentan en nidos, con una extensión de las hojas de hasta 10 cm. Los cristales de granate alcanzan dimensiones de hasta dos centímetros. Se realizó frotis de algunas muestras de la playa del Frigorífico Nacional resultando la siguiente composición: cuarzo, microclina, oligoclasa, epidoto, clinozoisita, biotita y granate. Es posible observar a escala mesoscópica cristales de granate en pegmatitas de la zona oeste del departamento (*Figura 3.19A* y *3.19B*). En los afloramientos de Pajas Blancas es común la presencia de cristales de magnetita (*Figura 3.19C*).

Bossi *et al.* (1965), reconocen la presencia de berilo en las pegmatitas de Playa del Cerro. Sin embargo, la presencia de este mineral no fue constatada en las muestras estudiadas. En cuanto a las relaciones de contacto, en general muestran cierta concordancia con las rocas de caja, sin embargo existen excepciones. Estructuras de tipo “dique en dique” fueron observadas en la playa La Mulata (Figura 3.19A), donde se puede observar un cuerpo de pegmatita que ha sido inyectado por varios diques aplíticos de menor potencia con de textura “sacaroides”.



Figura 3.19 A) Cristal de granate en pegmatitas de balneario Paja Blancas. B) Cristales de magnetita en pegmatitas de playa Pajas Blancas. C) Estructuras de “dique en dique” en pegmatitas de textura fanerítica, las cuales están recortadas por diques aplíticos de grano muy fino y textura “azucarada”. Afloramientos de la costa este de Montevideo, localizado entre Punta Mansa y playa La Mulata.

3.4.2. Lamprófidos

Intruyen el basamento cristalino de la zona de estudio aflorando en la playa de Punta Gorda, Pajas Blancas, Frigorífico Nacional y en la zona de canteras del Parque Rodó donde presentan un avanzado estado de alteración. Son diques longitudinales, subverticales, que mantienen cierto paralelismo con la foliación regional, es decir entre N72 a N80 (*Figura 3.20A*). Los espesores mayores alcanzan los 1,36 metros, observándose con frecuencia ramificaciones y diques que se ahúsan rápidamente. Es frecuente observar también estructuras de tipo “dique en dique”.

En la *Figura 3.20B*, se puede observar una ramificación de un dique de lamprófido que corta de forma oblicua la foliación del ortoneis y atraviesa a su vez un delgado dique de pegmatita. La misma situación se da para el caso de la *Figura 3.20C*, con la salvedad de que la roca intruída es una anfibolita. Durante el emplazamiento del dique la roca caja se fracturó, generando esta geometría particular conocida como “dique en bayoneta”.

Existe una clara diferenciación de tamaño de grano entre el borde y el centro de los diques, observándose márgenes rápidamente enfriados (*chilled margins*) y una fuerte correlación entre el espesor de los diques y el tamaño de grano. Esto sugiere un fuerte contraste térmico entre el magma y la roca caja del dique.

La presencia de amígdalas junto al contraste térmico antes señalado evidencia que la roca caja estaba considerablemente exhumada al momento de emplazamiento y por ende cercana a la superficie.

Las figuras 3.21A y 3.21B, corresponden a afloramiento de diques de lamprófidos correspondientes a los afloramientos de Pajas Blancas y canteras del Parque Rodó respectivamente. Estos diques presentan un grado de alteración mayor que aquellos que afloran en Punta Gorda.

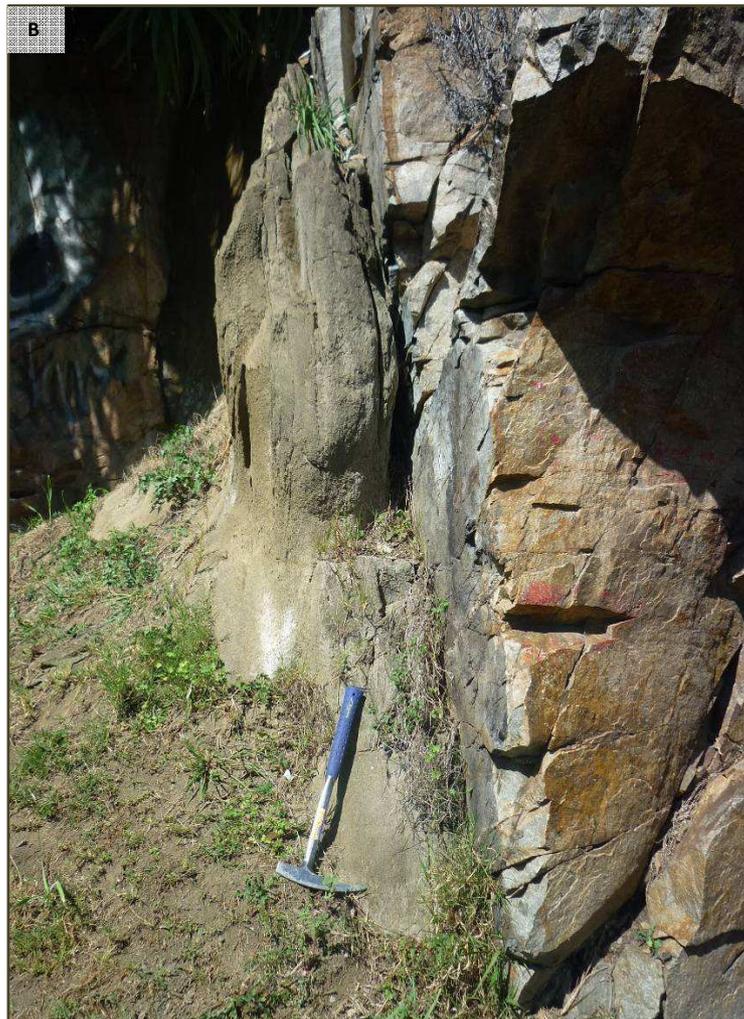


Figura 3.20 - A. Diques de lamprófidos recortando ortoneises y anfibolitas. B. Relación discordante entre lamprófidio y ortoneis. La zona entre el contacto con el neis y la línea blanca segmentada es el *chilled margin* donde se observan pequeños fragmentos de la roca caja. C. Estructura “dique en dique” en lamprófidos. D. Dique en “bayoneta” recortando de forma discordante a ortoneis de grano fino y dique pegmatítico. E) Dique de lamprófidio en anfibolita.



Figura 3.21-A. Diques de lamprófidos de color verde oscuro a negro, semicubiertos de arena, recortando ortoneises en la zona oeste del afloramiento de playa Pajas Blancas.

B. Dique de lamprófido fuertemente meteorizado. Largo de la piqueta 40cm.



Se elaboraron secciones delgadas de tres muestras de estos diques, dos corresponden a los diques de Punta Gorda, una masiva y otra amigdaloidal, la tercera corresponde a Pajas Blancas.

Petrográficamente se trata de un conjunto de diques porfíricos con fenocristales de biotita rojiza, piroxeno augita-aegirina formando glomérulos y plagioclasa que en muestra de mano presenta colores verdes pistacho producto de la saurización debida a procesos hidrotermales. La matriz de estas rocas es afanítica de grano fino a muy fino y presenta cristales fibrosos de anfíbol sódico verde azulado, pequeños cristales de piroxeno, plagioclasa y nefelina fuertemente alterada. En algunos de ellos puede observarse la presencia de amígdalas rellenas de calcita y ceolita.

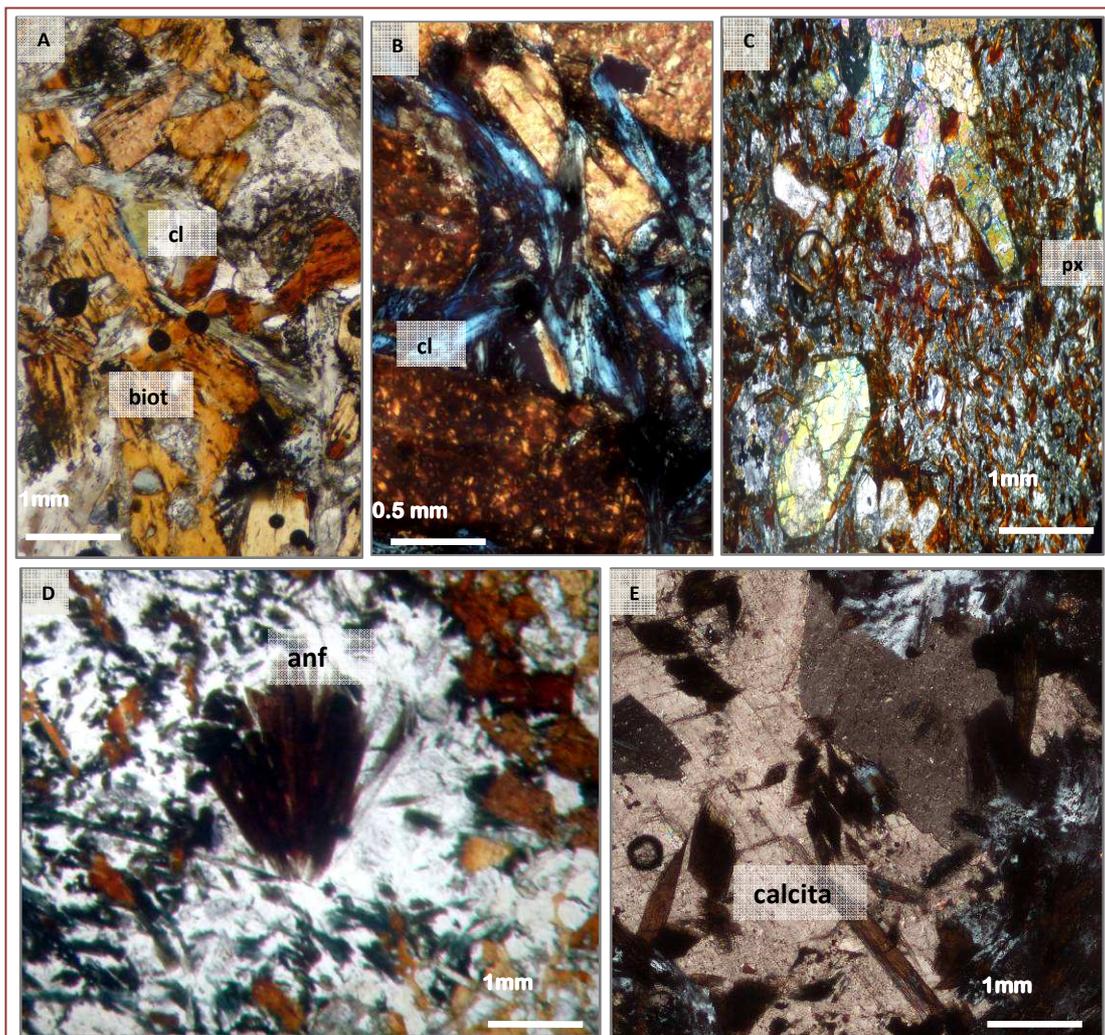


Figura 3.22 - A. Fenocristales de biotita alterada a clorita, en LP. B. Idem A mostrando colores anómalos de clorita en NC. C. Textura porfírica glomerular con fenocristales de biotita rojiza. Los glomérulos son de piroxeno augita –aegirina. NC. D. Mineral de hábito fibroso y alta absorción, probable anfíbol- LP. E. Carbonatos en vacuolas o “bolsones” se observan dos direcciones de clivaje, NC.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La intensa deformación sufrida por las rocas que constituyen el basamento cristalino de Montevideo, producto de los eventos tectónicos sufridos se evidencia por una serie de estructuras generadas en régimen dúctil, en régimen dúctil-frágil y por último en régimen frágil.

Estructuras tales como pliegues, clivajes de crenulación, zonas de cizalla, boudines, fallas y diaclasas han sido reconocidos en todas las litologías que componen el basamento precámbrico de la zona de estudio.

Oyhantçabal *et al.* (2007), han identificado por lo menos cuatro fases de deformación:

- La primera fase D_1 , corresponde a lineaciones (L_1) y foliaciones (S_1) relevadas tanto en las litologías de la Formación Montevideo (S_1 es normalmente paralela a la estratificación original S_0), como en los Ortoneises de Punta Carretas.
- La segunda fase de deformación D_2 , está representada por la generación de pliegues, que afectan a las paraanfíbolitas, paraneises y micaesquistos; clivajes de crenulación presentes en los micaesquistos de la playa del Cerro; pliegues ptigmáticos y sin raíz en aplitas y pegmatitas.

Las variaciones de rumbo que presentan las litologías de la Formación Montevideo, se interpretan como resultado de esta segunda fase que genera el plegamiento de la secuencia, con ejes de pliegue de dirección SW-NE y buzamientos al SSE (Pajas Blancas Buzamiento: 30° al $N160^\circ$; paraneis 21° al $N100^\circ$). De todas formas, se hace difícil la interpretación del plegamiento debido a que los datos relevados son muy escasos, ya que como se mencionó anteriormente uno de los mayores problemas es la escasez de los afloramientos.

En lo que respecta a los ortoneises, se producen cambios de rumbo asociados principalmente a las inyecciones pegmatíticas y en determinadas áreas se hace más evidente la foliación néisica.

- En una tercera fase D₃, en régimen dúctil-frágil se produce el emplazamiento de los granitos sinorogénicos y la inyección de diques de aplitas y pegmatitas. Algunos de estos diques de aplitas se encuentran deformados, constituyendo litoclastos con colas asimétricas.
- Una cuarta fase en régimen frágil, podría corresponder a el emplazamiento de carácter subsuperficial de los diques de lamprófidos.

En la Tabla 4.1 se presentan los datos estructurales relevados en campo y en la figura 4.1 el ploteo de los datos en los diagramas de Rosas y Polos.

Tabla 4.1. Datos estructurales de direcciones de foliación de las rocas del basamento de Montevideo.

Esquistosidad/Foliación	Buzamiento	Litología	Ubicación
N270	90	Anfibolita	Plaza. Virgilio
N280	90	Ortoneis	Plaza. Virgilio
N100	87SW	Anfibolita	Cº Montevideo
N105	87SW	Micaesquistos	Frigorífico Nacional
N70	88SW	Paraneis	Frigorífico Nacional
N90	88S	Ortoneis	Playa Punta Mansa
N285	90	Ortoneis	Playa La Mulata
N90	90	Ortoneis	Molino de Pérez
N105	88SW	Ortoneis	Puerto del Buceo
N300	90	Paranfibolita	Playa del Cerro
N60	88SE	Paraneis	Punta Yeguas
N80E	35SE	Paraneis	Pajas Blancas
N78	33SE	Paraneis	Pajas Blancas
N85	50SE	Paranfibolita	Pajas Blancas
N90	45SE	Paranfibolita	Pajas Blancas

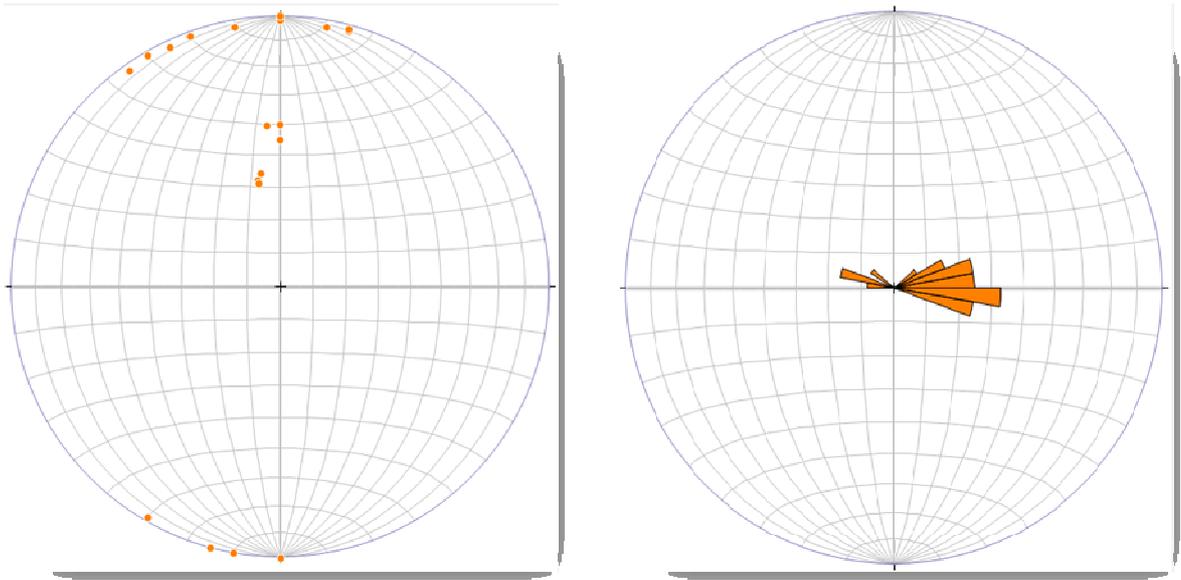


Figura 4.1- Tratamiento estadístico de los datos de orientación de la foliación metamórfica:

A. Diagrama de Polos (falsilla de Wulff). **B.** Diagrama de Rosas. Se verifica una tendencia de dirección general este-oeste de la foliación de las rocas del basamento de Montevideo.

4.1. MESOESTRUCTURAS DE LA FORMACIÓN MONTEVIDEO

4.1.1. Pliegues

Este tipo de estructuras generadas bajo un régimen dúctil pueden ser muy útiles a la hora de evaluar la deformación experimentada por un determinado volumen de roca. Existen distintos criterios de clasificación de pliegues pero un referente es la clasificación de Ramsay & Wood (1973), la cual se basa en los dos espesores (ortogonal relativo t_α y paralelo al plano axial, T_α) y las denominadas isógonas de buzamiento definidas como líneas que unen puntos de igual inclinación de techo a muro del flanco de un pliegue (Figura 4.2A).

En las litologías que componen la Formación Montevideo fueron reconocidos pliegues Clase 2 o similares y Clase 3. Un esquema teórico de estos tipos de pliegues se muestra en la figura 4.2B y en la figura 4.3 se muestran algunos observados en campo.

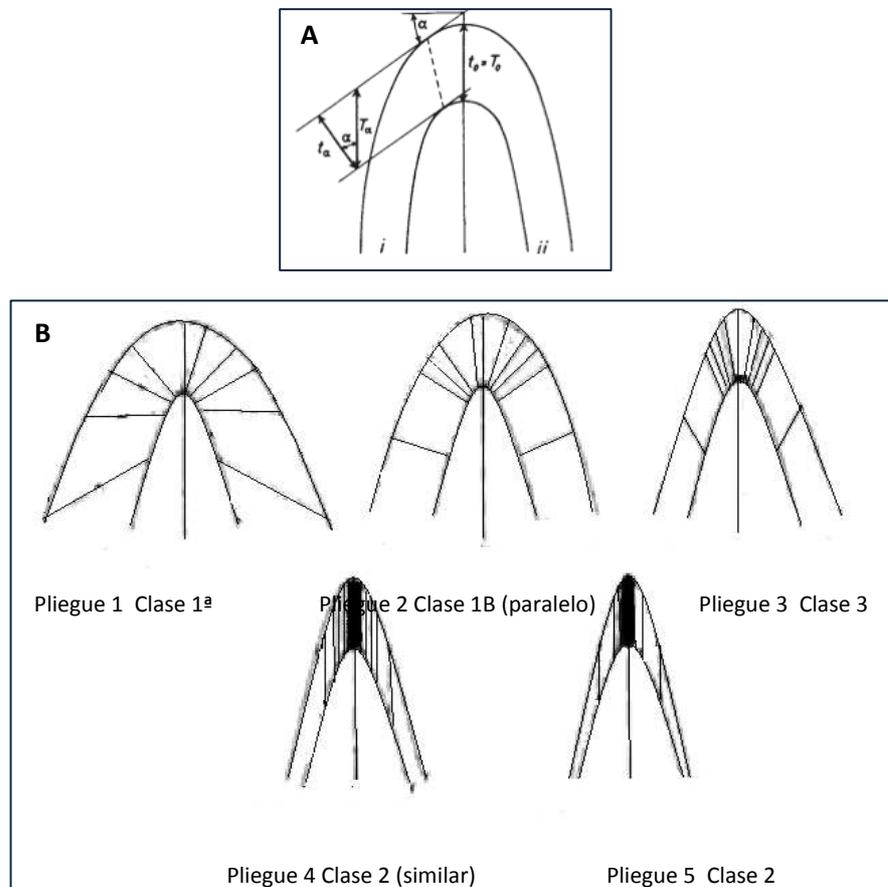


Figura 4.2-A. Sección transversales de dos pliegues donde se muestran los conceptos de espesor ortogonal relativo y paralelo al plano axial. **B.** Clases y tipos de pliegues según la clasificación de Ramsay. Tomado de Martínez Catalán (2006).



Figura 4.3-Secciones subverticales de pliegues clase 2 similares, según clasificación de Ramsay. **A.** En anfibolitas bandeadas de Pajas Blancas; **B** idem anterior; **C.** en paraneises de la playa del Frigorífico Nacional. **D** corresponde a la zona este del afloramiento Pajas Blancas donde se puede observar en el centro de la foto un pliegue con plano axial recumbente y cierto patrón de interferencia de pliegues.

Pliegues Isoclinales

Los pliegues isoclinales pueden ser generados a partir de pliegues abiertos como consecuencia de un aumento importante de la intensidad de la deformación.

Este tipo de estructuras se encuentran presentes en las paraanfíbolitas de la Formación Montevideo (Figura 4.4). Su presencia genera un bandeamiento muy bien definido ya que sus flancos son paralelos a la foliación, por lo que se observan capas leucócratas de espesor centimétrico (potencia media 1.5 cm), y capas mesócratas de mayor potencia.



Figura 4.4- Dique aplítico el cual ha sido plegado isoclinamente debido al intenso aplastamiento en anfíbolita bandeada. Playa La Colorada. Largo del marcador 13cm.

Esquistosidad de Crenulación

La figura 4.5 muestra el fenómeno de plegamiento en micaesquistos de la Playa del Cerro. En dicha figura puede observarse también una diferenciación de capas ricas en cuarzo y feldspatos de color claro y capas más ricas en filosilicatos asociado al microplegamiento el cual es oblicuo a la foliación original.



Figura 4.5-Micropliegues de crenulación con alternancia de color y composición mineralógica en micaesquistos de la Playa del Cerro. Largo de la lapicera 12 cm.

4.1.2. Boudines

Este tipo de estructuras se generan a partir de la existencia de esfuerzos compresivos en un sentido y extensionales en el otro, en capas o niveles competentes de roca que dan como resultado la separación parcial o total en fragmentos. Para que se formen es necesario que las capas se orienten de forma tal que caigan dentro del campo de estiramiento (Martínez Catalán, 2006).

Las figuras 4.6 y 4.7 muestran una serie de ejemplos de boudines que afectan particularmente a las paraanfibolitas, a los diques aplíticos y venillas de cuarzo. Esto puede deberse al contraste de competencia entre los dos tipos de litologías (mayor competencia de las anfibolitas). Otra causante podría ser que al estar las paraanfibolitas más intensamente foliadas que los ortoneises, los esfuerzos tensionales se distribuyan de manera anisótropa generando boudines de foliación (Paschier *et al.* 2003).

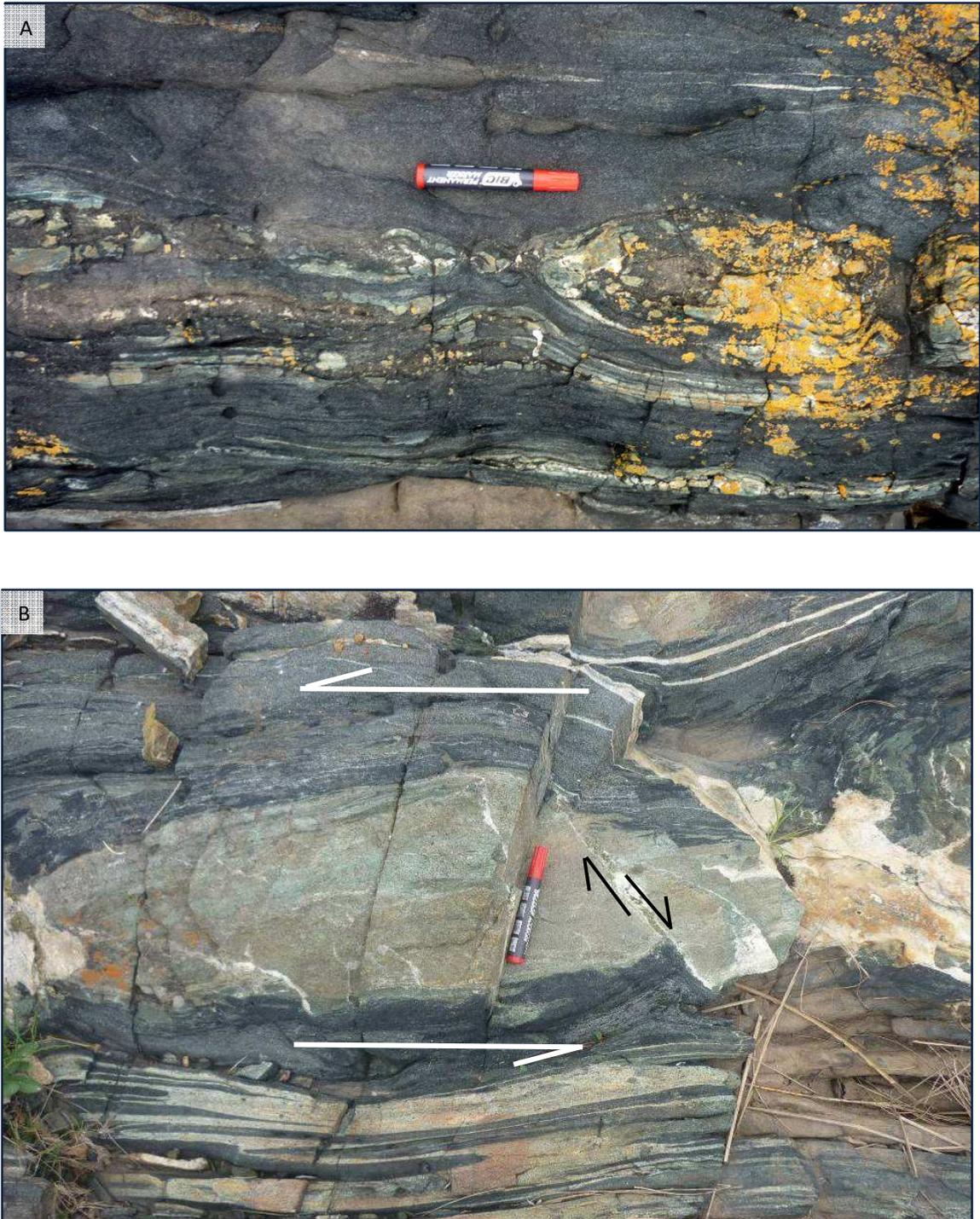


Figura 4.6-A. Boudin de foliación de geometría lenticular en anfibolitas bandeadas de la playa La Colorada. En la zona que queda limitada por la extensión del marcador (13 cm), puede observarse la zona de cuello y los pliegues de cicatriz de la estructura. **B.** Idem anterior pero afectando a las capas epidotizadas en playa La Colorada. Nótese además la presencia de una estructura similar a Bookshelf que indica desplazamiento sinistral.



Figura 4.7 -A Venilla de cuarzo boudinada con geometría lenticular en paraneises. B) Boudin tipo “pinch and swell” en dique aplítico.

En general los boudines descritos muestran formas lenticulares con o sin reentrante.

Un tipo de estructura particular fue reconocida en el afloramiento de la playa La Colorada. Presenta forma irregular y está compuesta de megacristales de anfíbol. La generación de esta estructura se relaciona probablemente a la migración local de fluidos que se han concentrado localmente, o podría ser el resultado de deformación

heterogénea produciendo lentes no deformados internamente de la roca original (Figura 4.8).



Figura 4.8- Estructura en anfibolita bandeada de la playa La Colorada aparentemente generada por la migración de fluidos desarrollando grandes cristales de anfíbol, aproximadamente 1 cm.

4.1.3. Zonas de Cizalla

Se trata de estrechas zonas donde la deformación dúctil se ha concentrado y se caracterizan por la presencia de foliación paralela o subparalela a la dirección de máximo estiramiento, denominada foliación milonítica. Se reconocieron zonas de cizalla en el área de estudio a escala de afloramiento. La figura 4.9 muestra una zona de alta deformación, donde los esfuerzos de cizalla han generado pliegues asimétricos de tipo S, en la secuencia metasedimentaria que aflora a unos 200m al oeste de la playa del Frigorífico Nacional. Allí se observa una alternancia de micaesquistos y paraneises.



Figura 4.9- Zona de cizalla en micaesquistos en la que se han generado pliegues asimétricos tipo S a partir de esfuerzos de tangenciales. Sentido de movimiento sinistral. Sección horizontal, orientación N 105/90.

4.2. MESOESTRUCTURAS DE LOS ORTONEISES DE PUNTA CARRETAS

4.2.1. Foliación

Este tipo de estructura penetrativa no siempre es claramente evidente, sin embargo existen zonas donde la deformación es más intensa y por lo tanto es posible observar “esquistosidad néisica”. Ejemplos son los afloramientos de la zona del Puerto del Buceo y Canteras del Parque Rodó. La figura 4.10 muestra un ejemplo de neis foliado en los afloramientos de Punta del Buceo.



Figura 4.10-Neis fuertemente foliado y recortado por delgados diques pegmatíticos.

4.2.2. Pliegues Ptigmáticos

Este tipo de pliegues se generan cuando el contraste de viscosidades es grande (Ramsay & Hubber, 1987). En general muestran gran amplitud y poco engrosamiento y suelen darse en venas de cuarzo o diques cuarzo-feldespáticos.

La figura 4.11 muestra un dique de color rosado compuesto de cuarzo y feldespato principalmente que recorta al ortoneis. En respuesta al campo de esfuerzos al que fue sometido el cuerpo de roca, la roca de mayor competencia resistió la deformación, mientras que el delgado dique menos competente, generó un pliegue ptigmático.



Figura 4.11-Pliegues ptigmáticos en dique aplítico que atraviesa el ortoneis.

4.2.3. Pliegues en cúspides y lóbulos (cusplate-lobate folds).

Este tipo de plegamiento se genera cuando existe una diferencia entre las viscosidades, en capas de distintos espesores (Ramsay & Hubber, 1987). La figura 4.12, muestra pequeños xenolitos de anfibolitas en ortoneis que presentan estructuras de tipo *cusplate-lobate folds*. Es decir, los límites de algunos de los xenolitos muestran ciertas irregularidades que consisten en lóbulos, formas redondeadas y las cúspides, formas agudas. Estas últimas entran hacia la capa menos competente que en este caso corresponde al ortoneis.



Figura 4.12-Xenolitos de anfibolita en ortoneis exhibiendo estructuras de *pliegues en cúspides y lóbulos*.

Un fenómeno similar al antes descrito se observa en el afloramiento de la playa La Colorada, en el contacto tectónico entre un gran bloque de paraanfibilita y el ortoneis (figura 4.13).

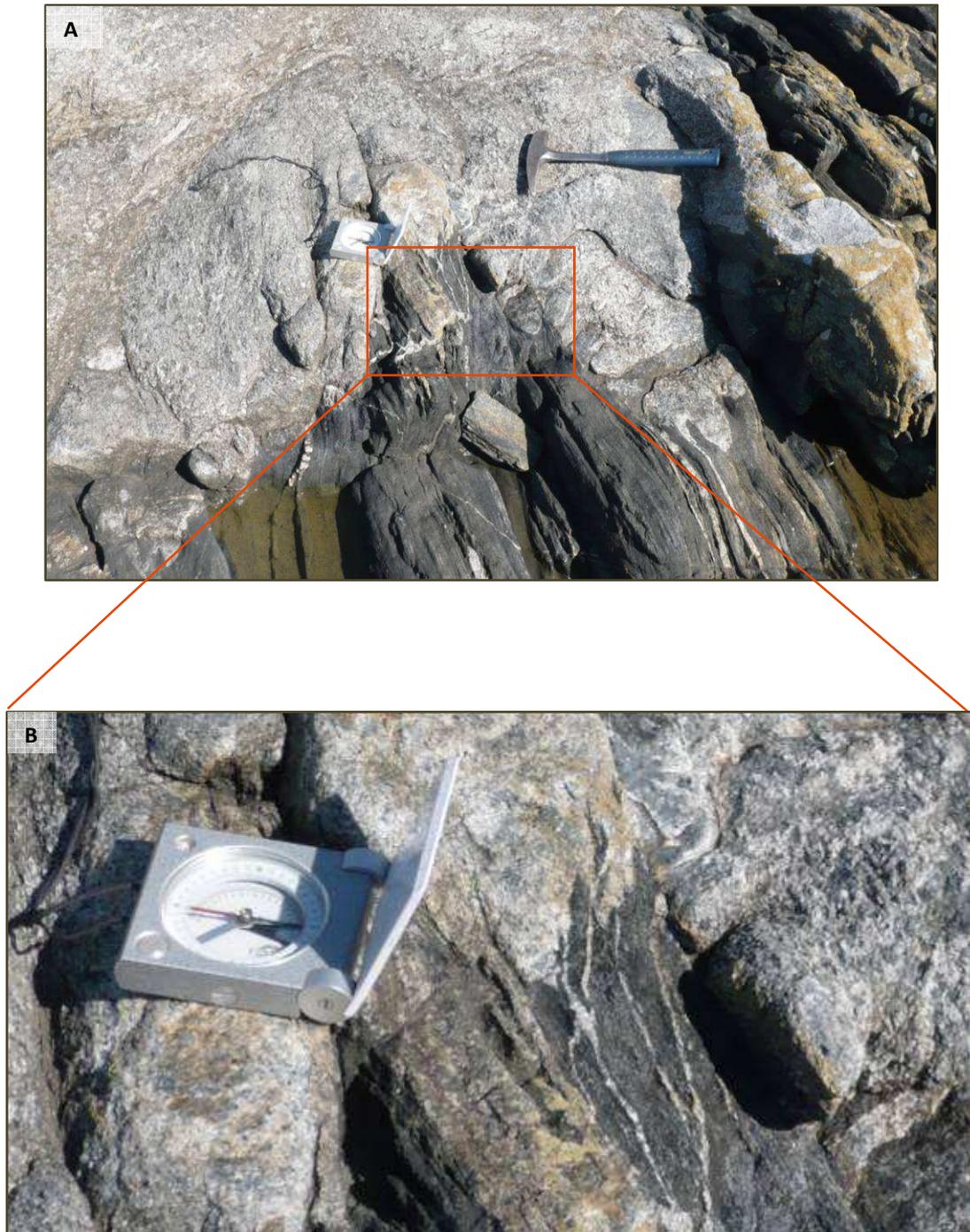


Figura 4.13-A. Contacto irregular entre anfibilita (negro) y ortoneis (gris). **B.** Ampliación de la imagen anterior, donde se observa que el contacto entre la anfibilita y el neis está plegado exhibiendo estructuras de *pliegues cúspides* y *lóbulos*. A su vez, pequeños fragmentos de anfibilita fueron separados del cuerpo mayor constituyendoe xenolitos. Largo de la piqueta 32 cm.

4.2.4. Zonas de Cizalla

En la figura 4.14, se puede ver una zona de cizalla vertical que afecta los ortoneises expuestos en la zona de las Canteras del Parque Rodó. La foliación milonítica se ve resaltada debido al estiramiento de pequeños diques o venillas aplíticas que recortan a los ortoneises. Dentro de la misma es posible observar algunos indicadores cinemáticos tales como pliegues isoclinales en “vaina” (Paschier, Myers & Kroner, 2003) y porfiroclastos asimétricos de feldespato potásico, indicando un sentido del movimiento en el que el bloque de la izquierda (sur) subió con respecto al bloque de la derecha (norte).

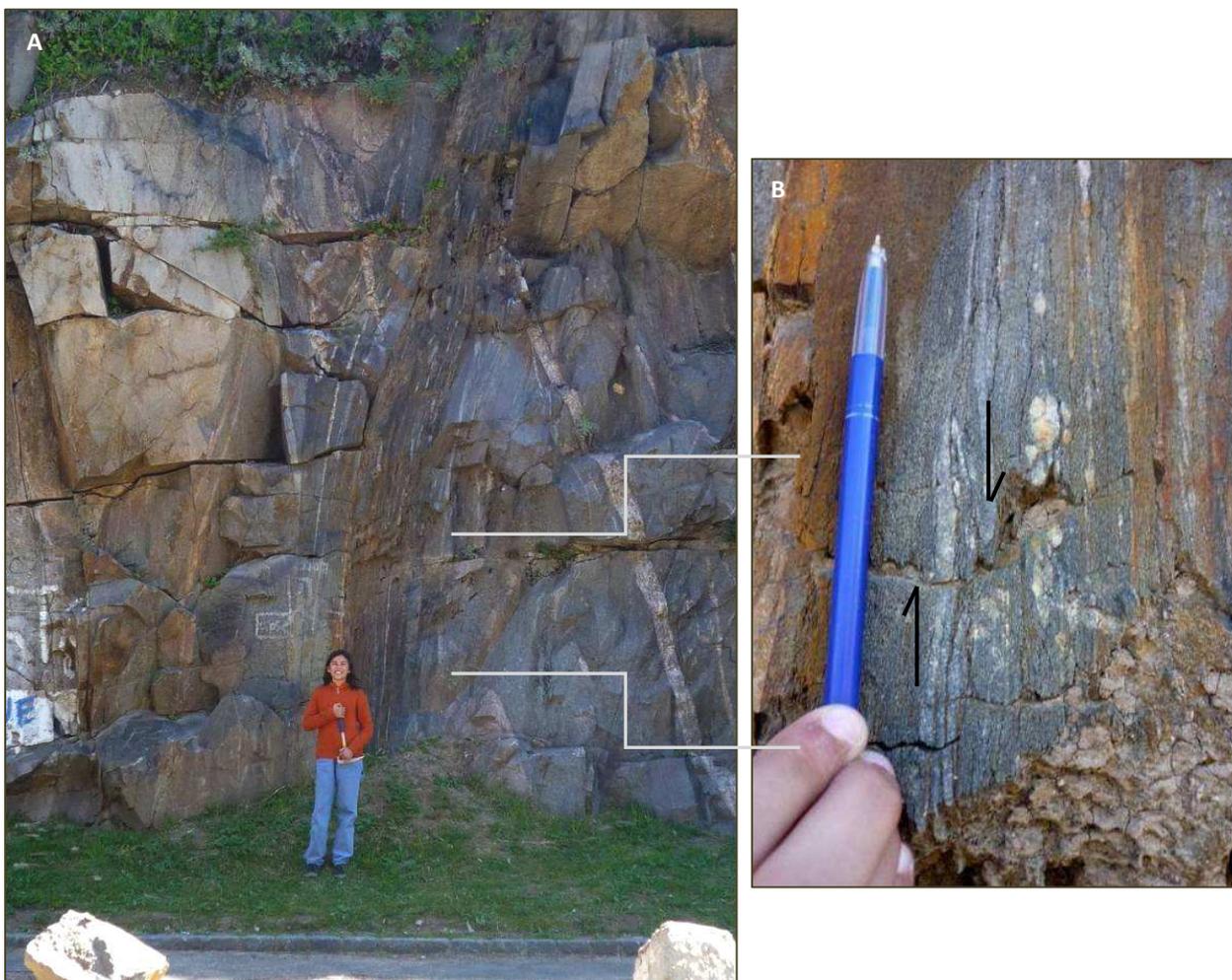


Figura 4.14-A. Zona de Cizalla vertical. **B.** Dique aplítico deformado que indica que el bloque Sur subió con respecto al bloque Norte. Hija que sostiene la piqueta 150cm.

Zonas de nucleación de cizallas fueron reconocidas en el sector este del área de estudio. Ejemplos de esto se muestran en la figura 4.15.



Figura 4.15-A Zona de alta deformación que genera una foliación secundaria grosera de dirección de dirección N300, discordante con la foliación del neis de dirección este-oeste. Piqueta: 32cm. **B** Pequeña zona de cizallamiento dúctil en ortoneis con rumbo N315 y sentido de desplazamiento sinistral. Pueden distinguirse grietas de tensión asimétricas que se abren paralelamente a los ejes de estiramiento principales (Paschier, 2003). Diámetro de la moneda 2.5cm. Obsérvese tanto en **A** como en **B** una discordancia entre la foliación néisica y la milonítica.

4.2.5. Fallas

Como ya se ha mencionado, asociado a los ortoneises ocurren una gran cantidad de filones pegmatíticos y aplíticos. Algunos de ellos son recortados por fallas verticales de desplazamiento de rumbo dextrales y sinestrales (Figura 4.16).



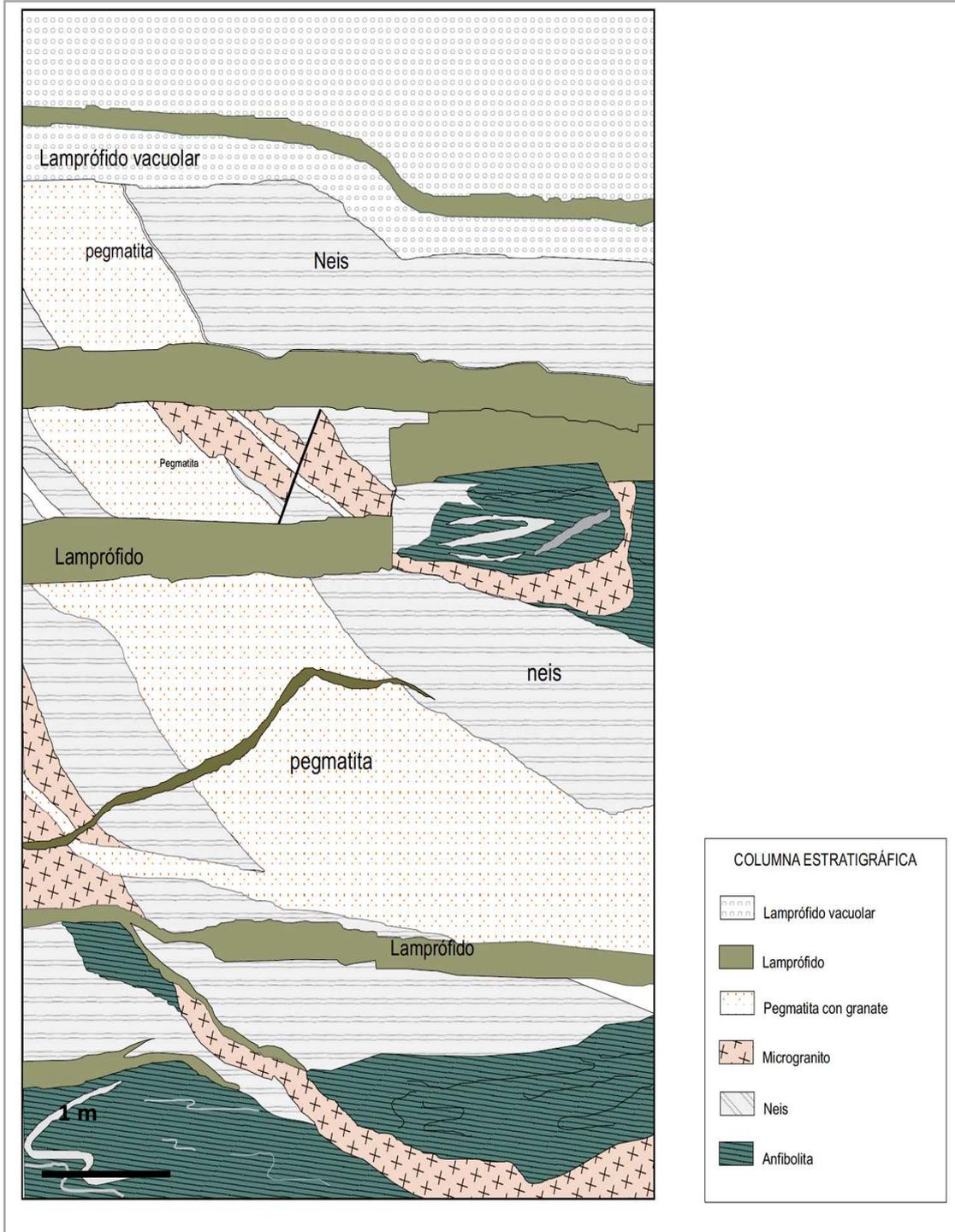
Figura 4.16-A. Dique de aplita recortando ortoneis y afectado por falla sinistral de orientación casi perpendicular a la dirección de foliación. **B.** Dique aplítico que al igual que el caso anterior, atraviesa al ortoneis pero el dique muestra una disposición particular denominada “dique en bayoneta”. **C.** Idem que figura **A** pero en este caso el sentido de desplazamiento es dextral.

El mapa de la figura 4.17 pertenece al afloramiento de Plaza Virgilio, el cual corresponde a la punta rocosa oeste de la llamada Playa Verde En este afloramiento parece resumirse parte de la estratigrafía del Basamento Cristalino del Departamento

de Montevideo. El mapa muestra las relaciones de contacto entre las anfibolitas, ortoneises y los diques de aplitas, pegmatitas y lamprófidos. Se puede observar en este afloramiento, xenolitos de anfibolitas deformados englobados por los ortoneises. Estos presentan formas ahusadas y contactos de formas tipo pliegues en cúspides y lóbulos, los cuales han sido descritos en la figura 4.12. Esto permite suponer que la anfibolita fue la roca caja de la intrusión del protolito granítico del ortoneis, con desarrollo de estructuras de brecha atribuidas a *magmatic stoping*.

Varios diques de aplitas recortan de forma concordante y discordante a las anfibolitas. Muchos de ellos se encuentran plegados y boudinados. El último evento de origen magmático corresponde la intrusión de los diques de lamprófidos, los cuales recortan a todas las litologías del afloramiento.

Mapa de detalle del afloramiento Virgilio-Punta Gorda



5. RESULTADOS PETROGRÁFICOS

En este capítulo se tratan los resultados obtenidos a partir del análisis petrográfico convencional realizado en las muestras de anfibolitas y en las muestras de ortoneises asociados. Dicho análisis comprende la descripción completa de minerales componentes primarios y secundarios, texturas y microestructuras presentes. Estos elementos serán utilizados como base para la clasificación de las rocas estudiadas y la determinación de procesos secundarios y de deformación sufridos. La interpretación de las microestructuras siguen las bases propuestas por Paschier & Trouw (2005).

5.1. PETROGRAFÍA DE LAS ANFIBOLITAS

Se realizó el análisis de 15 secciones delgadas de anfibolitas. Como regla general todas las muestras contienen entre un 60-70% de anfíbol hornblenda, 15-30% de plagioclasa de composición andesina-labrador y 5-10% de cuarzo como composición básica. Los accesorios más comunes son esfeno, minerales opacos y epidoto. Los procesos de alteración identificados son la saussuritización y la oxidación. Minerales secundarios como clinozoisita, pistacita, calcita y magnetita se reconocen en el análisis petrográfico de algunas de las secciones delgadas. Estos procesos están mayormente concentrados en las anfibolitas del balneario Pajas Blancas y la playa La Colorada. El proceso de oxidación está evidenciado por la presencia de magnetita hidrotermal cuya presencia se constató por medio de un imán de bolsillo.

En base a la mineralogía y las texturas presentes se distinguieron cinco tipos litológicos. Estos se describen a continuación.

5.1.1. Anfibolitas Típicas

Son rocas cuya textura predominante es nematoblástica, definida por la orientación de cristales prismáticos de anfíbol. La composición mineralógica es anfíbol, plagioclasa, cuarzo, esfeno, epidoto y opacos (Figura 5.1A y 5.1B).

El anfíbol es de tipo hornblenda y se presenta en cristales subidioblásticos a idioblásticos. Las secciones prismáticas son poco alargadas exhibiendo pleocroísmo verde a verde azulado con tamaños que varían entre 0.2 y 0.8 mm. Las secciones basales son subidioblásticas a idioblásticas a veces con los vértices redondeados.

La plagioclasa es subidioblástica y su composición corresponde a andesina-labrador. Ocurre en listones truncados de bordes lobados a rectos exhibiendo microestructuras de deformación tales como extinción ondulante, recristalización por migración de borde de grano y maclado mecánico (formas ahusadas).

El cuarzo es intersticial y se presenta en cristales xenoblásticos con límites de grano irregulares a subidioblásticos con límites de granos rectos a veces poligonales. Exhiben extinción ondulante y bandas de deformación (Figura 5.1C).

El esfeno ocurre en pequeños cristales rómbicos, subidioblásticos, redondeados en sus vértices con colores que varían desde neutro a castaño claro.

Minerales opacos aparecen como cristales subidioblásticos, de formas rómbicas a agregados xenoblásticos orientados según la foliación.

Epidoto y calcita microgranular aparecen en la roca como producto de la alteración principalmente de la plagioclasa. El epidoto pertenece a la variedad clinzoisita y ocurre en cristales subidioblásticos a xenoblásticos los cuales muestran colores de interferencia de primer orden azules y amarillos anómalos. Ocurren de forma aislada o en texturas de intercrecimiento (simplectitas) de apariencia vermicular o lamellar con el anfíbol y la plagioclasa (Figura 5.1D).

La calcita se presenta en agregados microgranulares masivos a fibrosos sustituyendo de forma parcial o total a las plagioclasas (Figura 5.1D).

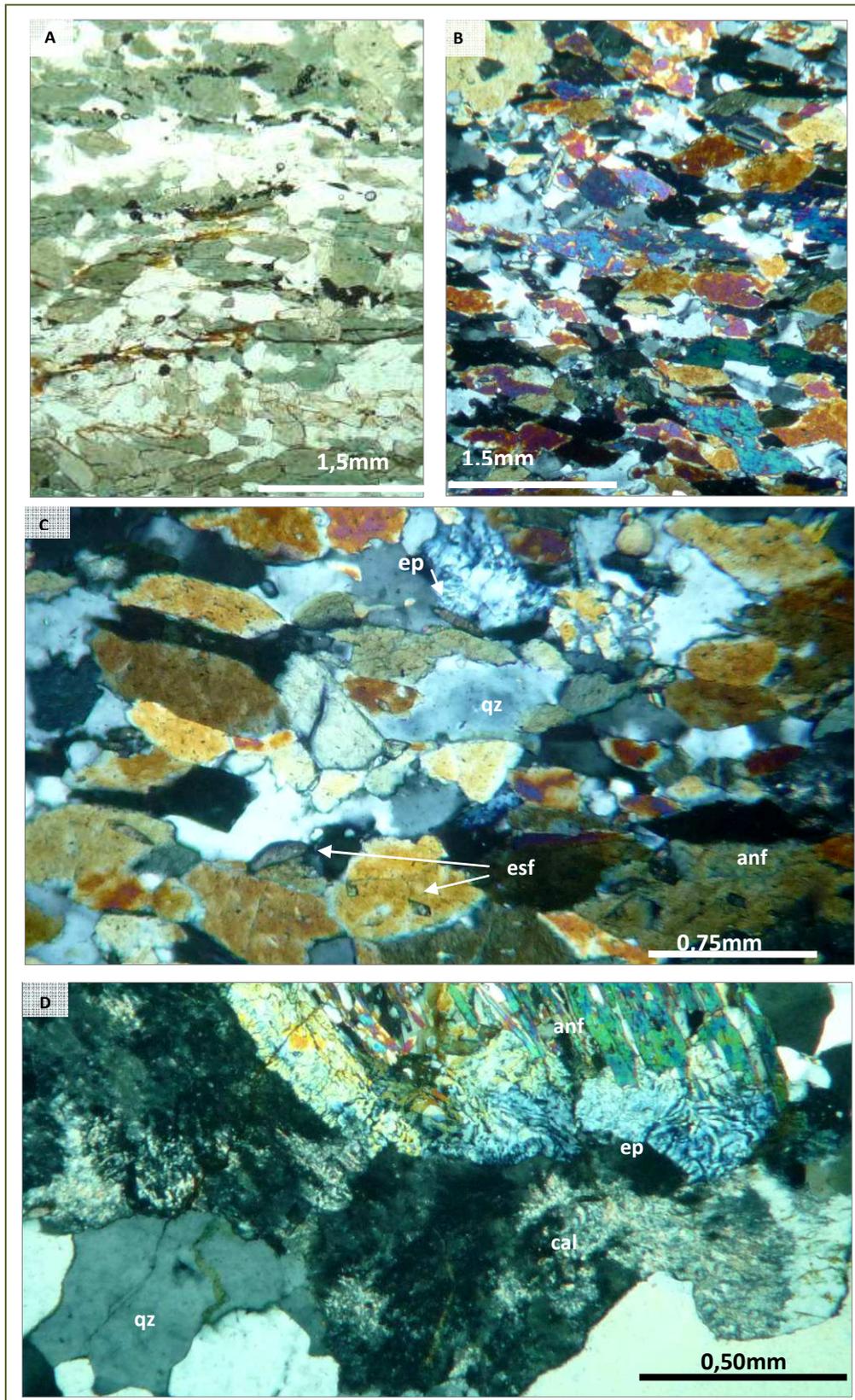


Figura 5.1- A y B muestran textura nematoblástica en anfibolita en luz polarizada plana y nicoles cruzados respectivamente. C. Microfotografía en NC que detalla la mineralogía que compone estas rocas. D. Textura simplectita entre anfíbol y clinzoicita, hacia la parte inferior de la foto se observa calcita microgranular en contacto con cuarzo.

5.1.2. Anfibolitas Porfiroblástica.

Presentan porfiroblastos idioblásticos a subidioblásticos de hornblenda, cuyas secciones longitudinales tienen entre 1mm a 6mm de largo.

El pleocroísmo varía de verde a verde pálido (Figura 5.2). La matriz es muy fina compuesta principalmente de cristales prismáticos de hornblenda (0.06 - 0.14 mm), plagioclasa y pequeños bolsones circulares de cuarzo recristalizado. Los porfiroblastos de hornblenda podrían representar fenocristales de piroxenos del protolito original que fueron reemplazados por el anfíbol durante el metamorfismo. En contacto con los anfíboles de la matriz y con los que constituyen porfiroblastos se pueden observar (figura 5.2) numerosos cristales de minerales opacos, posiblemente óxidos de hierro de tipo magnetita o ilmenita, que ocurren a lo largo de los márgenes de los cristales y planos de clivaje tanto como cristales aislados como en agregados de cristales xenoblásticos.

García & Jacobson (1979) *apud* Rutherford & Devine (2003) denominan este fenómeno como “opacitización”, donde en casos extremos el mineral puede ser totalmente sustituido por opacos.

La textura blastoporfírica de estas anfibolitas posiblemente heredada de una textura porfirítica, sugiere que el protolito corresponde a una lava basáltica.

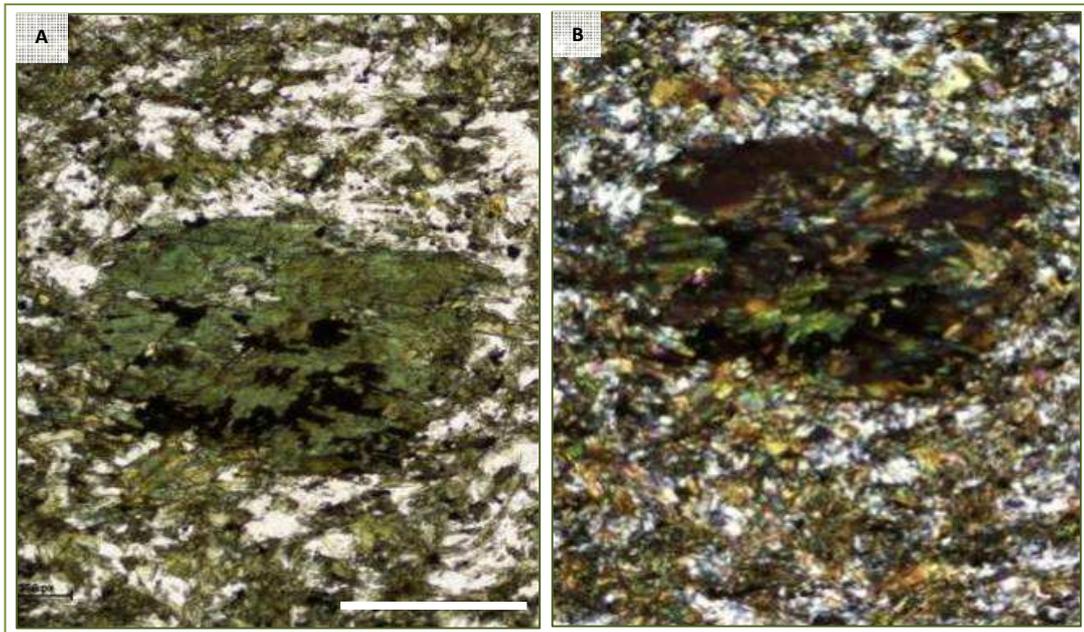


Figura 5.2 - Fenoblasto de anfíbol con alteración a opacos inmerso en una matriz compuesta de pequeños cristales de anfíbol, plagioclasa y cuarzo. **A.** Luz polarizada. **B.** Nícoles cruzados. Largo de la barra de escala 1,5mm.

5.1.3. Anfibolitas con textura porfiroclástica

Este tipo de rocas se encuentran asociadas a las anfibolitas porfiroblásticas descritas anteriormente, ocurriendo como boudines que parecen haber resistido los procesos de deformación y preservando parte de la textura original (Figura 5.3).

Afloran en la zona NE del departamento en las cercanías del Arroyo Toledo. Presentan textura glomerular relict, con porfiroclastos euédricos a subédricos de plagioclasa los cuales forman glomérulos. Estos cristales han sufrido recristalización con generación de subgranos.

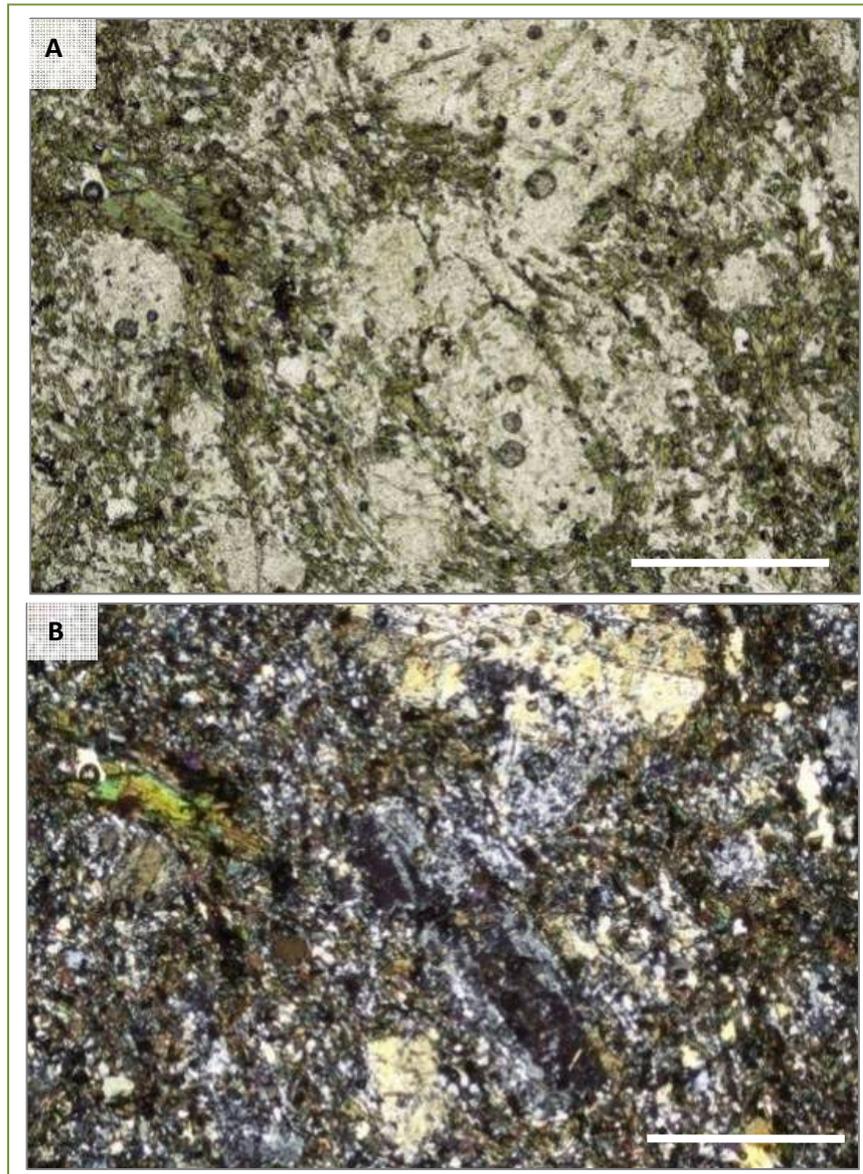


Figura 5.3 - Anfibolita porfiroclástica glomerular. Las microfotografías **A** y **B** corresponden a luz plana y nicoles cruzados respectivamente. Puede observarse relictos de glomérulos de plagioclasa. Largo de la barra de escala 1,5mm.

5.1.4. Anfibolitas Nematoblásticas con piroxeno

Son rocas con textura nematoblástica a nematogranoblástica, compuestas por hornblenda pleocroica con Z=verde azulado, Y=verde y X=amarillo verdoso; clinopiroxeno (augita-aegirina incolora a verde pálido) en cristales maclados, plagioclasa de composición andesina-labrador cuarzo. Como accesorios aparecen epidoto de variedad pistacita y magnetita (Figura 5.4). El epidoto constituye en la roca niveles de color verde junto al cuarzo y la magnetita ocurre asociada a la hornblenda en niveles rojizos

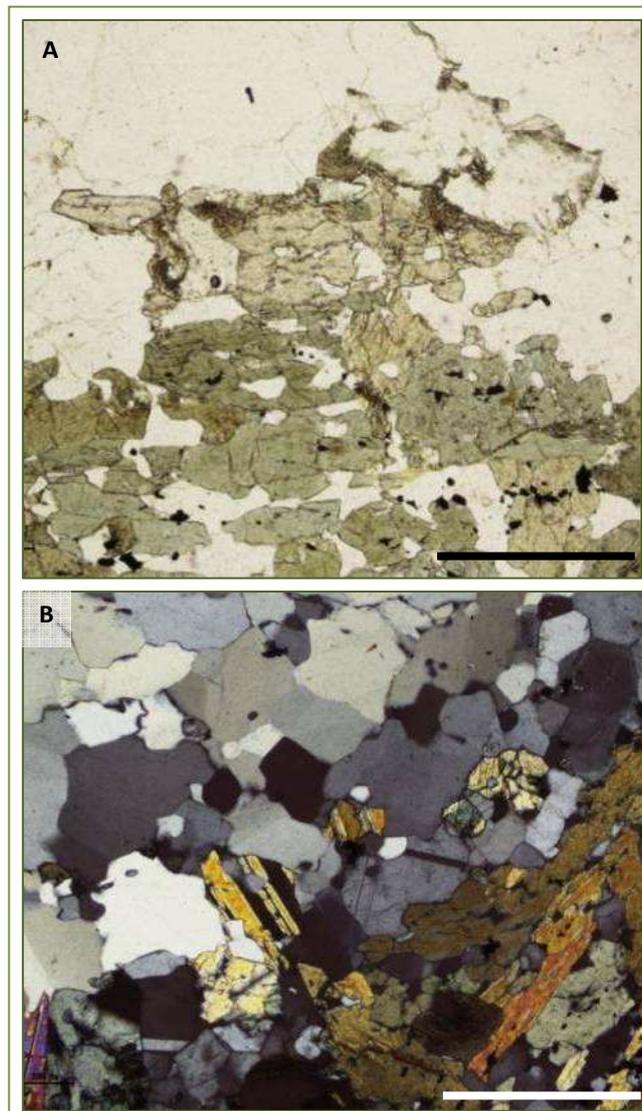


Figura 5.4 - A. Fotomicrografía en luz polarizada plana de anfibolita con cristales de piroxeno anhédricos a subhédricos de colores neutro a verde pálido con alteración a anfíbol. **B.** Fotomicrografía donde se observa en nicoles cruzados, cristales de piroxeno con maclas polisintéticas. Largo de la barra escala 1,5mm.

Este tipo de rocas afloran en la playa de Pajas Blancas, Frigorífico Nacional y La Colorada. En el afloramiento de la playa Pajas Blancas, estas anfibolitas presentan un bandeo composicional el cual ya fue mencionado en el Capítulo 3. Este bandeo se manifiesta por la alternancia de capas leucócratas centimétricas, compuestas de plagioclasa, cuarzo y anfíbol subordinado y capas mesócratas con idéntica composición pero con una abundancia mucho mayor de minerales máficos. (Figura 5.5).

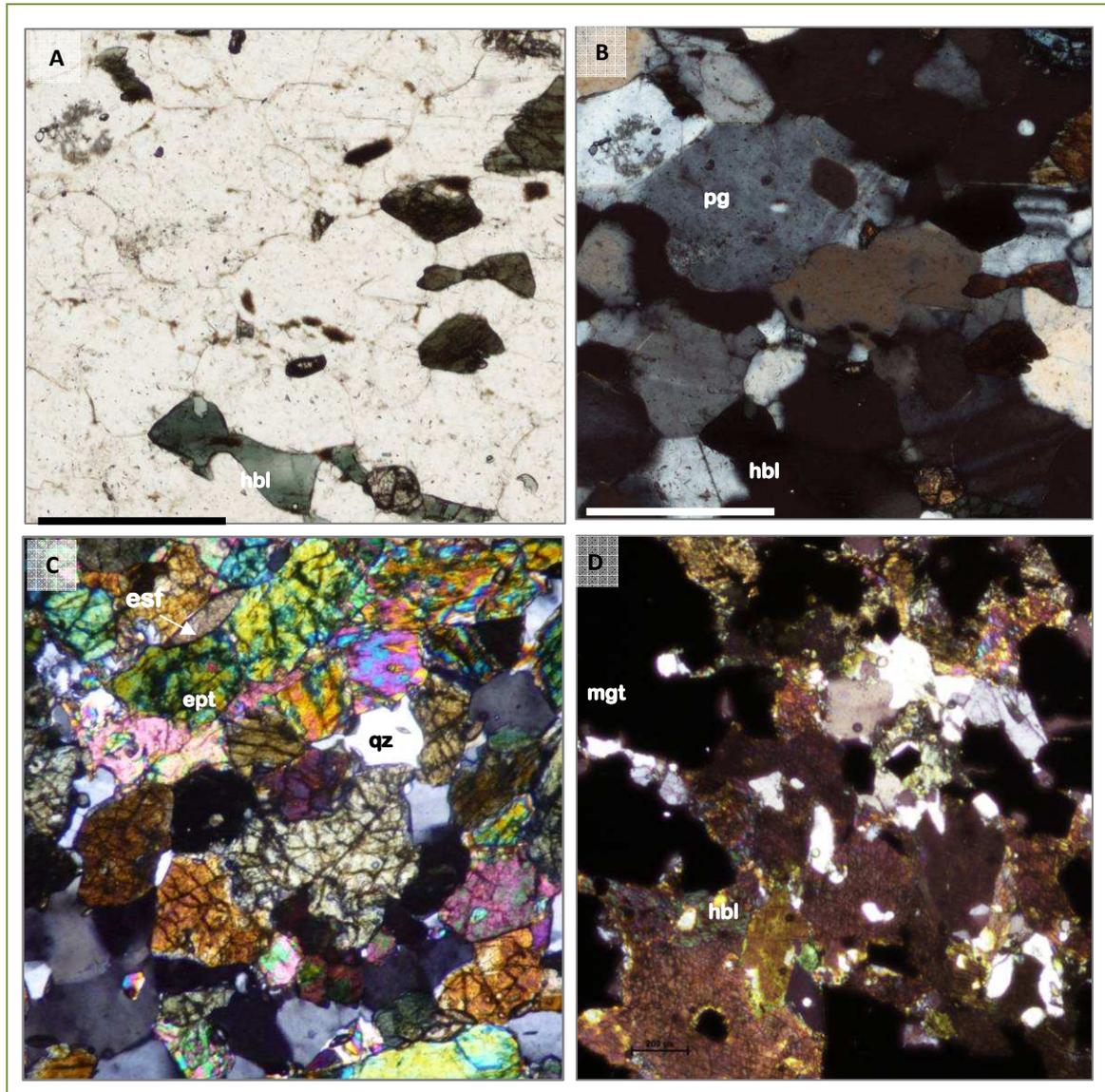


Figura 5.5-Fotomicrografía de Niveles leucócratas: **A** Luz Polarizada, **B** Nícoles cruzados. **C**. Niveles con cristales de epidoto-pistacita generados por alteración de plagioclasas. **D**. Niveles con cristales de magnetita asociados a hornblenda. Obsérvese en el centro de la figura que algunas secciones de magnetita subidioblásticas casi rómbicas. Largo de la barra de escala 1,5 mm.

5.1.5. Anfibolitas Nefríticas

Walther (1948) describe esta textura para las anfibolitas del Cerro de Montevideo y del Cerrito de la Victoria. Como muestra la figura 5.6, este tipo textural se caracteriza por agregados de pequeños y delgados cristales prismáticos a aciculares de hornblenda sin orientación preferencial y con tamaños de grano que varían entre 0.04 y 0.1 mm. Entre las agujas de anfíbol se pueden observar cristales de plagioclasa de tamaño de grano muy pequeño. Las características texturales son variables en un corte este-oeste. La muestra tomada en la ladera oeste del Cerro de Montevideo (figura 5.6 **C** y **D**), presenta una textura que podría corresponder a una facies de autobrecha, la cual se encuentra deformada. Obsérvese como los agregados de anfíbol se encuentran concentrados en dominios de formas ahusadas y como los agregados masivos de minerales opacos acompañan la deformación.

Este arreglo textural proporciona a estas rocas una elevada resistencia a la erosión por lo que constituyen las mayores elevaciones del área de estudio. Las estructuras de tipo “pillow lava” observadas en estas anfibolitas (por ej. en el Cerro de Montevideo) corresponden a derrames submarinos de lavas.

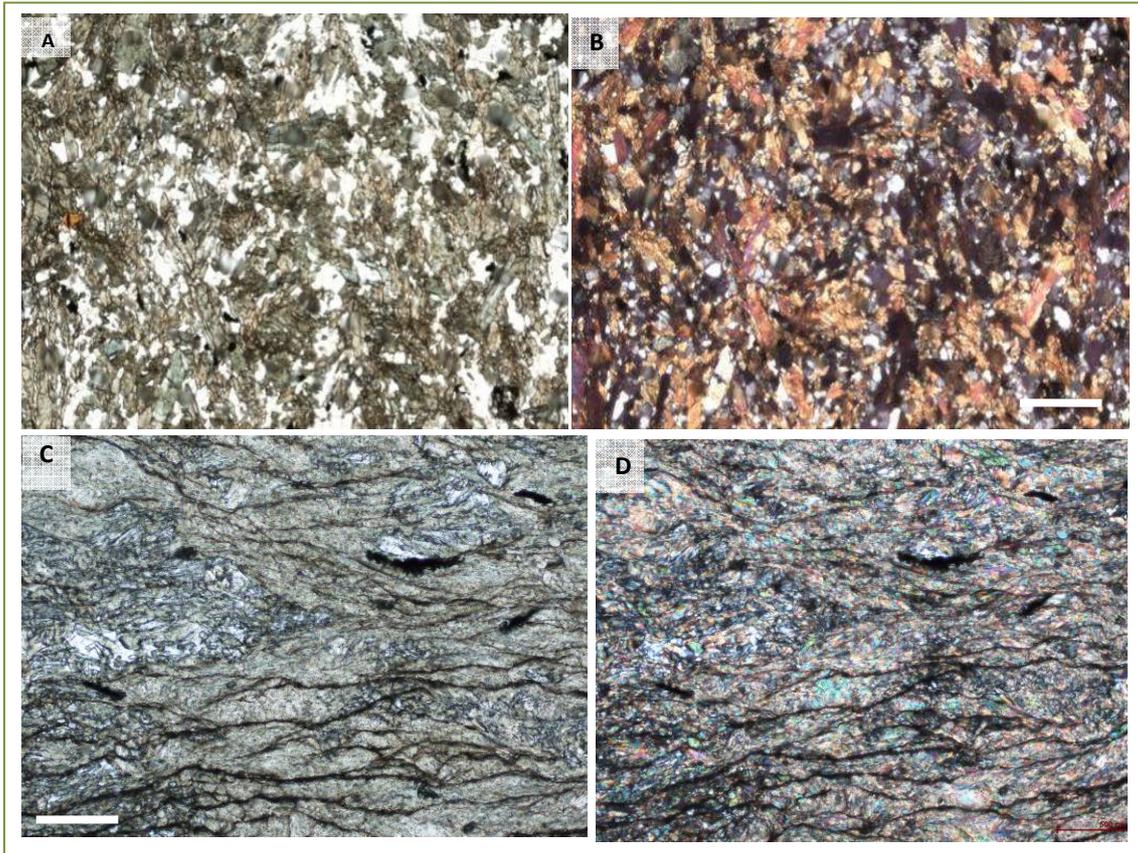


Figura 5.6- A y B. Fotomicrografías de textura nefrítica en anfibolitas del Cerro de Montevideo. Los cristales de anfíbol constituyen delgados prismas a acículas las cuales no presentan una dirección preferencial, sino que se entrelazan, el cuarzo y la plagioclasa aparece en los intersticios. Luz Polarizada y Nícoles cruzados respectivamente. C y D. Anfibolitas pertenecientes a la ladera oeste del Cerro de Montevideo, probable textura de autobrecha deformada. Largo de la barra de escala 0.7 mm.

La paragénesis de las anfibolitas la cual consiste en $\text{hbl} + \text{Ttn} + \text{Pl} + \text{Ep}$ que según el diagrama de indicación separa las condiciones de presión y temperatura para el metamorfismo valores de 2.5kb y 7kb y 550°C y 750°C respectivamente.

5.2. PETROGRAFÍA DE LOS ORTONEISES

Son rocas de textura granolepidoblásticas a granolepidonematoblásticas, de grano fino a medio. El arreglo textural surge de la alternancia de bandas granoblásticas inequigranulares, interlobadas a seriadas interlobadas, compuestas de cuarzo, oligoclasa y microclina y bandas lepidonematoblásticas donde se reúnen cristales de biotita, muscovita y clinozoisita prismática.

5.2.1. Minerales esenciales

PLAGIOCLASA: es el mineral más abundante en la roca junto al cuarzo, la composición corresponde a oligoclasa y se presenta como cristales subautomorfos de hábito prismático alargado o en listones truncados. En muchas secciones puede observarse dos direcciones de clivaje. El maclado está presente en general según las leyes de albita y periclina. Las microestructuras de deformación consisten en pequeñas flexiones en el maclado polisintético, también está presente el maclado mecánico o secundarios con individuos de maclas de formas acuñaadas y en algunos casos bordes de granos irregulares según los lados angostos del cristal.

CUARZO: se encuentra formando agregados de cristales xenomorfos de tamaños variables que van desde 0.1mm a 1.5mm. Los cristales de mayor tamaño presentan límites de grano irregulares lobados, debido a procesos de recristalización dinámica de migración de borde de grano (*grain boundary migration GBM*). Este fenómeno es acompañado de extinción ondulante y en bandas (figura 5.8 A, B y C) y en ocasiones desarrollan subgranos. En cambio los cristales de menor tamaño presentan límites de grano y contactos rectos con bordes poligonales, formando a veces ángulos de 120° y con extinción recta debido a procesos de recuperación del cuarzo.

FELDESPATO ALCALINO: se presenta en cristales xenomorfos a subautomorfos, con bordes irregulares. En algunos cristales se observan pequeñas pertitas lamelares en la dirección del eje c. La mayor parte del feldespato alcalino corresponde a microclina la cual presenta la típica combinación del maclado albita-periclina a veces poco desarrollada o discontinua. A veces puede observarse superficies de alteración de

fracción muy fina lo que le imprime una apariencia de “superficie sucia” compuesta probablemente de minerales de arcilla (figura 5.8 A).

FILOSILICATOS: corresponden al grupo de las micas, biotita principalmente y muscovita asociada. Constituyen las bandas lepidoblásticas ocurriendo a veces interdigitadas. En algunas secciones delgadas ocurren también cristales prismáticos de epidoto asociados a cristales de biotita y muscovita secundaria (probablemente la mayor parte) conformando así bandas lepidonematoblásticas. El tamaño de los cristales de biotita es muy variable, las secciones son automorfas a subautomorfas, el pleocroísmo es fuerte pasando de colores marrón-rojizo a pardo verdoso. Algunos cristales tienen inclusiones de apatito y circón.

GRUPO DEL EPIDOTO: se identifica como representante de este grupo a la clinozoisita, la cual exhiben colores de interferencia, azules y amarillos de primer orden anómalos (figura 5.7B). Existe dos poblaciones de clinozoisita: una población de tamaño de grano mayor a 0.5mm que ocurren, asociadas a biotita y muscovita, como agregados de cristales xenomorfos a subautomorfos, con presencia de clivaje y microfracturas posiblemente de origen primario; y otra de tamaño menor a 0.25mm considerada aquí como mineral secundario.

5.2.2. Minerales Accesorios

APATITO: suele encontrarse como pequeños cristales automorfos en secciones longitudinales prismáticas cortas, incoloros en luz polarizada y de color gris de primer orden en nicoles cruzados. Las secciones basales hexagonales suelen aparecer totalmente extintas. Se lo encuentra en cristales aislados independientes o incluidos en biotita.

CIRCÓN: aparece en pequeños cristales incoloros automorfos a subautomorfos en secciones prismáticas bipiramidales. En ocasiones los bordes de los cristales se encuentran redondeados. Los tamaños de grano son menores al milímetro y a

diferencia del apatito muestran alto relieve y fuerte dispersión (figura 5.10).

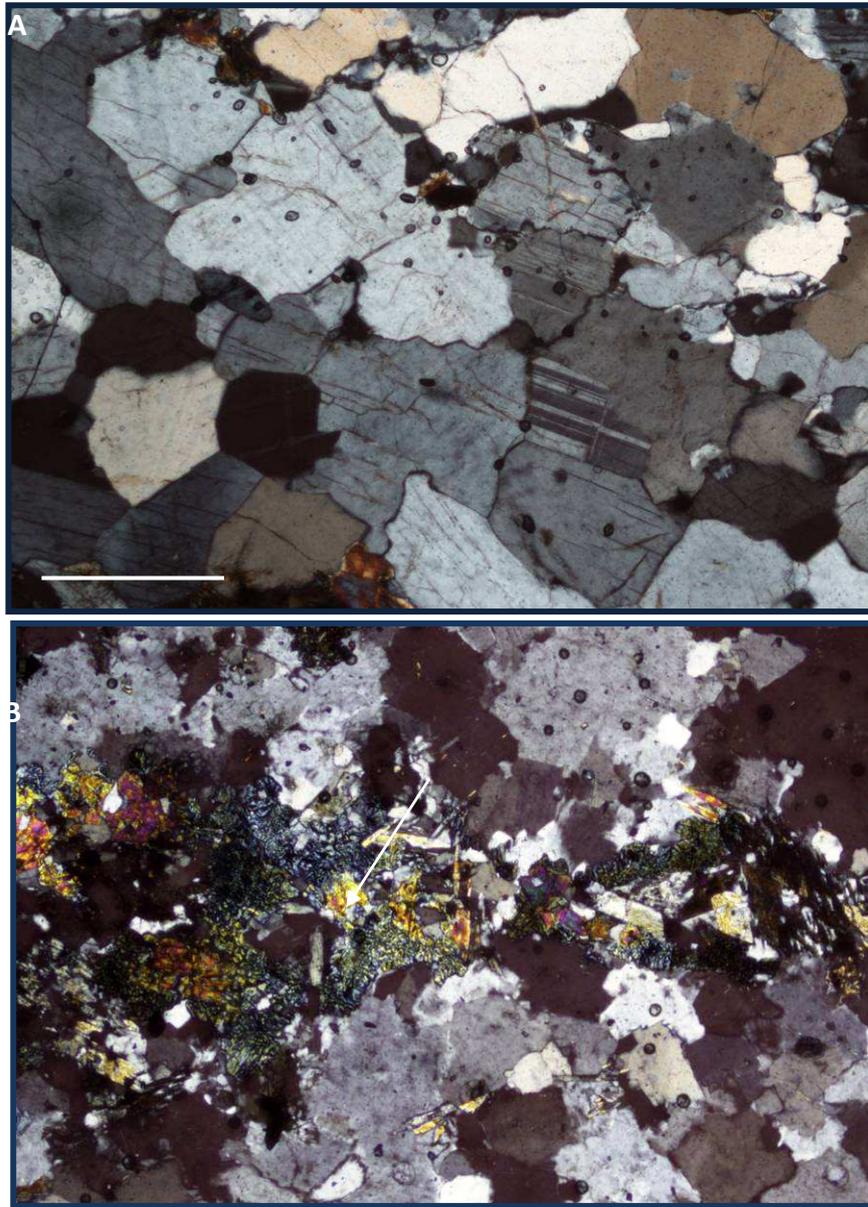
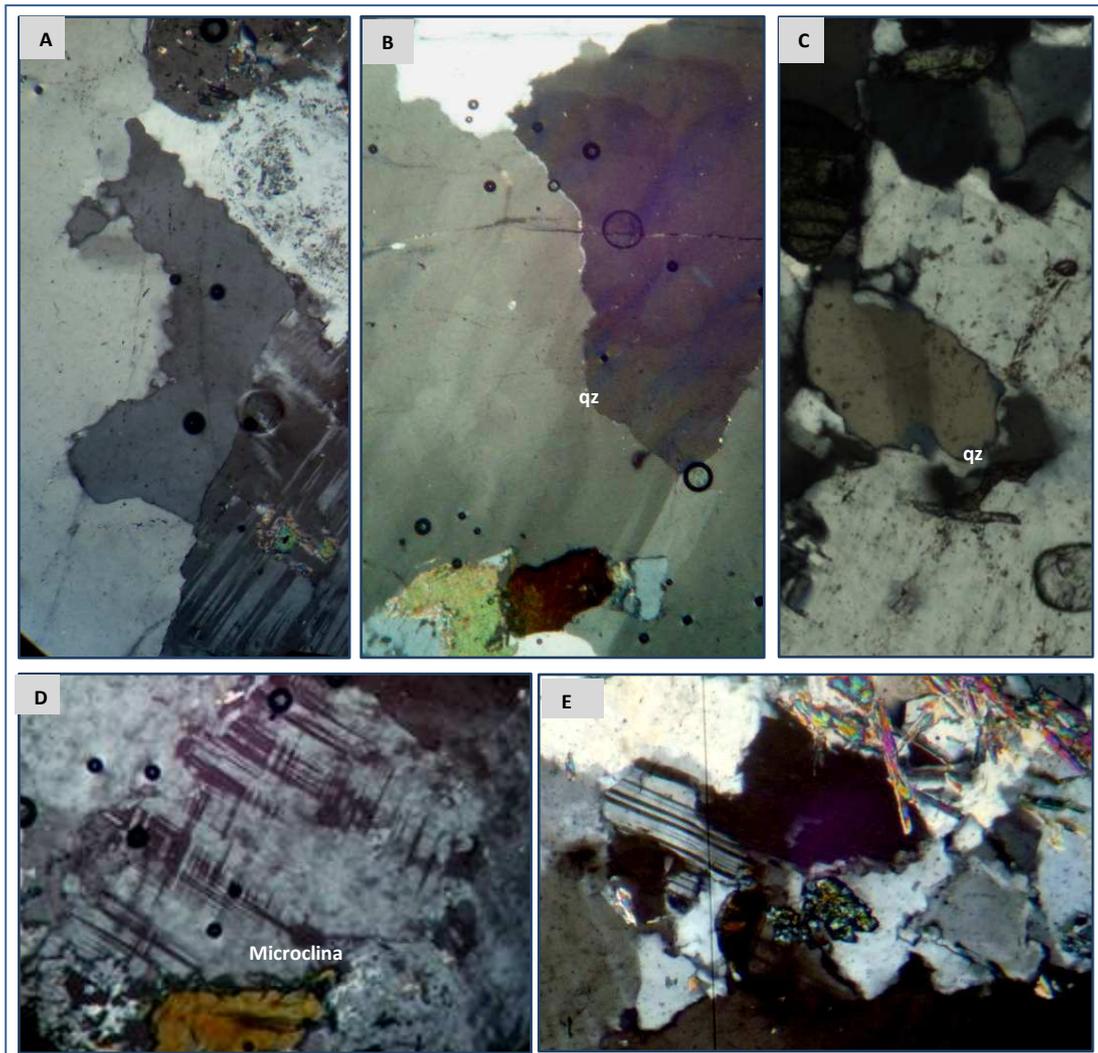


Figura 5.7 – A. Textura granoblástica lobada debida a la presencia de cristales de cuarzo y feldespato de bordes irregulares, a veces serrados producidos por BGM, NC. Ancho de la barra de escala 1mm, objetivo 10x. **B.** Orientación de algunos cristales de filosilicatos y clinozoisita en el centro de la imagen, NC. Largo de la barra de escala 1 mm, objetivo 5x.



5.8- **A.** Límites irregulares en granos de cuarzo debido a procesos de *migración de borde de grano*. En el cuadrante inferior derecho puede observarse un cristal de plagioclasa con maclado mecánico, obsérvese las maclas de formas acunadas o ahusadas. **B** Leve extinción ondulante en cuarzo. **C** Cristal de cuarzo exhibiendo *banda de deformación* o extinción en bandas precursora de desarrollo de subgranos incluso en el límite superior puede observarse un subgrano. **D** Cristal de feldespato alcalino? exhibiendo maclado de albita-periclina (maclado enrejado), pobremente desarrollado. **E** Ligera flexión en el maclado de la plagioclasa.

5.2.3. Productos de Alteración: Minerales de alteración

Los procesos de alteración más frecuentes en este tipo de rocas son sericitización y saussuritización. Minerales secundarios como clinozoisita, calcita y sericita se reconocen en el análisis petrográfico. Ocurren relacionados a los feldespatos tanto en su superficie como en los bordes cristalinos.

MUSCOVITA SECUNDARIA: en estas rocas la muscovita y la muscovita microcristalina (sericita) son consideradas producto de alteración hidrotermal. Esta categorización se basa en las relaciones observadas en relación a las plagioclasas. Como puede observarse en la figura 5.9, el desarrollo de los cristales es muy pequeño y su crecimiento se da mayoritariamente a lo largo de los planos de clivaje (marcado en líneas amarillas continuas), los cuales constituyen zonas de facilidad de circulación de fluidos hidrotermales. La sericita aparece en varias de las muestras dispersa en la superficie de los feldespatos plagioclasa. La muscovita aparece asociada a la biotita en los dominios lepidoblásticos, en cristales largos y delgados. Los cristales pequeños son automorfos y aparecen aislados o como agregados algo fibrosos. Al igual que la biotita el tamaño de grano es variable.

EPIDOTO-CLINOZOISITA: existen como pequeños cristales automorfos incoloros en luz polarizada con forma de prismas alargados y delgados asociados a plagioclasa, ya sea en los límites del cristal (figura 5.10A) o siguiendo las trazas de clivaje o como corona de reacción rodeando cristales de calcita (figura 5.10B). En nicols cruzados exhiben colores de primer orden azul y amarillo anómalos. El tamaño de los cristales es muy pequeño en general menor a 0.25 mm.

CALCITA: este mineral está presente como producto de la alteración hidrotermal de la plagioclasa y ocurre generalmente en el centro de estos cristales. En luz polarizada son incoloros y exhiben dos direcciones de clivaje. Los colores de interferencia son de muy alto orden mostrando en general fenómenos de iridiscencias. No se observa maclado. Aparece asociado a plagioclasa, clinozoisita, muscovita y sericita (figuras 8.9 y 8.10B).



Figura 5.9- En el centro de la figura aparece un cristal de plagioclasa fuertemente alterado a calcita y pequeños cristales muscovita secundaria (sericita), la cual crece de forma paralela a las direcciones de clivaje. Largo de la barra de escala 0.5 mm.

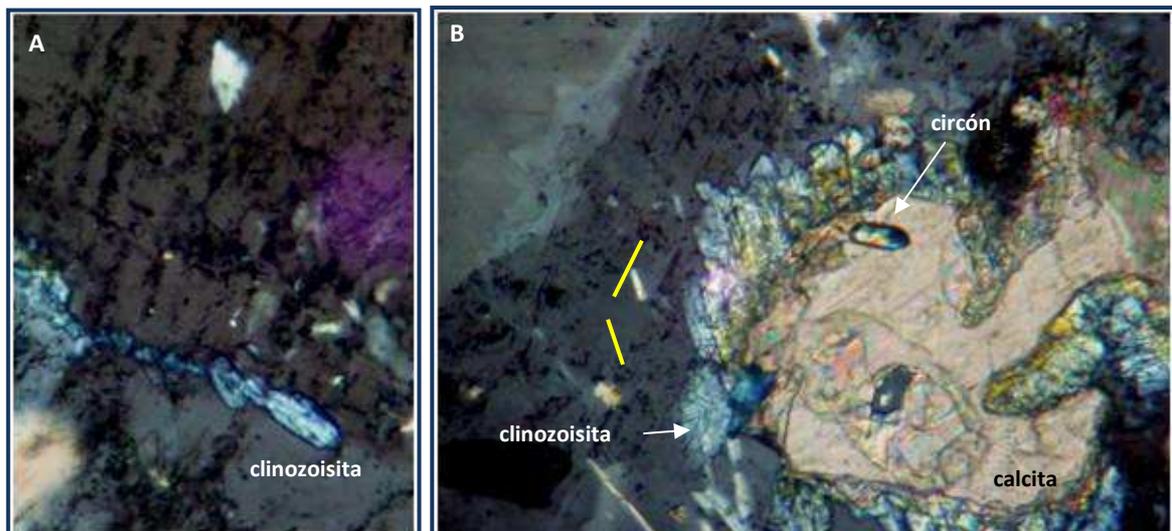


Figura 5.10 – **A.** Pequeños cristales de clinozoisita automorfos rodeando cristal de plagioclasa. **B.** Calcita en el centro de un cristal de plagioclasa producto de la alteración de ésta. A su vez la calcita presenta una corona de reacción de clinozoisita la cual crece paralela a una de las direcciones de clivaje. Largo de la barra de escala 0.5mm. En amarillo se representa las trazas de clivaje.

6. LITOGEOQUÍMICA

La caracterización geoquímica de las anfibolitas de la Formación Montevideo y de los Ortoneises de Punta Carretas que a continuación se discute resulta del análisis de quince muestras de roca total para elementos mayores, menores y traza. De estas quince muestras, diez corresponden a las anfibolitas y cinco a los ortoneises. Los análisis fueron realizados en el laboratorio AcmeLabs en Vancouver-Canadá.

La técnica utilizada fue Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS, Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry), la cual es una variante de las técnicas de análisis por espectrometría de masas. Esta técnica tiene como ventajas principales su alta precisión, bajos límites de detección y bajo costo.

Para el tratamiento de datos y confección de los diagramas geoquímicos que aquí se presentan, se utilizó el programa GCDkit en su versión libre 2.7.0.

6.1. ANFIBOLITAS

El origen de las anfibolitas puede deberse al metamorfismo de rocas ígneas básicas tales como doleritas, basaltos o tufos básicos; o al metamorfismo de rocas sedimentarias de tipo margosas, constituidas por una mezcla de calcita, dolomita y sedimentos arcillosos, composición que se aproxima a la de una anfibolita típica (Leake, 1964).

Durante los procesos metamórficos, ciertas características químicas de los protolitos suelen modificarse, sobre todo si las transformaciones se producen en sistema abierto, afectando principalmente a los elementos más móviles (por ejemplo Sr y Ba). La acción de fluidos hidrotermales puede variar la composición química de determinada roca mediante reacciones metasomáticas. Sin embargo, estas rocas pueden llegar a conservar algunas características geoquímicas primarias y así brindar información sobre cuál fue o fueron los protolitos originarios así como también determinar los posibles ambientes generadores.

Analizados los datos proporcionados por el laboratorio, resulta que las muestras presentan indicios de alteración hidrotermal leve con valores de LOI (Loss On Ignition) entre 0.4 a 1.7%. Este parámetro es utilizado como indicador de la intensidad de la alteración química y su valor aumenta con la intensidad de la alteración.

Los resultados químicos se presentan en las Tabla 6.1 y 6.2. Los porcentajes en peso de SiO₂ varían entre 46,84% y 56,88%, valores que corresponden a rocas básicas a intermedias.

Tabla 6.1-Análisis de elementos mayores (%) y de las anfibolitas de Formación Montevideo.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,84	46,96	51,34	49,17	56,88	48,71	49,47	50,16	50,48	50,22
Al ₂ O ₃	14,08	14,09	14,42	12,95	14,44	13,75	12,31	13,19	13,72	13,05
Fe ₂ O ₃	14,74	14,82	10,43	11,31	8,41	15,74	17,38	13,76	12,48	13,8
MgO	6,26	6,29	8,04	10,07	5,58	7,32	5,25	6,36	7,39	6,48
CaO	10,56	10,56	12,24	13,16	10,2	9,17	9,63	10,17	11,98	10,21
Na ₂ O	2,92	2,94	1,55	0,72	2,2	2,77	2,07	3,22	1,66	3,2
K ₂ O	0,97	0,97	0,08	0,06	0,16	0,23	0,25	0,6	0,08	0,59
TiO ₂	1,16	1,16	0,48	0,43	0,53	1,26	1,73	1,32	0,74	1,32
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,04	0,04	0,12	0,11	0,17	0,12	0,07	0,12
MnO	0,21	0,21	0,17	0,18	0,16	0,21	0,22	0,19	0,19	0,19
Cr ₂ O ₃	0,047	0,04	0,063	0,22	0,082	0,041	0,012	0,033	0,036	0,037

Tabla 6.2-Análisis de elementos menores y traza de las anfibolitas de Formación Montevideo.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba	848	781	16	4	315	213	175	296	16	300
Ag	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	<0,5	0,5	0,7	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Au	<0,5	0,8	4,5	3,2	0,6	<0,5	0,7	0,9	1,1	1,1
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ce	13,8	13,7	2,7	2,5	16,4	8,6	11,6	11,4	5,2	11,7
Co	120,9	76,8	82,6	82,8	73,3	86,9	83,7	68	72,5	66,7
Cs	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	81,1	80,6	123,9	78	31,2	37,4	105,6	58,5	119,3	59,1
Dy	3,5	3,48	2,04	2,04	2,09	4,67	6,16	4,6	3,16	4,77
Er	2,14	2,28	1,58	1,5	1,26	3,3	3,94	3,14	1,95	3,18
Eu	0,91	0,91	0,4	0,37	0,74	1,05	1,23	1,05	0,64	1,05
Ga	16,7	17	11,6	11,6	16,1	17,3	18	17,4	13,9	17,2
Gd	3,24	3,2	1,54	1,42	2,35	3,95	5,19	3,97	2,34	4,07

Hf	1,9	1,9	0,6	0,6	2,2	1,9	3,1	2,1	1,2	2,3
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Ho	0,77	0,78	0,51	0,49	0,44	1,1	1,39	1,09	0,69	1,09
La	5,6	5,6	0,9	0,8	7,1	2,5	3,2	4	1,7	4
Lu	0,37	0,38	0,26	0,23	0,2	0,53	0,62	0,48	0,32	0,49
Mo	3,4	1,5	6,1	9,6	4,1	0,5	0,2	0,5	0,2	0,5
Nb	2,6	2,6	1,3	1,4	3	2,1	4,4	3,2	1,4	3,3
Nd	9	8,7	2,6	2,2	9,6	8	10,3	9,2	4	9,4
Ni	159,4	82,6	302,6	459,2	178,9	37,7	25,3	33,7	40,8	31,5
Ni	190	169	246	609	200	127	69	129	143	145
Pb	1,6	1,6	0,2	0,2	1,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3
Pr	1,87	1,87	0,45	0,4	2,25	1,43	1,99	1,8	0,82	1,8
Rb	11	11,1	0,8	0,9	1,1	3	3,9	4,4	0,7	4,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	43	44	47	44	28	45	46	46	47	46
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sm	2,51	2,51	0,99	0,83	2,26	2,71	3,67	2,86	1,54	2,92
Sn	1	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	<1	<1

Sr	270,5	279,9	68,2	45,5	536	114,6	110,2	159,3	101,6	163
Ta	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Tb	0,58	0,58	0,33	0,3	0,39	0,79	1,01	0,78	0,48	0,79
Th	0,6	0,5	<0,2	<0,2	1,3	<0,2	0,4	0,3	<0,2	0,4
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tm	0,35	0,34	0,24	0,23	0,19	0,51	0,61	0,46	0,3	0,48
TOT/C	0,29	0,27	0,04	0,17	0,05	<0,02	<0,02	<0,02	0,09	<0,02
TOT/S	0,04	0,04	0,09	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,12	<0,02
U	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,2	0,1	<0,1	0,1
V	333	335	269	258	196	369	498	349	317	352
W	354,5	128,9	212,2	194,9	240,7	172,2	245,7	108,4	178,2	100,3
Y	21	20,7	13,8	12,9	12,6	31,1	39,5	28,7	18,8	28,6
Yb	2,27	2,29	1,54	1,43	1,17	3,11	3,89	2,82	2,01	2,94
Zn	32	21	6	9	8	19	35	11	7	13
Zr	65,4	65,1	23,9	20,2	69,1	67,5	101,3	72,6	37,1	72,7

6.1.1. Diagramas Bivariantes

Primeramente, se graficó el porcentaje en peso de elementos mayores y traza en diagramas bivariantes contra el índice de diferenciación mg ($MgO/FeO+MnO+2Fe_2O_3+MgO$) (Niggli, 1954) utilizado para rocas básicas. La finalidad de esto es observar el comportamiento de los elementos y verificar si existió movilidad durante el proceso metamórfico.

Elementos Mayores

Como puede observarse en la figura 6.1, el comportamiento de los elementos mayores en función del índice mg , genera tendencias curvilíneas ascendentes en el caso del TiO_2 , P_2O_5 , FeO_t y K_2O (cierta dispersión) a medida que se produce la disminución de mg . Para el caso de SiO_2 , Na_2O y Al_2O_3 no existe ninguna tendencia definida sino que la dispersión de los valores es lo que prima. El caso del CaO y MgO es el esperable en rocas ígneas básicas, aunque en el CaO puede verse algunos valores dispersos. Este comportamiento está relacionado con la alta movilidad que presentan los elementos mayores ante procesos de alteración y metamorfismo.

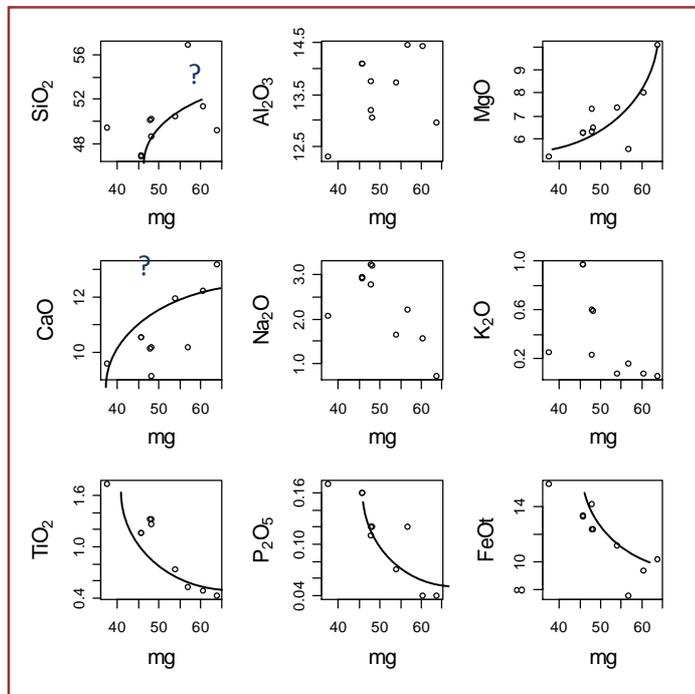


Figura 6.1 - Diagramas bivariantes de elementos mayores vs. Índice de diferenciación mg .

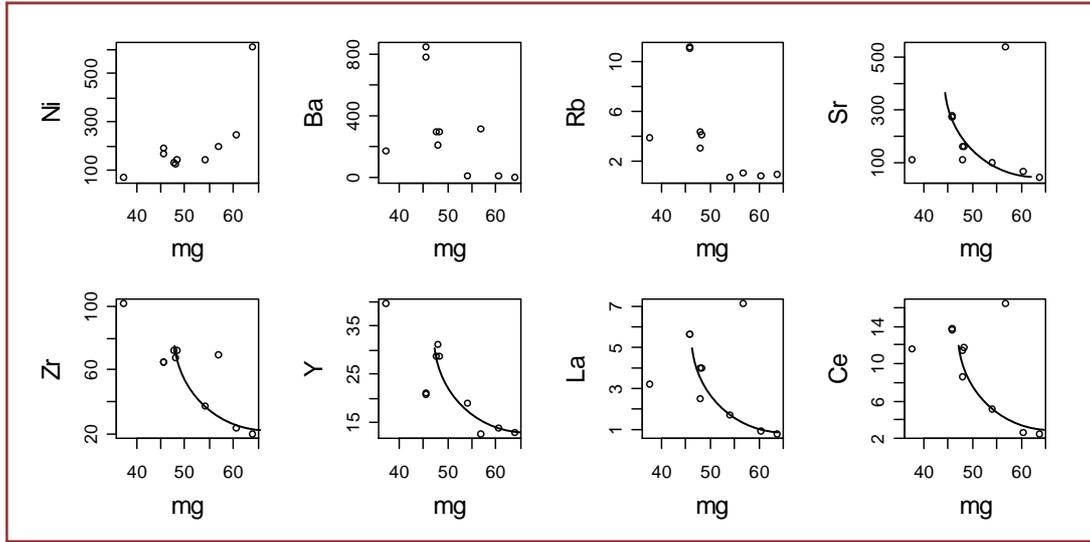


Figura 6.2- Diagramas bivariantes de elementos traza vs. índice de diferenciación mg.

Elementos Traza

La figura 6.2 muestra el comportamiento de los elementos traza frente al índice de diferenciación mg. Como puede observarse, el Zr, Y, La y Ce muestran tendencias crecientes a medida que el valor mg decrece. Ni define una tendencia decreciente a medida que avanza la diferenciación. En cambio el Ba, Rb y Sr no exhiben ninguna tendencia relacionada con la diferenciación, sino presentan leve dispersión, incluso para un mismo valor de mg existe un aumento del valor de estos elementos. Esto último, está relacionado a procesos de apertura del sistema durante el metamorfismo con ingreso de estos elementos a la estructura de los feldespatos alcalinos y plagioclasas.

6.1.2. De la Clasificación de Anfibolitas: Diagrama TAS

En una primera etapa se ha utilizado como base el diagrama TAS (del inglés Total Alkalis: Silica) de Cox *et al.* (1979) y la modificación de Middlemost (1994). Estos diagramas relacionan el contenido de álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) frente a sílice (SiO_2) en porcentaje en peso, permiten la clasificación de las rocas en ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas en base al contenido de estos óxidos.

La figura 6.3A, muestra el diagrama de Cox *et al.* (1979) donde la mayor parte de las muestras analizadas plotean en el campo de las composiciones básicas, sólo dos de ellas se ubican en los campos que van de básico a intermedio con afinidades químicas toleíticas. Ambos diagramas evidencian que nueve de las diez muestras ploteadas corresponden a basaltos y una de ellas a basalto-andesitas.

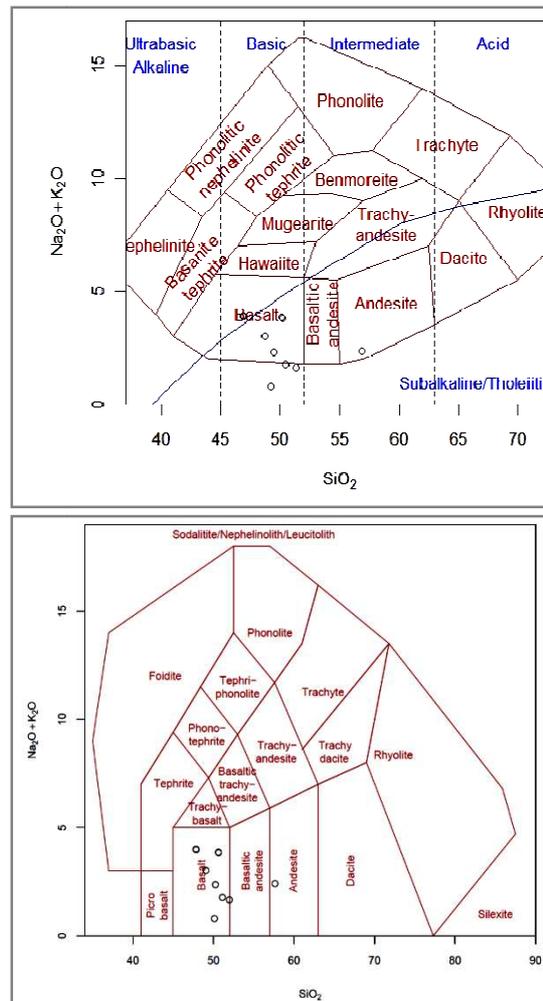


Figura 6.3-A. Diagrama TAS de Cox *et al.* (1979). B. Middlemost (1994). Ambos utilizados para clasificación de rocas volcánicas en cuanto a acidez y tipo de roca respectivamente.

Elementos Inmóviles-Diagrama Zr/TiO₂: Nb/Y

Tal como recomienda Rollinson (1993), se han utilizado los diagramas de clasificación propuestos por Winchester & Floyd (1977), los cuales lucen en la figura 6.4. Estos diagramas se basan en la relación Zr/Ti en función de Nb/Y, elementos traza considerados inmóviles.

Las relaciones Zr/TiO_2 y Nb/Y son utilizadas como indicadores o medida de la diferenciación y la alcalinidad respectivamente. En el primer caso, Zr/TiO_2 aumenta a medida que progresa la diferenciación, en cambio la relación Nb/Y muestra pequeñas variaciones durante los procesos de diferenciación magmática (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1976).

Las rocas ploteadas en este diagrama, caen en su mayor parte en el límite entre que separa los basaltos subalcalinos y el campo de los basaltos-andesitas. Sólo una de las muestras plotean en el límite entre los basalto-andesitas y las andesitas. Los resultados aquí obtenidos son consistentes con los diagramas TAS, lo que estaría indicando que no ha existido una movilidad significativa de los elementos mayores, a pesar de que estas rocas han sufrido metamorfismo en facies anfibolita.

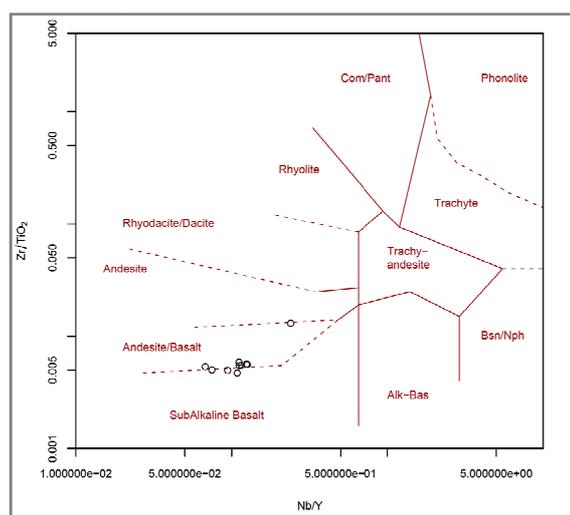


Figura 6.4- En círculos vacíos se muestra la disposición de las anfibolitas en el Diagrama de Winchester y Floyd (1977) para rocas volcánicas basado en la utilización de elementos inmóviles.

Por otro lado, la baja relación Nb/Y indica tendencia subalcalina de estas rocas, que al ser ploteadas en el diagrama AFM de Irving y Baragar (1971), el cual se muestra en la figura 6.5, permite caracterizarlas como pertenecientes a la serie toleítica.

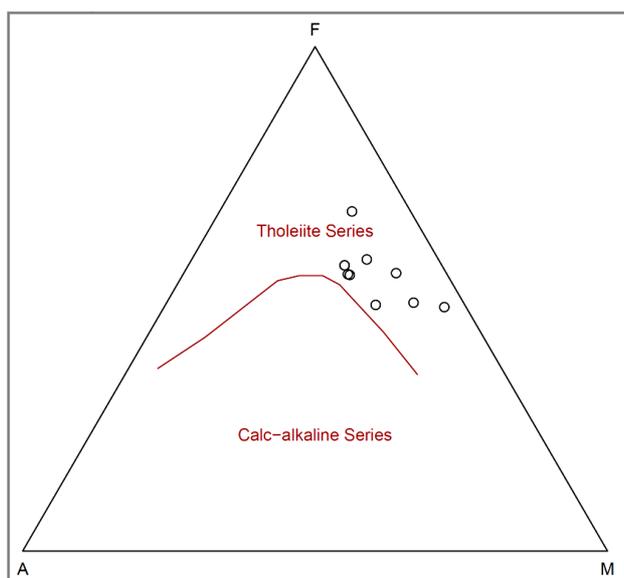


Figura 6.5- Diagrama AFM de Irving y Baragar (1971). A= $K_2O + Na_2O$, F= $FeO + Fe_2O_3$, M= MgO

6.1.3. Del grado de Evolución de las Metabasitas

Para la determinación del grado de evolución de los protolitos magmáticos de las anfibolitas de la Formación Montevideo, se utilizaron los denominados “Spiderdiagrams” o “Diagramas de Araña” o también diagramas multielemento. Este tipo de diagramas relaciona la abundancia de una serie de elementos que resultan del análisis de un conjunto de muestras con respecto a un estándar.

En la figura 6.6 se observa el diagrama multi-elemento de tierras raras (en inglés REE: Rare Earth Elements) para las muestras analizadas. Las REE están graficadas en el eje de abscisas, dispuestas en orden creciente de número atómico (La: 57 a Lu: 71) quedando divididas en dos series, las de REE livianas (secuencia La-Sm) y REE pesadas (secuencia Gd-Lu).

Estos valores fueron normalizados a los valores de REE de las rocas condrito².

² Condritos: se trata de los meteoritos no diferenciados más abundantes caídos en la Tierra. Se componen de pequeñas esferas llamadas cóndrulos, compuestas de olivinos y piroxenos. Se trata de los primeros materiales en formarse por condensación en el sistema solar.

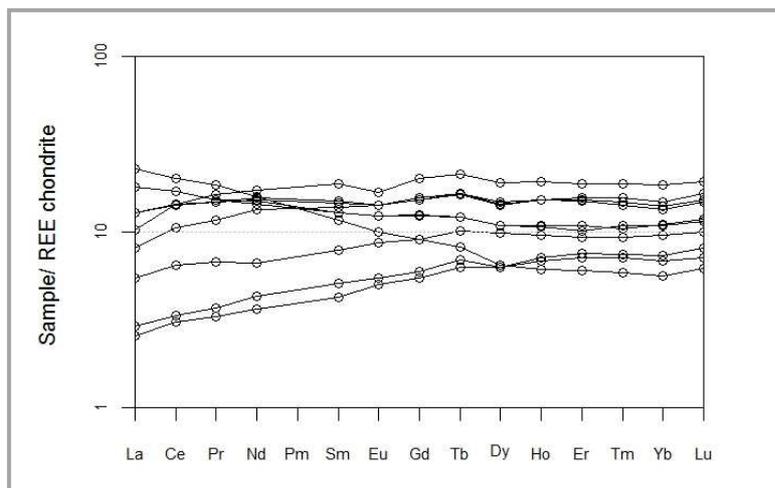


Figura 6.6: Diagrama multielemental de Tierras Raras.

Ploteadas las muestras de roca en este diagrama resulta, que las anfibolitas de la Formación Montevideo presentan un grado de fraccionamiento de 5 a 30 veces mayor respecto al material primitivo. Presentan patrones de REE relativamente planos, la mayoría se ven ligeramente enriquecidos en REE pesadas con respecto a REE livianas, lo que se corresponde con patrones típicos de magmas basálticos típicos de NMORB (Rollinson 1993), no se constatándose anomalías significativas de Eu.

El diagrama de normalización a MORB propuesto por Pearce (1983), que se muestra en la figura 6.7 es de los más utilizados en la evaluación de rocas cuyas composiciones van de básicas a intermedias. En el eje de abscisas se grafican elementos menores y trazas, dividiéndose en dos grupos: los móviles (Sr, K, Rb, Ba) en orden creciente de incompatibilidad de izquierda a derecha; y los inmóviles (Th-Yb) con incompatibilidad creciente de derecha a izquierda.

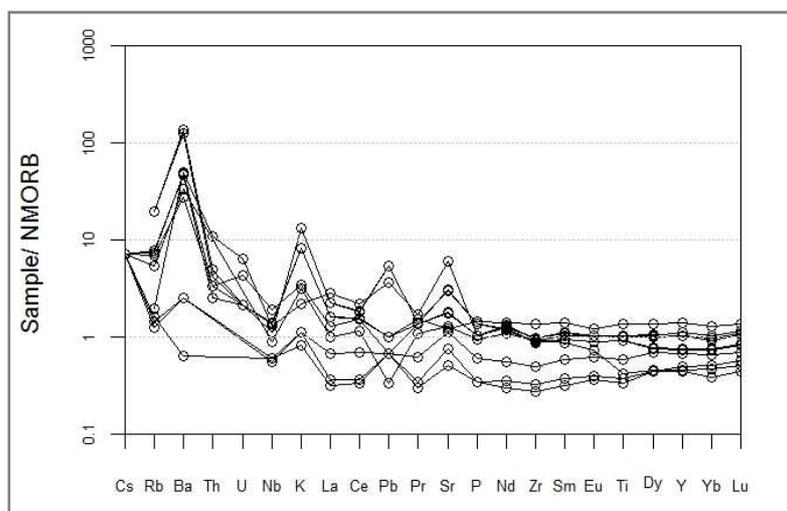


Figura 6.7- Diagrama de normalización a NMORB.

Las anfibolitas analizadas muestran padrones similares a manto empobrecido NMORB, exhibiendo bajas concentraciones de elementos inmóviles incompatibles, inclusive por debajo de la unidad. En lo que tiene que ver con los elementos móviles, existe un enriquecimiento en la mayor parte de las muestras con respecto al NMORB de Ba, K, Sr, Pb. Este resultado es consistente con los diagramas bivariantes y como se mencionó en la interpretación de los mismos, el enriquecimiento en estos elementos podría corresponder a la entrada de estos elementos en la estructura de algunos minerales debido a la acción de fluidos hidrotermales.

Ploteadas las muestra en el diagrama de Meschede (1986) sugiere en base a la abundancia de Nb, que los basaltos de fondo oceánico pueden ser divididos en dos tipos de MORB: NMORB, empobrecidos en elementos traza incompatibles y EMORB, enriquecidos en elementos incompatibles. En la figura 6.8, se observa que la mayoría de ellas se proyectan en el campo de los basaltos de tipo NMORB.

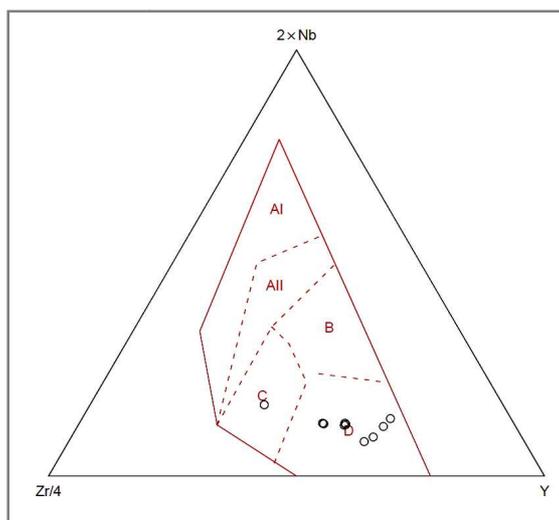


Figura 6.8-Diagrama de discriminación para basaltos (Meschede, 1986). **AI**: álcali basaltos de intraplaca; **AII**: basaltos de intraplaca alcalinos y toleíticos; **B**: tipo EMORB; **C**: basaltos toleíticos de intraplaca y de arco volcánico; **D**: tipo NMORB y basaltos de arco volcánico.

Diagramas Th versus Nb y Th versus Nb.

Para determinar si existe influencia del componente de subducción se plotearon las muestras en los diagramas desarrollados por Pearce (2008). Este autor propone dos tipos de diagramas, los cuales son aplicables a rocas alteradas y con metamorfismo hasta facies anfíbolita y de edad arqueana inclusive. El primero de ellos se realiza en base a la relación Th/Yb versus Nb/Yb y es utilizado para verificar si ha existido variación en la composición de la fuente mantélica como consecuencia de la entrada de fluidos provenientes de la subducción. Los valores de estas relaciones para basaltos oceánicos de tipo NMORB, EMORB y OIB definen en el gráfico una tendencia diagonal (figura 6.9), por tanto, si existe influencia del componente de subducción los valores de Th se desplazan hacia arriba. El segundo diagrama, relaciona Ti/Yb versus Nb/Yb y es utilizado para determinar la profundidad de la fuente del magma. Entonces, al igual que el diagrama anterior si los valores ploteados se desplazan hacia arriba del campo definido por los basaltos tipo MORB, caen en el campo de los basaltos tipo OIB, lo que indica un aumento de profundidad de la fuente, es decir un origen más profundo en el manto.

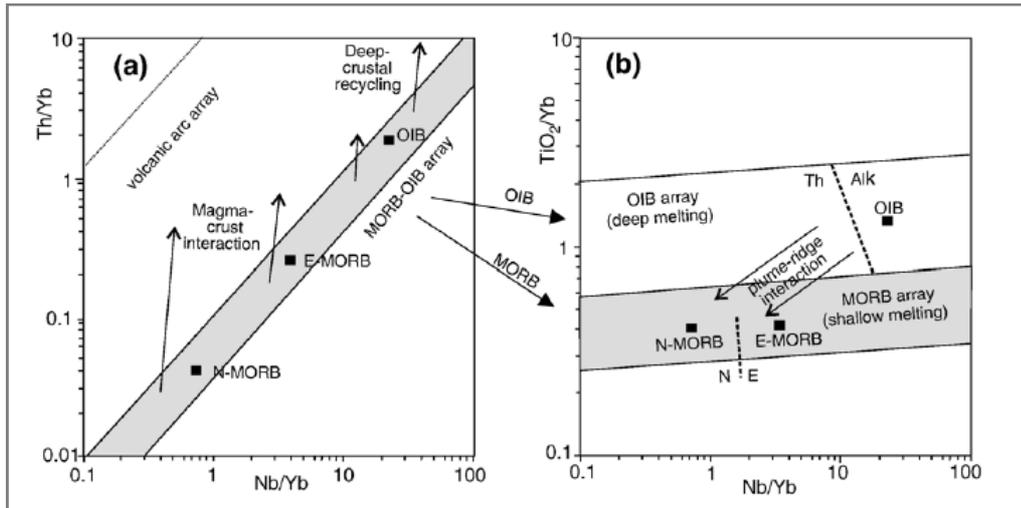


Figura 6.9-Tomado de Pearce (2008). **A.** Diagrama Th-Nb utilizado como indicador de contaminación crustal. **B.** Diagrama Ti-Nb, utilizado como indicador de profundidad de fusión de la fuente mantélica.

El resultado del ploteo de las anfibolitas de la Formación Montevideo se muestra en la figura 6.10. Como puede observarse en dicha figura, la mayor parte de las muestras caen en el campo de los NMORB para los dos diagramas. Esto se traduce en que no existe una influencia del componente de subducción en la fuente generadora de los protolitos basálticos y que la fuente del magma podría corresponder a la fusión de una litósfera delgada como ocurre en el caso de ambientes de dorsal medio oceánica o en cuencas de tipo back-arc.

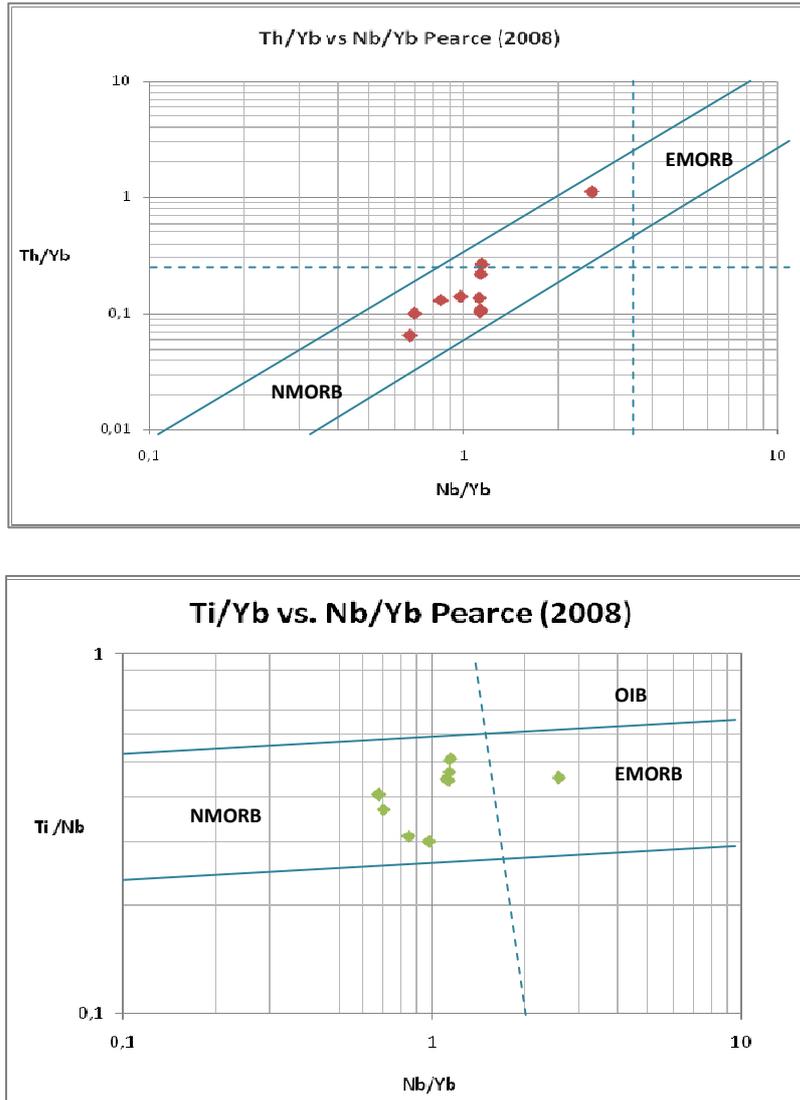


Figura 6.10-Diagramas de Pearce (2008). **A.** Diagrama Th vs. Nb, las muestras plotean en su mayoría dentro del campo de los NMORB sin evidencias de entrada del componente de subducción. **B.** Diagrama Ti-Nb, las muestra plotean en su mayoría en el campo de los NMORB, indicando fusión de una litosfera delgada.

6.1.4. Del Ambiente Geotectónico

Si bien los diagramas de discriminación tectónica presentan una serie de limitaciones y condiciones para su utilización, por ejemplo en el caso de rocas metamórficas, principalmente anfibolitas se requiere que el metamorfismo se haya producido en sistema cerrado (isoquímico).

Sin embargo, existen diagramas basados en elementos traza, considerados inmóviles durante los procesos de metamorfismo y en presencia de fluidos

hidrotermales, que permiten su aplicación a rocas que han sufrido metamorfismo hasta facies anfibolita.

La figura 6.11 muestra el diagrama basado en los elementos traza Zr e Y de Pearce & Norry (1979), el cual permite discriminar entre basaltos de diferentes ambientes tectónicos. Con excepción de una sola muestra, las demás muestras de las anfibolitas de formación Montevideo se proyectan en los campos de los basaltos de Dorsal Medio Oceánica y de Arco de Isla.

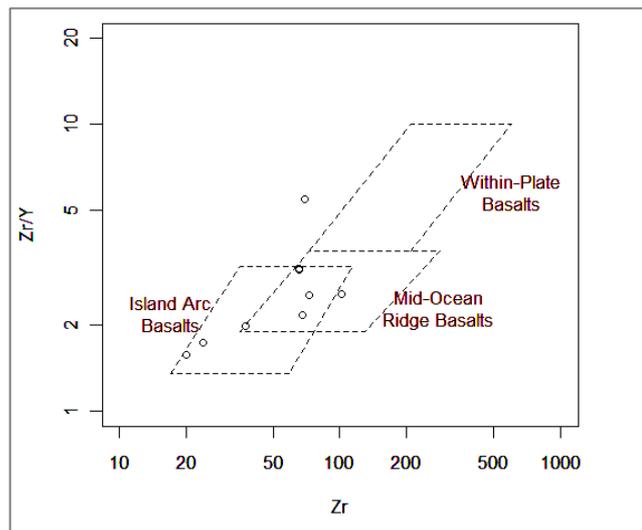


Figura 6.11-Diagrama de discriminación tectónica Zr/Y-Y.

6.2. GEOQUÍMICA DE LOS ORTONEISES

En la Tabla 6.3 se presentan los datos analíticos correspondientes a 5 muestras del Complejo Ígneo de Punta Carretas.

Tabla 6.3-Composición química de los Ortoneises del Complejo Ígneo Punta Carretas.

	Muestra	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5
SiO ₂	%	72,02	70,96	71,49	71,9	70,71
Al ₂ O ₃	%	15,47	15,65	15,59	15,72	15,1
Fe ₂ O ₃	%	1,5	1,88	1,68	1,63	2,26
MgO	%	0,5	0,69	0,51	0,47	0,6
CaO	%	2,4	2,55	2,12	2,17	2,29
Na ₂ O	%	5,48	5,44	5,17	5,64	4,46
K ₂ O	%	1,46	1,38	2,19	1,39	2,83
TiO ₂	%	0,23	0,3	0,26	0,22	0,35
P ₂ O ₅	%	0,07	0,1	0,09	0,07	0,11
MnO	%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	%	0,008	0,016	0,003	0,009	0,013
Ni	PPM	32	58	<20	28	44
Sc	PPM	2	2	2	3	4
Ba	PPM	447	482	1190	414	1039
Be	PPM	<1	1	<1	<1	1
Co	PPM	84,4	55	75,5	45,8	56,4
Cs	PPM	3,5	3,3	1,6	1,5	2,4
Ga	PPM	19,9	19	18	19,9	20,8
Hf	PPM	2,7	2,9	2,7	2,7	3,3
Nb	PPM	2,2	2,1	1,7	2,1	4,4
Rb	PPM	55	53,3	52,3	47,2	77
Sn	PPM	<1	<1	<1	<1	1
Sr	PPM	562,8	599,2	637,9	583,9	568,7
Ta	PPM	0,3	0,4	0,3	0,3	0,6

	Muestra	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5
Th	PPM	3,9	2,9	5,1	2,9	5,6
U	PPM	1,5	1	0,7	1,2	2,2
V	PPM	17	24	21	16	17
W	PPM	685,7	457,3	624,8	380,5	437,6
Zr	PPM	95,6	110,3	104	93,9	115,1
Y	PPM	2,5	2,4	2,3	2,7	4
La	PPM	14,8	12,1	15,4	12,3	22,8
Ce	PPM	29,8	24,4	31,8	24,4	48,1
Pr	PPM	2,91	2,36	3,1	2,48	4,83
Nd	PPM	9,8	8,4	10,6	8,9	17,8
Sm	PPM	1,57	1,33	1,54	1,43	2,61
Eu	PPM	0,5	0,49	0,51	0,49	0,86
Gd	PPM	1,06	0,93	1,02	1,03	1,76
Tb	PPM	0,12	0,11	0,12	0,12	0,2
Dy	PPM	0,52	0,46	0,53	0,49	0,8
Ho	PPM	0,08	0,07	0,08	0,09	0,13
Er	PPM	0,18	0,2	0,19	0,21	0,31
Tm	PPM	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Yb	PPM	0,16	0,16	0,17	0,2	0,22
Lu	PPM	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Mo	PPM	1	0,9	0,4	0,9	1
Cu	PPM	2,6	6	7,5	7,5	11,1
Pb	PPM	1,2	1,7	1,3	1,3	2,3
Zn	PPM	39	45	35	39	46
Ni	PPM	38,3	43,9	7,7	41,1	34,7
As	PPM	<0,5	<0,5	1,2	<0,5	<0,5
Cd	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

	Muestra	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5
Ag	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	PPB	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	PPM	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	PPM	0,2	0,2	<0,1	0,1	0,2
Se	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
LOI	%	0,6	0,8	0,6	0,6	1

6.2.1. Elementos Mayores

Estas litologías se caracterizan por un rango en SiO₂ entre 70% y 72%. Los álcalis varían entre un 6.82% y 7.29% ploteando en el diagrama TAS en el campo de los granitos subalcalinos (Figura 6.12A). A su vez, dentro de la serie subalcalina, estos ortoneises ocupan el campo de las composiciones calcoalcalinas en el diagrama de Irvine & Baragar (1971), figura 6.12B. El diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) en el que se grafica K₂O vs SiO₂, determina una tendencia calcoalcalina de medio potasio (Figura 6.12C).

En lo que respecta al contenido de alúmina, los valores registrados son relativamente altos variando entre 15,10% y 15.70%. Ploteadas las muestran en el diagrama de Shand (1943), en el que A/NK y A/CNK corresponde a Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) en función de Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) respectivamente, expresados los óxidos en proporciones moleculares, se observa que los ortoneises presentan un carácter composicional levemente peraluminosos.

6.2.2. Elementos Traza

El patrón de REE de los ortoneises normalizado al condrito, exhibe un decrecimiento continuo desde La a Lu. La pendiente descendente de los patrones

indica un enriquecimiento de las muestras en LREE con respecto a HREE. Todas las muestras presentan una leve anomalía positiva en Eu (Figura 6.13).

El spidergram normalizado a ORG de Pearce et al. (1984), que propone como estándar la composición hipotética de un granito de dorsal medio oceánica (en inglés ORG: Ocean Ridge Granite), resultado de la cristalización fraccionada a partir de NMORB. Las muestras normalizadas al ORG se exponen en la figura 6.14, el patrón generado es coincidente con los VAG (Volcánico Arc Granite) presentados por Pearce et al. (1984). Además, se observan las típicas anomalías negativas de Ta y Nb de rocas relacionadas a subducción.

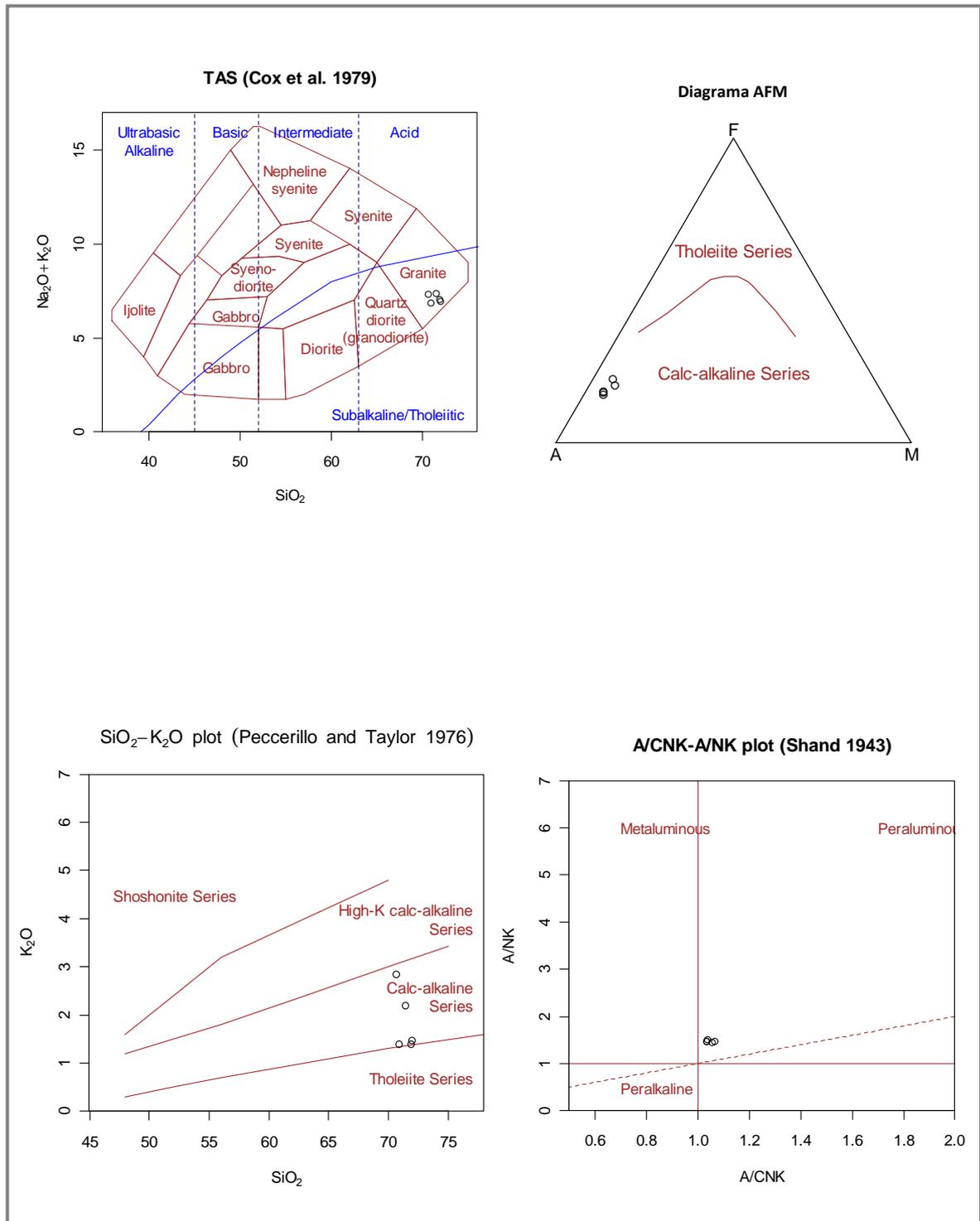


Figura 6.12- Diagramas de clasificación y caracterización química para los OCIP. **A)** Diagrama TAS de Cox et al. (1979). **B)** Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). **C)** Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1979). **D)** Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943).

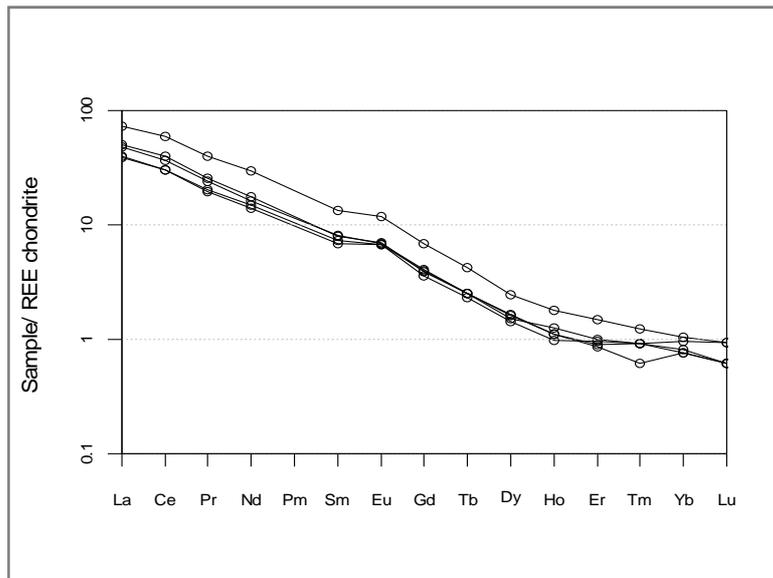


Figura 6.13-Spidergram Normalizado al Condrito. Boynton (1984).

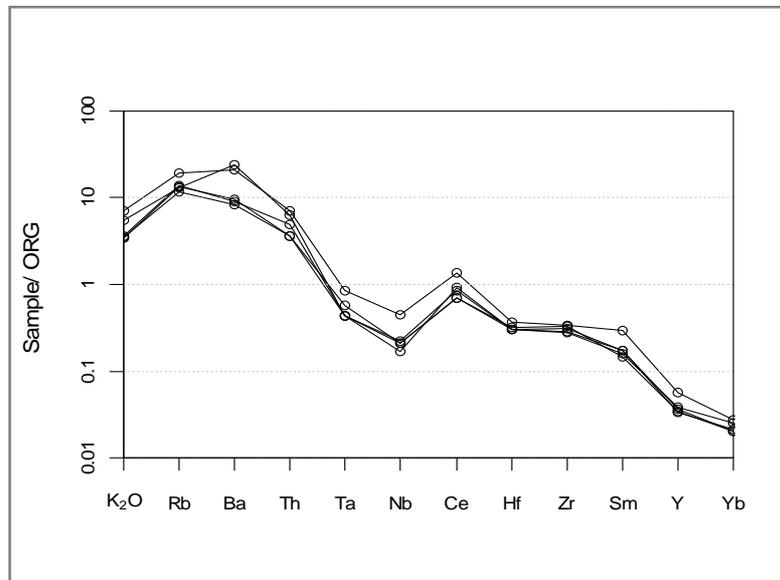


Figura 6.14- Spidergram normalizado a ORG. (Pearce, 1984).

6.2.3. Clasificación Tectónica

Ploteados los datos químicos en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) (Figura 6.15), se observa que la totalidad de las muestras de ortoneises se agrupan en el campo de los VAG (diagramas Rb vs Y+Nb y Rb vs Ta+ Yb), pero cercanos a los límites del campo vecino de los granitos sin-colisionales (sigla en inglés: syn-COLG). Teniendo en cuenta la afinidad calcoalcalina con concentraciones de medio K, se concluye que los ortoneises pueden corresponder a la raíz de un arco volcánico de zona de subducción.

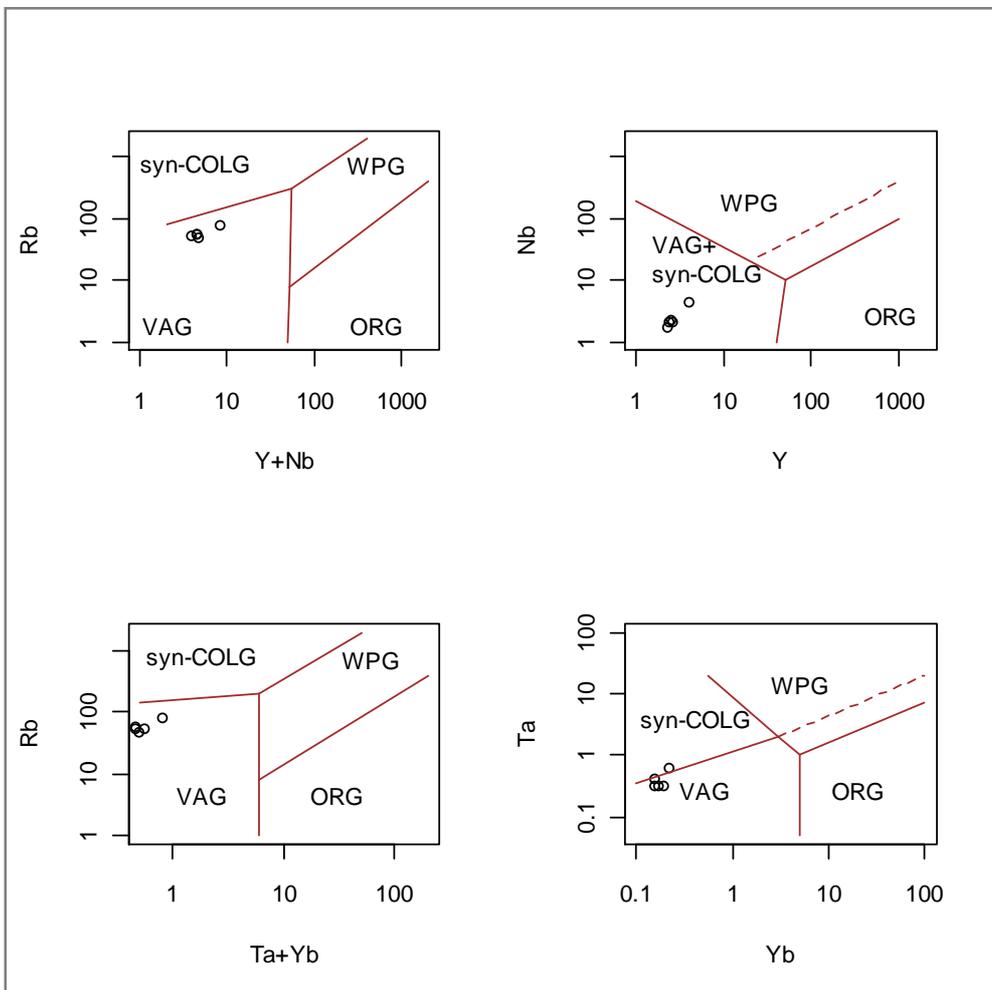


Figura 6.15- Diagramas de discriminación tectónica. Pearce et al. (1984).

Modelo geotectónico: back-arc o cuenca oceánica y posterior arco magmático?

Los diagramas de Tierras Raras y Elementos Traza ploteados para las anfibolitas ponen de manifiesto que los protolitos basálticos tienen fuerte afinidad con basaltos de tipo MORB.

El diagrama de normalización a condrita muestra patrones similares al NMORB, es decir patrones planos con típico empobrecimiento en tierras raras livianas. Esto se corrobora, en el diagrama de normalización al NMORB, si bien existen para los elementos móviles como Ba, K, Sr, anomalías positivas y negativas. La afinidad NMORB es consistente con el resultado del ploteo en el diagrama ternario de Meschede *et al.* (1986).

Por tanto, como primera aproximación se podría interpretar que las anfibolitas de la Formación Montevideo son producto del metamorfismo de lavas generadas en una dorsal medio oceánica cuya fuente magmática corresponde al manto superficial. La existencia de mineralizaciones de Mn en las cercanías de las anfibolitas (Isla del Bizcochero), es también consistente con un ambiente de fondo oceánico.

Por otra parte, las firmas geoquímicas de los basaltos generados en dorsal medio-oceánica o MORB, pueden ser muy similares a aquellos generados en cuencas de tipo back-arc o BABB. En este tipo de ambiente tectónico se pueden encontrar basaltos de composiciones variables entre MORB y basaltos de arco de islas (IAB) (Pearce & Stern, 2006). Las principales diferencias entre ambos tipos de basaltos son que los basaltos de BABB suelen estar enriquecidos en Ba, Rb, K, LREE, empobrecidos en Y y mostrar relaciones de isótopos de Sr más elevadas. Estas diferencias fueron determinadas por primera vez por Gill (1976) en la cuenca de Lau y posteriormente confirmados por García *et al.* (1979), Fryer *et al.* (1981), Sinton & Fryer (1987) entre otros en la cuenca de Lau y la fosa de las Marianas. Estos últimos autores atribuyen el incremento de estos elementos a la influencia del fluido proveniente de la subducción. Stolper & Newman (1994) *apud* Pearce & Stern (2006), fueron los primeros investigadores en estudiar la influencia del agua sobre los elementos traza en basaltos de cuencas de back-arc.

Pearce & Stern (2006) basados en estudios geoquímicos de basaltos de la fosa de las Marianas, proponen las relaciones entre Ba/Yb vs Nb/Yb (figura 6.15) para la

discriminación entre basaltos con afinidad MORB que corresponden a una dorsal centro oceánica normal, producto de rifting y evolución a un océano; o a un MORB de de una cuenca de back-arc en la que la extensión llegó hasta la separación del arco del continente y la generación de fondo oceánico y de una dorsal en la cuenca de back-arc.

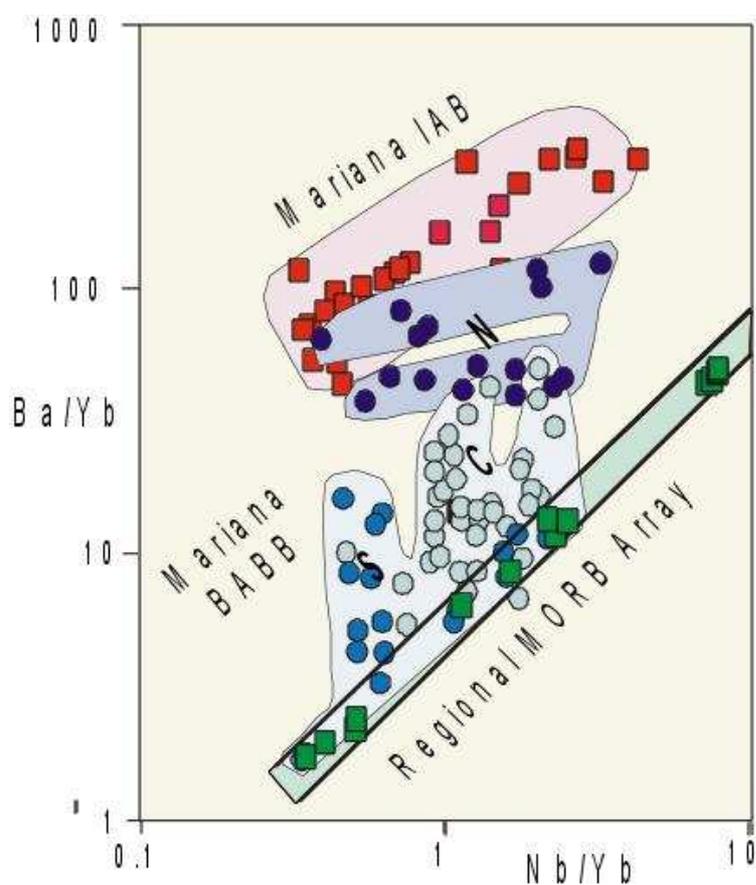


Figura 6.15. Diagrama Ba/Yb vs. Nb/Yb utilizados para la discriminación entre basaltos de back arc (BABB) y basaltos de dorsal oceánica (MORB). Tomado de Pearce & Stern

El problema con este diagrama es que el elemento utilizado como indicador (Ba), es móvil durante el metamorfismo lo que dificulta su utilización para una interpretación de un probable origen. Debido a esto, se optó por plotear las muestras en los diagramas propuestos por Pearce (2008), basados en las relaciones Th/Yb vs Nb/Yb y Ti/Yb vs Nb/Yb. Estos diagramas fueron descritos en el capítulo de litogeoquímica y sustituyen al diagrama Ba/Yb versus Nb/Yb.

Así, el ploteo de las muestras determina basaltos de tipo N-MORB sin influencia del componente de subducción.

Considerando este resultado de forma aislada conduce la interpretación de la génesis de las ortoanfibolitas nuevamente a la primera hipótesis, es decir, el de una cuenca de fondo oceánico.

Por otro lado, las características mineralógicas de los metasedimentos silicoclásticos intercalados con las anfibolitas en la Formación Montevideo, como ser micaesquistos y paraneises, permiten inferir protolitos sedimentarios con cierta madurez que requieren la existencia de un área de aporte continental.

El esquema que luce en la figura 6.16, ilustra el modelo propuesto para el origen de los protolitos ígneos de la Formación Montevideo y el magmatismo asociado. Se considera, en base a la geoquímica de las ortoanfibolitas y de las características de la secuencia metasedimentaria, que una cuenca de tipo back-arc de margen continental activo se ajusta mejor a los resultados obtenidos.

Las paraanfibolitas podrían estar asociadas a la depositación en la cuenca de material proveniente de la erosión del arco volcánico o de un área continental.

El origen del magmatismo calcoalcalino que diera lugar a los protolitos de los ortoneises, los cuales se encuentran hoy en el mismo nivel estructural que la secuencia volcano-sedimentaria, podría estar relacionado a un cambio en el ángulo de la subducción que habría causado el cierre de la cuenca de back-arc y la instalación de un arco magmático en el lugar donde anteriormente había extensión y una cuenca de back-arc. Las intrusiones de magma fragmentan la cuenca, la que se preserva, de acuerdo al registro hoy observado únicamente como megaxenolitos (*roof pendants?*). Las estructuras atribuidas a *magmatic stoping* descritas por Pascale & Oyhançabal (2010) en el contacto entre anfibolitas y ortoneises confirmarían esta interpretación.

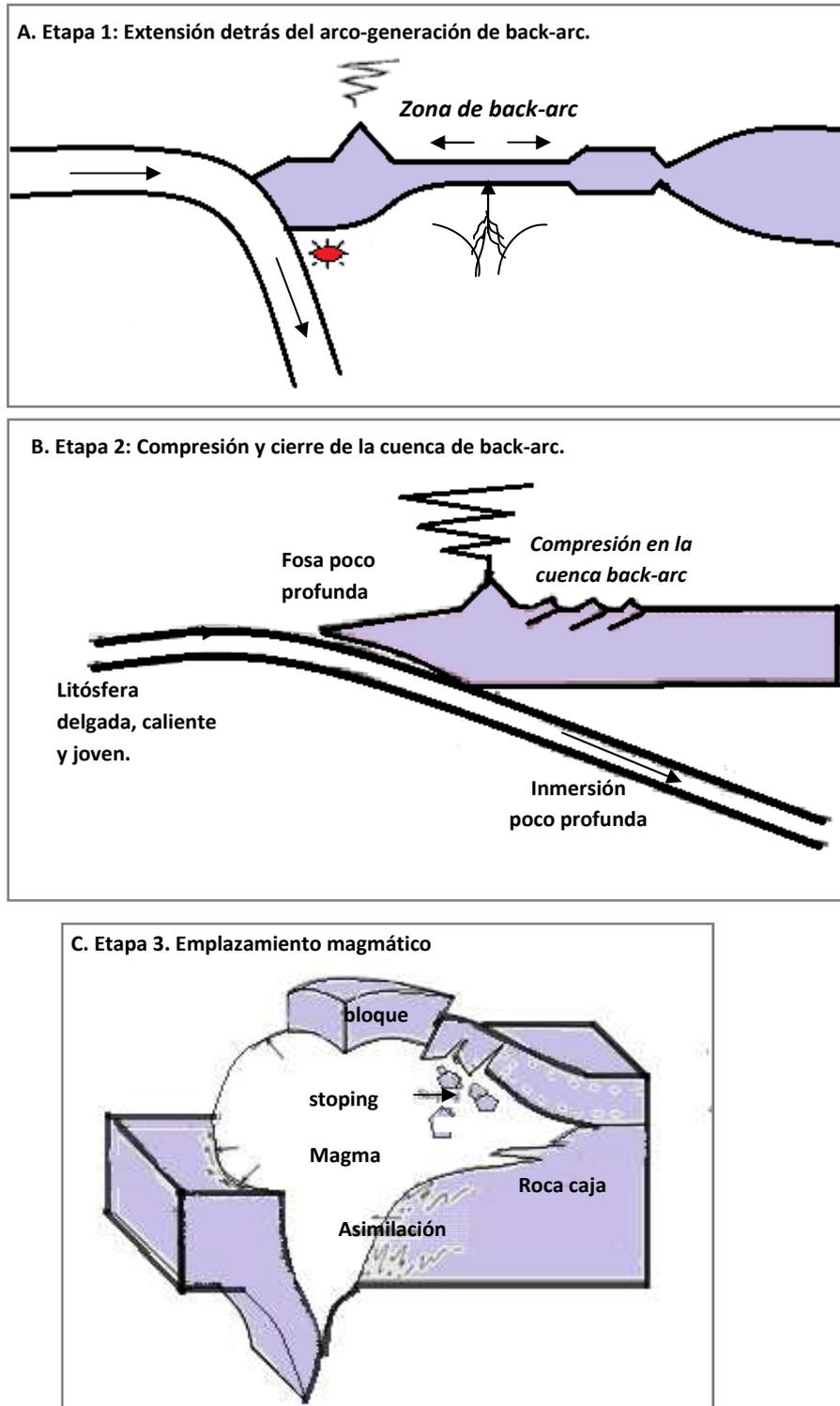


Figura 6.16. Esquema que describe el modelo propuesto para la generación de las lavas basálticas que generaron los protolitos de anfibolitas de Formación Montevideo y su relación con el magmatismo que dio origen a las granodioritas (protolitos de los ortoneises asociados). **A. Etapa 1:** Extensión detrás del arco, proceso de rifting que genera separación de la litosfera y salida de magma toleítico. **B. Etapa 2:** Cambio en el ángulo de subducción y compresión en la cuenca de back-arc. **C. Etapa 3:** Emplazamiento de magma calcoalcalino donde se produce fragmentación de la cuenca con fenómenos de *magmatic stopping*.

7. CONCLUSIONES

Se han presentado nuevos datos correspondientes a la geología y las afinidades geoquímicas de las anfibolitas de la Formación Montevideo y de los Ortoneises de Punta Carretas. A partir de las relaciones entre distintos elementos considerados inmóviles se las ha asociado a posibles ambientes geotectónicos. A lo anterior se suma, el estudio petrográfico y el relevamiento de detalle de los principales afloramientos del basamento cristalino del Departamento de Montevideo, lo que permitió proponer un modelo geotectónico para su origen.

A continuación se enumeran las principales conclusiones del presente trabajo:

- I. Las litologías que componen el subsuelo del área de trabajo corresponden a la Formación Montevideo, los denominados Ortoneises de Punta Carretas, granitos deformados, diques aplíticos y pegmatíticos y diques de lamprófidos.
- II. Desde el punto de vista areal y de densidad de afloramientos, existe un predominio de los Ortoneises Punta Carretas sobre las demás litologías que integran el Basamento Cristalino.
- III. De forma subordinada, afloran litologías de la Formación Montevideo.
- IV. Se han verificado relaciones de contacto concordantes entre estas dos unidades en la mayoría de los casos y discordantes en casos excepcionales.
- V. La orientación general de la foliación de estas dos unidades geológicas es este-oeste con buzamientos verticales a subverticales.
- VI. En el sector oeste del área de estudio, están representadas todas las litologías de la Formación Montevideo, pudiéndose observar una alternancia de ortoanfibolitas, paraanfibolitas, micaesquistos y paraneises.
- VII. En el sector este del área de estudio, se identificó principalmente bloques aislados y tabulares de anfibolita.
- VIII. A escala mesoscópica se distinguen dos tipos de anfibolitas: masivas y foliadas.

- IX. Las anfibolitas masivas constituyen los altos topográficos de la zona de estudio encontrándoselas también en la playa del Cerro de Montevideo donde exhiben mesoestructuras del tipo *pillow lavas*.
- X. Las anfibolitas foliadas presentan una disposición en cuerpos tabulares que alternan con la secuencia metasedimentaria, o se presentan de forma aislada en contacto con los ortoneises.
- XI. La caracterización petrográfica permite distinguir cinco tipos de anfibolitas. En base a criterios texturales y mineralógicos se reconocen anfibolitas: nematoblásticas típicas, blastoporfíricas, porfiroclásticas, nematoblásticas con piroxeno y nefríticas de grano fino.
- XII. La disposición de los cuerpos de anfibolita de forma tabular en alternancia con la secuencia metasedimentaria, sumado a la presencia de *pillow lavas* y de texturas glomerulares relictas preservadas en las anfibolitas porfiroclásticas y blastoporfíricas, permiten afirmar que estas litologías representan antiguos derrames volcánicos que ocurrieron en una cuenca sedimentaria.
- XIII. La paragénesis de las anfibolitas consiste en plagioclasa ± hornblenda ± epidoto ± cuarzo ± titanita. Esta asociación mineral permite acotar ciertos límites para el metamorfismo indicando temperaturas entre 520°C y 700°C y presiones entre 2.5 y 7 kbar, ya que por debajo de 2.5 kbar la titanita no aparece y por encima de los 7 kbar está presente la fase granate.
- XIV. Los ortoneises se caracterizan petrográficamente por ser rocas de textura granolepidoblástica cuya paragénesis metamórfica es cuarzo ± oligoclasa ± microclina ± biotita ± clinozoisita. La composición es granodirítica.
- XV. La paragénesis de los ortoneises aporta poca información para delimitar las condiciones metamórficas que definen las anfibolitas. Sin embargo, la presencia de microestructuras como bordes lobados en cuarzo y feldespatos, que indica procesos de migración de borde de grano, es consistente con las condiciones anteriormente definidas. La extinción ondulosa y el desarrollo de subgranos en cuarzo y feldespato pueden haberse desarrollado durante el

- clímax metamórfico o corresponder a retrabajamiento durante eventos posteriores a menor temperatura.
- XVI. Los análisis químicos de roca total para las anfibolitas indican composiciones basálticas de afinidad tholeítica con características de basaltos de tipo NMORB para sus protolitos, producto de la fusión de una fuente de manto poco profundo y sin evidencias de interacción con componente de subducción.
- XVII. Químicamente los ortoneises se caracterizan por ser rocas peraluminosas y con afinidad calcoalcalina con valores de medio K. La coincidencia de los padrones de tierras raras entre las muestras analizadas, estarían evidenciando que todas las rocas son comagmáticas y que exhiben gran similitud con los granitoides de zonas de subducción.
- XVIII. El predominio de los ortoneises a lo largo de toda la faja costera junto a la presencia de contactos discordantes, estructuras atribuibles a *stoping* y pliegues *cuspados-lobados* entre los ortoneises y las anfibolitas permiten suponer que las litologías de la Formación Montevideo representan grandes *pendants* dentro de granitoides que luego se transformaron en ortoneises.
- XIX. Por tanto, en base a las relaciones estructurales, el análisis petrográfico y la geoquímica se postula como ambiente tectónico para la Formación Montevideo el de una cuenca de tipo *back-arc*, en la cual derrames lávicos que generan los basaltos tipo NMORB se intercalan con sedimentos vulcanoclásticos y sedimentos pelágicos provenientes del continente. Procesos tectónicos que entre otras cosas involucran cambios en el ángulo de subducción provocan compresión y cierre de la cuenca que lleva al emplazamiento de granitoides calcoalcalinos posiblemente en distintas generaciones.
- XX. Procesos metamórficos posteriores, relacionados a procesos orogénicos, transforman a los granitos más antiguos en ortoneises y a la secuencia volcanosedimentaria en ortoanfibolitas, paraanfibolitas, micaesquistos y paraneises. Los granitos deformados habrían sido emplazados más

tardíamente, siendo por lo tanto afectados en menor medida por los procesos de deformación y metamorfismo.

- XXI. La intensa deformación que afectó a todas estas rocas, se produce según Oyhantçabal *et al.* (2007), en cuatro fases. La fase D_1 , donde se generan lineaciones y foliaciones en las litologías de la Formación Montevideo, paralelas a la estratificación original S_0 , en los Ortoneises de Punta Carretas. La fase D_2 , representada por pliegues isoclinales, ptigmáticos y “sin raíz” y esquistosidad de crenulación que afectan a la secuencia supracortical y en el caso del plegamiento también a aplitas y pegmatitas de la generación más antigua. La fase D_3 se da en régimen dúctil-frágil donde se produce el emplazamiento de los granitos sinorogénicos (deformados) y la inyección de diques de aplitas y pegmatitas. La cuarta fase (D_4) se produce en régimen frágil luego de una importante exhumación. Las condiciones están registradas en el emplazamiento subsuperficial de diques de lamprófido que muestran presencia de *chilled margins* (márgenes de grano muy fino) y amígdalas conteniendo ceolitas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Almeida, F., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. *In: Nairn A.E. & Stehli F.G. (Eds.): The ocean basins and margins, 1 (The South Atlantic). Plenum Press, New York , 441-446.*
- Bergantz, G. (2000). On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly processes. *. Journal of Structural 22(9): , 1297-1309.*
- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000. *Versión Digital. Campal, N. & Schipilov, A. (eds) , Montevideo-Uruguay.*
- Bossi, J. & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000, v 2.0 versión digital. *Ed. Facultad de Agronomía. Montevideo-Uruguay.*
- Bossi, J. (1965). Geología del Uruguay. *Departamento de Publicaciones, Universidad de la República. Montevideo-Uruguay , 455.*
- Bossi, J., Hartmann, L., Piñeyro, D., Leite, J., & Mcnaughton, N. (1999). Geologic and geochronologic constraints on the Paleo-Proterozoic evolution of the Isla Mala granitic suite, Uruguay. *II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica: , 295-299. Villa Carlos Paz. Córdoba. Argentina.*
- Bossi, J., Hartmann, L., Piñeyro, D., Leite, J., & Mcnaughton, N. (1999). Geologic and geochronologic constraints on the Paleo-Proterozoic evolution of the Isla Mala granitic suite, Uruguay. *II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica: , 295-299. Villa9.*
- Bossi, J., Preciozzi, F., & Campal, N. (1993). Predevoniano en el Uruguay. Tomo I-Terreno Piedra Alta. *DINAMIGE , 1-50.*
- Cardelino, R. & Ferrando, L. (1969). Carta Geológica del Uruguay a escala 1:100.000. Segmento Montevideo (Memoria). *UdelaR-MGA-MIC , 179p.*
- Cingolani, C., Bossi, J., Varela, R., & Navarro, R. (1990). Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. *I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Ampliados. 1: 101-105. Montevideo. Uruguay.*
- Cingolani, C., Bossi, J., Varela, R., & Navarro, R. (1991). Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. *I Congreso Uruguayo de Geología. Resúmenes Aampliados , 1:101-105.*
- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Campal, N., Ferrando, L., y otros. (1997). Rb/Sr geochronology from the Río de la Plata Craton of Uruguay. *South American Symposium on Isotope Geology. Campos do Jordão, Brasil.*
- Coronel, N. &. (1988). Carta geológica del Uruguay a escala 1/100.000-fotoplano J-28 Pando. *Convenio Dirección Nacional de Minería y Geología-Facultad de Agronomía-Facultad de Ciencias. Montevideo-Uruguay.*

- Cox, K., Bell, J., & Pankhurst, R. (1979). The interpretation of igneous rocks. *George Allen & Unwin, Londres*.
- Eduardo, L. (2008). Geología de los cuerpos ígneos. *Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica Nº 15* , 0-222.
- Ferrando, L & Fernández, A. (1971). Esquema tectónico crono-estratigráfico del predevoniano del Uruguay. *An. XXV Congr. Soc. Brasil. Geol.* , 1:199-210.
- Fryer, P., Sinton, J., & Philpotts, J. (1981). Basaltic glasses from the Mariana Trough. *In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 60, edited by D.M. Hudssong, S. Uyeda et al.* , 601-609.
- Garcia, M. O. & Jacobson, S. S. . (19779). Crystal clots, amphibole fraction, and the evolution of calc-alkaline magmas. . *Contributions to Mineralogy and Petrology 69* , 319-327.
- García, M., Liu, N., & Muenow, D. (1979). Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc trough. *Geochem. Cosmochim. Acta, 43* , 305-312.
- Gill, J. (1976). Comparison and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geol. Soc.Amer. Bull.*, 87 , 1384-1395.
- Hart, S. R. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Aregentina and their implications concerning continental drift. . *Geological Society of America. Anual Meeting: 86: San Francisco. EEUU*.
- Hartmann, A., Campal, N., Santos, O., Mcnaughton, N., Bossi, J., Schipilov, A., y otros. (2001). Archean crust in the Río de la Plata Craton, Uruguay-SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences, Volume 14, Issue 6* . , 557-570.
- Irving, T & Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Earth Sciences, 8* , 523-548.
- Leake, B. (1964). The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites. *Journal of Petrology. Vol. 5, Part 2* , 238-254.
- Martínez Catalán, J. (2006). Geología Estructural y Dinámica Global. *ebook. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca*.
- Masquelin, E., Gutierrez, L., & Sienna, M. (2003). Análisis estructural y cinemático de la Formación Montevideo. *VI Congreso Uruguayo de Geología CD-ROM* .
- Meschede, M. (s.f.). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and toleites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology, 56* , 207-218.
- Mpodozis, C. &. (1991). Terrenos tectonoestratigráficos en evolución de los Andes Chilenos: Una revisión. *Comunicaciones (41)* , 67-72.

- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2010). The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of* , Online First. doi:10.1007/s00531-010-0580-8.
- Oyhantçabal, P., Derregibus, M., & Muzio, R. (1990a). Contribución al conocimiento petrográfico, geoquímico y estructural del granito de La Paz. *I Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo-Uruguay* , Resúmenes Ampliados 1:81-87.
- Oyhantçabal, P., Medina, E., & Spoturno, J. (1990b). Geología y petrología del Stock del Gabro Arroyo Mahoma. *Actas I Congreso Uruguayo de Geología. Montevideo-Uruguay* , 115-121.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., & Loureiro, J. (2007). Caracterización geológica de las rocas Paleoproterozoicas de la región Centro-Sur del Uruguay (Terreno Piedra Alta-Cratón del Río de la Plata) . *In: Actas V Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM* .
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., & Huelmo, S. (2002). La Formación Montevideo y los granito-neises asociados del Basamento Cristalino de Montevideo. *II Taller del Precámbrico del Uruguay. Montevideo-Uruguay* , 11-17.
- Oyhantçabal, P., Spoturno, J., Aubet, N., Cazaux, S., & Huelmo, S. (2003). Proterozoico del suroeste del Uruguay: nueva propuesta estratigráfica para la formación Montevideo y el magmatismo asociado. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología Pub Esp* , 1:38-48.
- Pascale, A. & Oyhantçabal, P. (2010). Estudio petrográfico-estructural de un afloramiento del Basamento Cristalino de Montevideo. *VI Congreso Uruguayo de Geología. CD-ROM* .
- Pascale, A. & . (2010). Estudio petrográfico-estructural de un afloramiento del Basamento Cristalino de Montevideo. *VI Congreso Uruguayo de Geología, CD-ROM* .
- Passchier, C., Myers, J., & Kroner, A. (2003). Geología de Campo de Ternos Gnaíssicos de Alto Grau. *EDUSP. Editora Da Universidade De Sao Paulo. Brasil* , 188p.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics. Springer. Germany* .
- Pearce, J. & Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implication of Ti, Zr, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrol.* 69 , 33-47.
- Pearce, J. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with implications for the classification of ophiolites and search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100 , 14-48.
- Pearce, J. (1996). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes. Vol. 19. no. 4* , 120-125.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973). Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and planetary science letters.* , 290-300.
- Pearce, J.A. & Harris, N.B.W. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation og granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 , 956-983.
- Pearce, J.A. & Stern, R.J. (2006). Origin of Back Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope Perspectives. *Geophysical Monograph Serie 166. American Geophysical Union* .

- Peel, E.; Preciozzi, F. (2006). Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, URUGUAY. V *South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, Uruguay*, , pp 234-237.
- Pinotti, L., D'Eramo, F., Demartis, M., Coniglio, J., & Tubía Martínez, J. (2010). Estructuras Magmáticas en Granitos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (4) , 562-572.
- PRECIOZZI, E., SPOTURNO, J., & HEINZEN, W. (1979). Carta geoestructural del Uruguay Escala: 1/2.000.000. *Montevideo. IGU:* , 62p.
- Preciozzi, F., & Bourne, N. (1992). Petrography and geochemistry of the Aº de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *Journal South American Earth Sciences.* , (2):169-181. EEUU.
- Preciozzi, F., Basei, M. A., & Masquelín, H. (1999). New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Río de la Plata Craton). *II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica.* , 341-344.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heizen, W., & Rossi, P. (s.f.). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay 1:500.000. *DINAMIGE-MIEM. Montevideo.* , 90, 2 figuras, 1 mapa.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1987). The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. London, Orlando, San Diego New York, Austin, Boston, Sydney, Tokyo, Toronto. 391pp.
- Rapela, C., Fanning, M., Casquet, C., Pankhurst, R., Spalletii, L., Pioré, D., y otros. (2011). The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research* .
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, M., González-Casado, J., y otros. (2007). The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Sci Rev* , 83: 43-82.
- Rollinson, H. (1993). *Using geoquimical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Group, England, pp.352. England: Longman Group.
- Rutherford, J.M. & Devine, J.D. (2003). Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995-2002 Soufriere Hills Magma. . *Journal of Petrology* 44(8) , 1433-1454.
- Sinton, J. M. & Fryer, P. (1987). Mariana Trough lavas from 18°N: implications for the origin of back arc basin basalts. *J. Geophys. Res.*, 92 , 12782-12802.
- Soliani, E. (1986). Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas Implicações de Ordem Geotectónica. . *Tesis de doctorado. Instituto de Geociencias, Universidad Sao Paulo.*
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Aubet, N., Cazaux, S., & Morales, E. (2004c). Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de San José Escala 1/100.000. Edición en CD.
- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Goso, C., Aubet, N., & Cazaux, S. (2004b). Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Departamento de Canelones a Escala 1/100.000. Edición en CD.

- Spoturno, J., Oyhantçabal, P., Goso, C., Aubet, N., Cazaux, S., & Morales, E. (2004a). Mapa Geológico y de Recursos Minerales Del Departamento de Montevideo Escala 1/50.000. *DINAMIGE-Facultad de Ciencias. Edición en CD.*
- Stolper, E. & Newman, S. (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, , 293-325.
- Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Sr-Rb del Sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista Asociación Geológica Argentina* , 26:133-151.
- Walther, K. (1948). El Basamento Cristalino de Montevideo. *Instituto Geológico del Uruguay. Boletín N^o. 33.*
- Walther, K. (1911). Las Rocas Cristalinas Fundamentales en los Alrededores de Montevideo. . *Revista Instituto de Agronomía, Montevideo.* , 9:39-50.
- Walther, K. (1919). Líneas Fundamentales de la Estructura Geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista Instituto Nacional de Agronomía, Serie II (3). Montevideo.*
- Winchwster, J.A. & Floyd, P.A. (s.f.). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products ussing immobile elements. *Chemical Geology* , 20:325-343.

