



**EVOLUCIÓN PETROGENÉTICA DEL BASAMENTO**

**ÍGNEO-METAMÓRFICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA,**

**CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES**

**LIC. MANUELA E. BENÍTEZ**

**DIRECTORA DRA. MABEL E. LANFRANCHINI**

**DIRECTOR DR. SEBASTIÁN O. VERDECCHIA**

**LA PLATA, AÑO 2022**

*Foto de portada: Atardecer en el Río de la Plata tomado desde la Isla Martín García (Buenos Aires, Argentina).*

*A Olivina y Mila  
A mis amigas y amigos  
Que me inspiran y me enseñan del amor  
todos los días*

## PREFACIO

Este trabajo de Tesis Doctoral ha sido realizado con el fin de optar al título de Doctora en Ciencias Naturales orientación Geología, carrera de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM) de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP) bajo la dirección de la Dra. Mabel E. Lanfranchini (CICPBA-INREMI) y el Dr. Sebastián O. Verdecchia (CONICET-CICTERRA) en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI-FCNyM-CICPBA). Fue posible gracias a una Beca Doctoral que me fue otorgada el 1 de agosto del año 2017 por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA) y finalizada el 1 de agosto del año 2022.

Esta tesis ha sido financiada por los siguientes proyectos dirigidos por la Dra. Mabel E. Lanfranchini:

◆ ***“Geología y Geoquímica de unidades graníticas proterozoicas y su relación con el basamento metamórfico, Sierras Septentrionales y Australes de la provincia de Buenos Aires”***. Código: 11 N-716. Acreditado en la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP).

◆ ***“Evolución geológica de las unidades metamórfico-graníticas de las Sierras Septentrionales y Australes de la provincia de Buenos Aires. Estimación de recursos para su uso como áridos y rocas ornamentales. Importancia económica e implicancias ambientales”***. Otorgado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICPBA).

◆ ***“Evolución geológica de unidades metamórfico-graníticas de las Sierras Septentrionales y Australes de la provincia de Buenos Aires”***. Código: N860. Acreditado en la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de La Plata (UNLP).

Y por los proyectos dirigidos por el Dr. Edgardo Baldo (CICTERRA-CONICET) quien pertenece al grupo de trabajo del director de esta Tesis, el Dr. Sebastián O. Verdecchia.

◆ ***“La fase Oclógica de la orogénesis Famatiniana en las Sierras Pampeanas y Puna Austral: evolución tectonotermal, magmatismo y modelo geodinámico”***. (PICT-2017-0619). En carácter de becaria (2019-2022). Otorgado por el Fondo para la Investigación Científica y Tecnológica (FONCyT), Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) del Ministerio de Ciencia y Tecnología de la República Argentina (MinCyT). Dirigido por el Dr. Edgardo G. Baldo.

◆ *“Anatexis y magmatismo peraluminoso paleozoico de las Sierras Pampeanas Orientales (Argentina): procesos petrogenéticos involucrados en el reciclado de corteza continental”*. (Proyecto Tipo Consolidar). En carácter de becaria (05/11/2018 – 05/11/2022). Acreditado en la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (Córdoba, Argentina). Dirigido por el Dr. Edgardo G. Baldo.

Además, se contó con un proyecto de investigación avalado por el Organismo Provincial para el Desarrollo Sostenible (OPDS) del Gobierno de la provincia de Buenos Aires y dirigido por el Dr. Carlos Cingolani, que permitió el acceso y realización de tareas de investigación en la Isla Martín García por ser Reserva Natural de Usos Múltiples:

◆ *“Estudio petrológico-geocronológico del basamento cristalino de la Isla Martín García”* En carácter de becaria (2017-2019). Res. 178/17.

Finalmente, ha sido evaluada por los Dres. Carlos Cingolani (UNLP), Juan Antonio Moreno-Moreno (UCM) y Pedro Oyhantçabal (UDELAR) y defendida en modalidad híbrida (presencial en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo y virtual a través de la plataforma Zoom) el día 6 de diciembre del año 2022.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

*“Evolución petrogenética del basamento ígneo-  
metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”*

LIC. MANUELA E. BENÍTEZ

TESIS DOCTORAL

2022

LA PLATA, BUENOS AIRES, ARGENTINA



## ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	1
RESUMEN.....	2
ABSTRACT.....	3

### CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

<b>1.1 OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO.....</b>	<b>5</b>
<b>1.2 MARCO GEOGRÁFICO, BIOGEOGRÁFICO E HISTÓRICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA.....</b>	<b>6</b>
<b>1.3 MATERIALES Y METODOLOGÍAS DE TRABAJO.....</b>	<b>10</b>
1.3.1 RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES Y PROCESAMIENTO DE IMÁGENES.....	10
1.3.2 TRATAMIENTO DE INFORMACIÓN FOTOGRÁFICA, SATELITAL Y DE SUBSUELO, MAPEO Y TRABAJOS DE CAMPO.....	11
1.3.3 TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE MUESTRAS.....	13
1.3.3.1 Petrografía y análisis complementarios.....	13
1.3.3.2 Análisis geoquímicos (Roca Total).....	15
1.3.3.3 Microanálisis y mapas de composición elemental de rayos X.....	16
1.3.3.4 Análisis geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS.....	18
1.3.3.5 Análisis isotópicos Sm-Nd.....	19
1.3.3.6 Análisis isotópicos Lu-Hf.....	19
1.3.3.7 Análisis de trazas de fisión en apatitas.....	20
1.3.4 GEOTERMOBAROMETRÍA CONVENCIONAL.....	21
<b>1.4 REFERENCIAS.....</b>	<b>23</b>

### CAPÍTULO 2: CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

<b>2.1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>28</b>
<b>2.2 TERRENO PIEDRA ALTA.....</b>	<b>32</b>
2.2.1 INTRODUCCIÓN.....	32
2.2.2 CINTURÓN ARROYO GRANDE.....	33
2.2.3 CINTURÓN SAN JOSÉ.....	34
2.2.4 CINTURÓN CENTRAL GRANÍTICO-GNÉISICO FLORIDA.....	37
2.2.5 HAZ DE DIQUES FLORIDA.....	37
2.2.6 OTRAS UNIDADES DEL TERRENO PIEDRA ALTA.....	38
2.2.6.1 Complejo Ojosmín.....	38
2.2.6.2 Formación Cerros de San Juan.....	39
2.2.6.3 Granito La Paz.....	40
2.2.7 CUBIERTA SEDIMENTARIA.....	40
2.2.7.1 Formación Piedras de Afilas.....	40
<b>2.3 ISLAS DEL ESTUARIO RÍO DE LA PLATA.....</b>	<b>41</b>
2.3.1 INTRODUCCIÓN.....	41
2.3.2 ISLAS SOLA, DOS HERMANAS Y SAN GABRIEL (URUGUAY).....	42
2.3.3 ISLA MARTÍN GARCÍA (ARGENTINA).....	43
<b>2.4 SISTEMA DE TANDILIA.....</b>	<b>46</b>
2.4.1 INTRODUCCIÓN.....	46

2.4.2	BASAMENTO ÍGNEO - METAMÓRFICO.....	47
2.4.2.1	Complejo Buenos Aires.....	47
2.4.2.2	Enjambre de diques.....	49
2.4.2.3	Formación El Cortijo.....	50
2.4.2.4	Formación Punta Mogotes.....	50
2.4.3	CUBIERTA SEDIMENTARIA.....	51
2.5	SUBSUELO DE LAS PROVINCIAS DE CÓRDOBA Y BUENOS AIRES .....	54
2.5.1	INTRODUCCIÓN.....	54
2.5.2	PROVINCIA DE CÓRDOBA.....	54
2.5.3	PROVINCIA DE BUENOS AIRES.....	55
2.6	EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....	56
2.7	REFERENCIAS.....	59

### CAPÍTULO 3: LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

3.1	CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA, PETROGRAFÍA Y MAPEO.....	70
3.1.1	INTRODUCCIÓN.....	70
3.1.2	UNIDAD ULTRABÁSICA.....	71
3.1.2.1	Peridotitas.....	71
3.1.3	UNIDAD BÁSICA.....	76
3.1.3.1	Gabros olivínicos.....	76
3.1.3.2	Gabros hornbléndicos.....	79
3.1.4	UNIDAD INTERMEDIO-ÁCIDA.....	82
3.1.4.1	Ortogneises.....	82
3.1.4.2	Granitoides.....	88
3.1.5	DIQUES.....	92
3.1.6	ANÁLISIS DE LOS EVENTOS DEFORMACIONALES.....	95
3.1.7	MAGNETOMETRÍA Y MODELADO 3D.....	100
3.1.7.1	Introducción.....	100
3.1.7.2	Magnetometría.....	100
3.1.7.3	Modelado 3D.....	105
3.1.8	SÍNTESIS Y CONCLUSIONES PARCIALES.....	106
3.1.8.1	Consideraciones sobre el Complejo Martín García.....	106
3.1.8.2	Análisis magnetométrico de la Isla Martín García.....	111
3.2	GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	114
3.2.1	INTRODUCCIÓN.....	114
3.2.2	ELEMENTOS MAYORITARIOS.....	117
3.2.2.1	Unidad intermedio-ácida.....	117
3.2.2.2	Unidad básica.....	118
3.2.2.3	Unidad ultrabásica.....	121
3.2.3	ELEMENTOS TRAZAS Y TIERRAS RARAS.....	122
3.2.3.1	Unidad intermedio-ácida.....	122
3.2.3.2	Unidad básica.....	124
3.2.3.3	Unidad ultrabásica.....	125
3.2.4	SÍNTESIS Y ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA.....	126
3.3	QUÍMICA MINERAL.....	131

3.3.1 INTRODUCCIÓN.....	131
3.3.2 OLIVINOS.....	133
3.3.3 PIROXENOS.....	138
3.3.4 ESPINELOS.....	146
3.3.5 ANFÍBOLES.....	153
3.3.6 FELDESPATOS.....	163
3.3.7 MICAS.....	168
3.3.8 CLORITAS.....	172
3.3.9 SERPENTINAS.....	175
3.3.10 TITANITAS.....	179
3.3.11 EPIDOTOS.....	183
3.3.12 MAPAS COMPOSICIONALES DE RAYOS X EN GABRO CORONÍTICO.....	186
3.3.12.1 Introducción.....	186
3.3.12.2 Coronas Olivino-Plagioclasa (Mapas 1, 2, 4 y 6).....	187
3.3.12.3 Coronas Clinopiroxeno-Plagioclasa (Mapas 3 y 5).....	193
3.3.13 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LA QUÍMICA MINERAL DE LAS UNIDADES DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA.....	196
3.3.13.1 Unidad ultrabásica.....	196
3.3.13.2 Unidad básica.....	197
3.3.13.2.1 Gabros olivínicos.....	197
3.3.13.2.2 Gabros hornbléndicos.....	198
3.3.13.3 Unidad intermedio-ácida.....	199
3.4 REFERENCIAS.....	201

#### CAPÍTULO 4: TERMOBAROMETRÍA DE LAS UNIDADES DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

4.1 INTRODUCCIÓN.....	211
4.2 TERMOBAROMETRÍA ANFÍBOL-PLAGIOCLASA Y TERMOBAROMETRÍA ANFÍBOL.....	213
4.3 TERMOMETRÍA EN ROCA TOTAL.....	217
4.4 TERMOBAROMETRÍA A PARTIR DEL CLINOPIROXENO Y EL PAR ORTOPIROXENO-CLINOPIROXENO.....	218
4.5 TERMOMETRÍA EN CLORITAS.....	219
4.6 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS TERMOBAROMÉTRICOS.....	220
4.7 REFERENCIAS.....	222

#### CAPÍTULO 5: ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS, PETROGENÉTICOS Y TERMOCRONOLÓGICOS EN EL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

5.1 INTRODUCCIÓN.....	224
5.1.1 GEOCRONOLOGÍA U-Pb.....	225
5.1.2 ISOTOPIA SM-Nd Y LU-Hf.....	230
5.1.3 TERMOCRONOLOGÍA: TRAZAS DE FISIÓN EN APATITAS.....	233
5.2 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN.....	237
5.2.1 CONSIDERACIONES SOBRE LA HISTORIA GEOCRONOLÓGICA Y PETROGENÉTICA DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA.....	237
5.2.1.1 Las unidades intermedio-ácidas y básicas.....	237
5.2.1.2 Las rocas ultrabásicas.....	243
5.2.2 CONSIDERACIONES SOBRE LA TERMOCRONOLOGÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIO-ÁCIDA.....	244

5.3 REFERENCIAS.....245

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

6.1 INTRODUCCIÓN.....248

6.2 REGISTRO DE LA OROGENIA TRANSAMAZONIANA DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA.....249

6.2.1 EL MAGMATISMO INTERMEDIO-ÁCIDO.....249

6.2.2 SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DEL MAGMATISMO INTERMEDIO-ÁCIDO PALEOPROTEROZOICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....255

6.2.3 SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DEL MAGMATISMO BÁSICO EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....256

6.3 EVIDENCIAS DE MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO.....257

6.4 METAMORFISMO REGIONAL M2 ¿DEFORMACIÓN BRASILIANA ?.....258

6.5 LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA.....259

6.6 HISTORIA TERMOCRONOLÓGICA EN EL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA.....260

6.7 REFERENCIAS.....260

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....265

ANEXOS

CAPÍTULO 3.1.....270

CAPÍTULO 3.2.....273

CAPÍTULO 3.3.....279

CAPÍTULO 4.2.....364

CAPÍTULO 4.4.....373

## AGRADECIMIENTOS

- ◆ A mi directora Mabel por los viajes y campañas compartidas, por las charlas, por tenerme paciencia, por escucharme, por acompañarme y apoyarme en mis decisiones. A mi director Sebastián por enseñarme, por escucharme e impulsarme y motivarme. A ambos por concretar este trabajo junto a mí.
- ◆ Al INREMI por darme un lugar de trabajo y a sus integrantes, quienes siempre estuvieron dispuestos a ayudarme en lo que necesité durante y todos estos años. A José Luis por la confección de los cortes delgados y por las idas y venidas La Plata-Tigre para las campañas.
- ◆ A mis compas de oficina. Compartir los días con estas personas fue un gran aprendizaje. A Carlos quien fue vital en esta etapa, quien me acompañó geológicamente y me contuvo en este mundo científico. A Melisa, por tanta escucha, compañía y amor.
- ◆ A la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CIC-PBA), al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), a las facultades de Ciencias Naturales y Museo (UNLP) y Ciencias Físicas, Exactas y Naturales (UNC) por los subsidios otorgados para la realización de esta Tesis.
- ◆ Al Dr. Cingolani por poner a mi disposición todo tipo de material de trabajo y por incluirme en su proyecto de la Isla Martín García, el cual permitió realizar todas las tareas geológicas necesarias para la realización de esta Tesis.
- ◆ A Dr. Norberto Uriz, Dr. Carlos Ballivián, Dra. Micaela García, Dr. Facundo De Martino, Lics. Mercedes Carlini y Eugenia Giannoni por su compañía en el campo y al Lic. Joaquín Nigro por su vital contribución en el levantamiento geofísico y procesamiento de datos.
- ◆ A la guardaparque María Eugenia Cueto quien estuvo siempre presente en las campañas facilitándonos la complicada logística que conlleva el trabajo de campo en la isla y al Organismo Provincial para el Desarrollo Sostenible.
- ◆ Al CIG y CETMIC por darme total disponibilidad de sus instalaciones para la realización de las tareas de laboratorio. A los Dres. Diego Palma y Remigio Ruiz por los estudios de Espectrometría Raman y la toma de fotografías digitales. A Raúl Lovecchio por gestionar los datos termocronológicos realizados en LATEANDES y a Guadalupe Arzadún por el procesamiento de los datos.
- ◆ A las y los colegas del CICTERRA que conocí durante mis estadías en la última etapa de la Tesis. Una especial mención a quienes me incluyeron desde el primer día: Cecilia E., Cecilia W., Eliana, Enrique, Florencia, Franco, Gerardo, Laura, Nexxys, Nicolás (y Elena), Pablo, Renata (y Nicolás), Victoria. A la gente del “call center” (oficina 10), quienes me bancaron los últimos meses: día, tarde y noche. A Pepón por enseñarme un poquito del mundo de la petrotomía mientras compartimos mates, alegrías y tristezas. A Graciela Toledo por los trabajos técnicos de último momento.
- ◆ A mi grupo de trabajo federal e internacional: Iván, Juan, Gladis, Priscila y Samanta. Por los intercambios geológicos, por los momentos compartidos y por el aguante. Al Dr. César Casquet por las discusiones geológicas que enriquecieron esta Tesis.
- ◆ A las y los integrantes del LAMARX por recibirme tan cálidamente y hacerme sentir cómoda en las jornadas largas de trabajo.
- ◆ A la Dra. Claudia Prezzi quien me facilitó valiosa información de la geofísica de la isla y realizó el procesamiento de los datos. Quien, además, me acompañó con sus palabras y comprensión, durante la última etapa de la tesis.
- ◆ Al Dr. José Molina quien me ha enseñado un poquito del mundo de la termobarometría y que me ha recibido, junto a Mari Carmen, durante mi estadía en Granada.
- ◆ A mis amigas y amigos, no hubiese podido sin su amistad. Soy afortunada: Agustina P., Agustina W., Ailén, Ana, Antonio, Ariel, Camila, Carla, Carolina H., Carolina L., Eugenia, Florencia, Juan Ignacio, Julieta, Lara, Marianela, Micaela, Noel, Ornella, Rocío, Silvina, Sofía, Tatiana, Tobías, Waldo. A mi compañero y colega Facu que estuvo ahí para soportar todas las crisis y quien acompañó desde adentro la última etapa de esta Tesis.
- ◆ A Olivina y Mila que me enseñaron a amar. A mamá, papá, Gonzalo, Pilar, Tomás, Nayla, Slinki, Michu y Venus por la compañía y por estar en cada pasito que doy. A Franchu, tía Vivi y tío Guille por acompañarme en la última etapa de esta Tesis.
- ◆ A la Universidad Nacional de La Plata, por darme la oportunidad de formarme en lo que me gusta, por permitirme ejercer en la docencia y por abrirme puertas al mundo. A mi querida Ciudad de La Plata, por darme 10 años inolvidables.

A USTEDES QUE TAMBIÉN SON PARTE DE ESTE TRABAJO ¡GRACIAS!

## RESUMEN

### “EVOLUCIÓN PETROGENÉTICA DEL BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA, CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES”

El Complejo Martín García (CMG) comprende rocas de basamento cristalino que afloran en una pequeña isla (~2 km<sup>2</sup>) denominada Isla Martín García (Estuario Río de la Plata, Argentina). El CMG incluye ortogneises (~2119±15 Ma), granitoides (~2100±12 Ma), gabros hornbléndicos (entre 2060-1725 Ma) y olivínicos (1392-1193 Ma), peridotitas (~514 Ma) y diques intermedio-ácidos (~1870 Ma) y básicos. Las unidades litológicas intermedio-ácidas del CMG registran dos eventos metamórficos acompañados de deformación dúctil: M<sub>1</sub>-D<sub>1</sub> (S<sub>1</sub>) y M<sub>2</sub>-D<sub>2</sub> (S<sub>2</sub>), cuyas foliaciones son coaxiales y de orientación general NO-SE. La S<sub>1</sub> representa la fábrica metamórfica principal de los ortogneises, mientras que el episodio D<sub>2</sub> está vinculado con el desarrollo de la foliación de tipo milonítica (S<sub>2</sub>), que afecta tanto a los ortogneises y granitoides como a los gabros y rocas filonianas. El evento metamórfico M<sub>2</sub> tendría una edad neoproterozoica (673-591 Ma). Por último, y de carácter frágil-dúctil, se desarrolló un episodio de deformación de baja temperatura, D<sub>3</sub>. La unidad ultrabásica solo está afectada por el episodio D<sub>3</sub>. El basamento en su conjunto ha sido exhumado entre el Ordovícico y el Jurásico Inferior.

El magmatismo (subalcalino y de alta fO<sub>2</sub>) asociado a los ortogneises está representado por tonalitas magnesianas, calcoalcalinas y metaluminosas. Características químicas similares a las de los ortogneises son registradas en los granitoides, representados por granodioritas y granitos de naturaleza magnesiánica, calcoalcalina y metaluminosa. Ambas unidades son compatibles con granitoides tipo cordillerano formados en un contexto de arco magmático. Los protolitos ígneos de los ortogneises cristalizaron a condiciones de ~710° C y 10,5 kbar (~36 km de profundidad) mientras que los granitoides lo hicieron a ~665°C y ~6,5 kbar (~24 km). El magmatismo asociado a los ortogneises es compatible con la fusión parcial de una fuente de tipo TTG o basáltica pobre en K a profundidades y temperaturas de la estabilidad del granate. Las condiciones de fusión de la fuente de este magmatismo habrían alcanzado temperaturas de ~906-965° C, vinculadas a procesos de alta temperatura (“granitos calientes”). Los granitoides resultaron de la fusión parcial de los ortogneises, heredando características geoquímicas tales como los altos contenidos de LREE y relaciones Sr/Y y La/Yb. La fusión de ortogneises y generación de granitoides está asociada a procesos de anatexis durante el evento M<sub>1</sub> (~705-768°C y 6-7 kbar).

El magmatismo básico en general muestra características químicas de arco. Los gabros hornbléndicos tienen signatura subalcalina y alta fO<sub>2</sub>, de origen mantélico y contaminación cortical. Los gabros olivínicos cristalizaron en condiciones de ~1200° C y 5 kbar y presentan texturas coroníticas, asociadas a reequilibrio en presencia de fundido y en condiciones subsólidas. Este magmatismo está vinculado a fuentes piroxeníticas relacionadas a un manto metasomatizado, que ha cristalizado a profundidades bajas a moderadas.

La peridotita exhibe texturas cumulares de características geoquímicas transicionales entre MORB y OIB, afines a una fuente piroxenítica asociada con un manto metasomatizado a baja presión (<5 kbar), en consistencia con la presencia de plagioclasa. La señal isotópica del εNd (+0,1 a 514 Ma) sugiere contaminación cortical y una fuente mantélica con T<sub>DM</sub> de 1175 Ma. Estos valores son consistentes con edades modelo en el sistema Lu-Hf, ε<sub>Hf(t)</sub> = -8/-5 para el rango de ~520-503 Ma, con

$T_{DM}$  calculadas de 1800-1600 Ma. La contaminación cortical propuesta para estos magmas podría descartar un origen ofiolítico para los mismos. Las condiciones calculadas para la cristalización de estos magmas ultrabásicos es de  $\sim 1200^\circ\text{C}$  y 5 kbar. Las peridotitas son geodinámicamente compatibles con procesos asociados a la evolución del manto litosférico en ambientes extensionales.

Los eventos paleoproterozoicos registrados en las unidades intermedio-ácida ( $\sim 2130$ - $2090$  Ma) y gabros hornbléndicos (post- $M_1$ ,  $\sim 2060$ - $1725$  Ma) se asocian a la Orogenia Transamazoniana (2085-1600 Ma; o Transplatense), y serían consistentes con un contexto sincolisional (granitoides) a tardío (gabros). El magmatismo asociado a los ortogneises se relacionaría con el contexto de subducción entre los terrenos Buenos Aires-Piedra Alta y El Cortijo, mientras que los granitoides coincidirían con la etapa colisional del arco y desarrollo sincrónico del evento  $M_1$ . Los gabros hornbléndicos son correlacionables con la suite básica del Terreno Piedra Alta. El evento mesoproterozoico (1393-1193 Ma) estaría asociado a un contexto de arco. El evento neoproterozoico  $M_2$ - $D_2$  coincide con la orogenia Brasiliana, bien documentada al este de Uruguay y sureste de Brasil.

*Palabras clave:* Petrogénesis, Deformación dúctil, Proterozoico, TTG, Gabros, Peridotitas, Terreno Tandilia, Terreno Piedra Alta, Cratón del Río de la Plata

### ABSTRACT

#### “PETROGENETIC EVOLUTION OF THE IGNEOUS-METAMORPHIC BASEMENT OF ISLA MARTÍN GARCÍA, RÍO DE LA PLATA CRATON, BUENOS AIRES PROVINCE”

The Martín García Complex (MGC) comprises crystalline basement rocks that crop out on a small island ( $\sim 2\text{ km}^2$ ) called Isla Martín García (Río de la Plata Estuary, Argentina). The MGC includes orthogneisses ( $\sim 2119 \pm 15$  Ma), granitoids ( $\sim 2100 \pm 12$  Ma), hornblende (between 2060-1725 Ma) and olivine (1392-1193 Ma) gabbros, peridotites ( $\sim 514$  Ma) and intermediate-silicic ( $\sim 1870$  Ma) and basic dykes. The intermediate-silicic lithological units of the MGC register two metamorphic and ductile deformational events:  $M_1$ - $D_1$  ( $S_1$ ) and  $M_2$ - $D_2$  ( $S_2$ ), whose foliations are coaxial and with a general NW-SE orientation. The  $S_1$  represents the main metamorphic fabric of orthogneisses, while episode  $D_2$  is linked to the development of mylonitic-type foliation ( $S_2$ ), which affects both orthogneiss and granitoids as well as gabbros and dykes. The  $M_2$  metamorphic event could have a Neoproterozoic age (673-591 Ma). Finally, a brittle-ductile low-temperature deformation episode ( $D_3$ ) occurred. The ultrabasic unit is only affected by the  $D_3$  episode. The basement has been exhumed between the Ordovician and the Lower Jurassic.

Magmatism (subalkaline and high  $fO_2$ ) associated with orthogneiss is represented by magnesian, calc-alkaline and metaluminous tonalites. Chemical characteristics like those of the orthogneisses are recorded in granitoids, represented by granodiorites and granites of magnesian, calc-alkaline and metaluminous nature. Both units are consistent with cordilleran-type granitoids formed in a magmatic arc context. The igneous protoliths of the orthogneisses crystallized at conditions of  $\sim 710^\circ\text{C}$  and 10.5 kbar ( $\sim 36$  km depth) while the granites crystallized at  $\sim 665^\circ\text{C}$  and  $\sim 6.5$  kbar ( $\sim 24$  km). The magmatism associated with the orthogneisses is compatible with the partial melting of a low-K basaltic or TTG-type source at depths and temperatures of garnet stability. Melting conditions of the

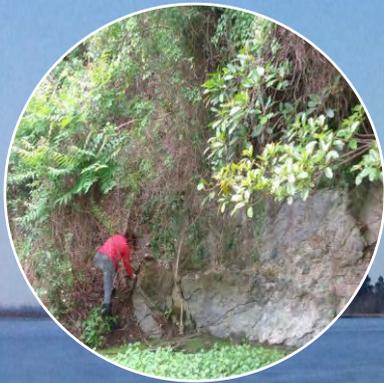
source of this magmatism would have reached temperatures of ~906-965° C, linked to high-temperature processes (“*hot granites*”). Granitoids resulted from the partial melting of orthogneisses that inherited geochemical characteristics such as high LREE content and Sr/Y and La/Yb ratios. Melting of orthogneisses and granitoids generation are associated to anatexis processes during the M1 event (~705- 768°C and 6-7 kbar).

Basic magmatism generally shows arc chemical characteristics. Hornblende gabbros have sub-alkaline signatures and high  $fO_2$ , with mantle origin and crustal contamination. The olivine gabbros crystallized at ~1200° C and 5 kbar and present coronitic textures, associated to re-equilibration in the presence of melt and at subsolid conditions. This magmatism is linked to pyroxenite sources related to a metasomatized mantle, crystallized at low to moderate depths.

The peridotite exhibits cumular textures and transitional geochemical signature of MORB and OIB-type, exhibiting chemical characteristics compatible with a pyroxenite source associated with a metasomatized mantle at low pressure (<5 kbar), consistent with the presence of plagioclase. The  $\epsilon Nd$  isotopic signal (+0.1 to 514 Ma) suggests crustal contamination and a mantle source with  $T_{DM}$  of 1175 Ma. These values are consistent with model ages in the Lu-Hf system,  $\epsilon_{Hf(t)} = -8/-5$  for the range of ~520-503 Ma, with a calculated  $T_{DM}$  of 1800-1600 Ma. The crustal contamination proposed for these magmas could reject an ophiolitic origin for them. The calculated crystallization conditions of these peridotite magmas are ~1200° C and 5 kbar. These peridotites are geodynamically compatible with processes associated with the evolution of the lithospheric mantle in extensional settings.

The Paleoproterozoic events recorded in the intermediate-silicic units (~2130-2090 Ma) and hornblende gabbros (post-M<sub>1</sub>, ~2060-1725 Ma) are associated with the Transamazonian Orogeny (2085-1600 Ma; or Transplatense) and would be consistent with a syncollisional (granitoids) to late (gabbros) context. The magmatism associated to the orthogneisses would be related to a subduction context between the Buenos Aires-Piedra Alta and El Cortijo terranes, while the granites would coincide with the collisional stage develop synchronously with the M<sub>1</sub> event. The hornblende gabbros are equivalent to the basic suite of the Piedra Alta Terrane. The Mesoproterozoic event (1393-1193 Ma) would be associated to an arc context. The Neoproterozoic M<sub>2</sub>-D<sub>2</sub> event coincides with the well-documented Brazilian Orogeny in eastern Uruguay and southeastern Brazil.

*Keywords: Petrogenesis, ductile deformation, Proterozoic, TTG, hornblende gabbros, peridotites, olivine gabbros, Tandilia Terrane, Piedra Alta Terrane, Río de la Plata Craton*



# CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

## **1.1 OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO**

El objetivo general de esta investigación es definir el marco geológico-estratigráfico del basamento ígneo-metamórfico aflorante en la Isla Martín García (provincia de Buenos Aires; **Figura 1.1**) definido por **Dalla Salda (1975)** como Complejo Martín García, y su relación con el Cratón del Río de la Plata.

Esta porción de basamento de la provincia de Buenos Aires contaba con escasos estudios geológicos, los cuales fueron realizados hace cuatro décadas con metodologías de investigación que han sido superadas con el paso del tiempo. La implementación de métodos modernos de estudio durante el desarrollo de la presente Tesis Doctoral, tales como mineralógicos (*e.g.*, química mineral mediante microsonda electrónica, difracción de rayos X, espectrometría Raman), estructurales, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos posibilitaron la realización de una detallada caracterización del basamento de la Isla Martín García. Esta información permite delinear un esquema geológico-evolutivo para la región, el cual posee significativa relevancia científica para la reconstrucción de la porción austral del Cratón del Río de la Plata. Del objetivo general precedente, se pueden desglosar los siguientes objetivos específicos:

- ◆ Realizar una cartografía de detalle de las unidades ígneo-metamórficas.
- ◆ Caracterizar la petrología y geoquímica de las rocas de basamento aflorantes, a través de análisis geoquímicos de roca total, estudios mineralógico-texturales y análisis de química mineral de las asociaciones petrogenéticas.
- ◆ Definir el estilo deformacional de las rocas aflorantes.
- ◆ Determinar las etapas evolutivas de la génesis del basamento, integrando los procesos petrológicos, geoquímicos y estructurales actuantes.
- ◆ Definir, a través de geotermobarometría, las trayectorias P-T de las rocas aflorantes.
- ◆ Proponer un esquema de evolución geológica regional para el sector austral del Cratón del Río de la Plata.

Dalla Salda (1981) estableció la existencia inicial de una secuencia sedimentaria conformada por pelitas y grauvacas que fueron sometidas a dos eventos metamórficos ( $M_1$  en facies esquistos verdes y  $M_2$  en facies anfibolita) con una retrogradación posterior e intrusiones de naturaleza básica-ultrabásica. Estas últimas fueron definidas como peridotitas de tipo alpino. En consistencia con este modelo tectono-metamórfico, Bossi & Piñeyro (2004) definen al Complejo Martín García como una extensión de la escama ofiolítica descrita en el Complejo Ojosmín (Segal & Crosta 2010). A partir de estos estudios previos, se postula como hipótesis inicial de trabajo que las rocas básicas y ultrabásicas del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García conforman parte de una secuencia de naturaleza ofiolítica emplazadas en rocas corticales intermedio-ácidas transamazonianas.

## 1.2 MARCO GEOGRÁFICO, BIOGEOGRÁFICO E HISTÓRICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA

La Isla Martín García (IMG) se ubica entre las costas de las repúblicas Argentina y Oriental del Uruguay. Más precisamente, hacia el Sur de la desembocadura de los ríos Paraná y Uruguay e inmediatamente adentrándose en el Estuario del Río de la Plata (entre los paralelos  $34^{\circ}9'53''$  -  $34^{\circ}11'28''$ S y los meridianos  $58^{\circ}14'35''$  -  $58^{\circ}15'5''$ O). Hacia el suroeste y sureste, unos ~50 km la separan de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires y de la Ciudad de Colonia del Sacramento (Uruguay), respectivamente (a 48 km de ambas), mientras que a sólo 3 km de distancia se encuentra la Ciudad de Martín Chico, en el Departamento de Colonia, Uruguay (Figura 1.1). Bajo la jurisdicción de la provincia de Buenos Aires, forma parte del partido de La Plata con una población estable de aproximadamente 180 habitantes.

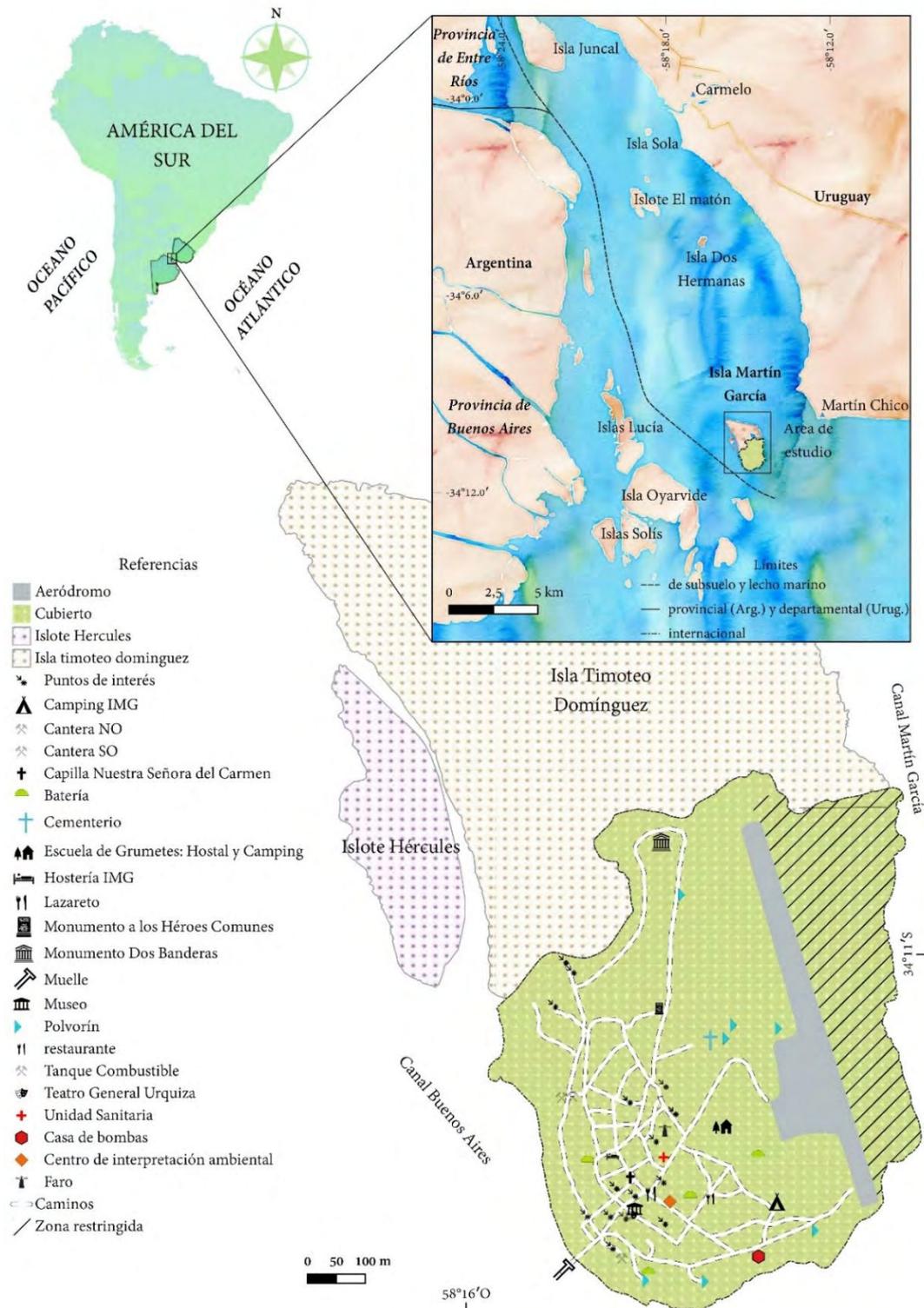


Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio (Isla Martín García) en a) América del Sur y dentro del b) Estuario del Río de la Plata, indicando islas aledañas y límites. c) Detalle de la Isla Martín García indicando caminos, puntos de interés, localización del aeródromo y muelle, entre otros.

La IMG presenta una forma elíptica, sutilmente alargada en sentido norte-sur, con una longitud de 1,9 km y ancho de 1,5 km. Comprende un área de 180 has (~2 km<sup>2</sup>) aproximadamente, con una cota máxima de 28 m.s.n.m. hacia el centro de la isla, constituyendo

el sector de mayor elevación del Río de la Plata. Está delimitada hacia el noroeste por el Islote Hércules y al norte por la Isla Timoteo Domínguez (anteriormente denominada Islote Bauzá). Circundada, además, al este por el Canal Martín García y al oeste y al sur por el Canal Buenos Aires con sus costas bañadas principalmente por las aguas del Río Uruguay (Figura 1.1). Durante los últimos 50 años, comenzó a transformarse la Isla Timoteo Domínguez hacia el norte como consecuencia de la sedimentación aluvial de los ríos Paraná y Uruguay. Según el Tratado del Río de la Plata, firmado el 17 de octubre de 1973, estas nuevas islas corresponden a territorio uruguayo conformando el único límite terrestre entre Argentina y Uruguay.

Actualmente, la IMG es administrada por la Dirección Provincial de Islas del Organismo Provincial para el Desarrollo Sostenible (OPDS; Áreas Naturales Protegidas) y el Ministerio de Asuntos Agrarios se encarga de la protección, conservación y manejo del patrimonio natural. A partir del año 1974, fue nombrada Reserva Provincial Natural de Uso Múltiple (Ley Nacional 20645/75; Ley Provincial 12103) convirtiéndose en sede de la Comisión Administradora del Río de la Plata (CARP), organismo internacional que trata temas concernientes a ambos países (Argentina y Uruguay), tales como obras hidráulicas, pesca, navegación, practicaje y contaminación en el Río de la Plata y su Frente Marítimo. El acceso a la Isla se realiza desde la Terminal Fluvial Internacional de Tigre en catamarán o desde la Estación Fluvial de Tigre en una lancha que pertenece al estado provincial, destinada a trasladar tanto a habitantes de la isla como a estudiantes, docentes, investigadoras/es y trabajadoras/es estatales en general (<http://www.comisionriodelaplata.org>; Tassara *et al.* 2000).

La IMG forma parte de la ecorregión Delta e Islas del Paraná conformado por humedales de origen fluvial extendiéndose a lo largo de toda la llanura chacopampeana (<https://sib.gob.ar/>). Posee una temperatura media anual de 17°C, una precipitación anual de 1000 mm y vientos predominantes de los sectores norte y este, hospedando una amplia biodiversidad que se pueden definir en áreas (Figura 1.2) según aspectos fisionómicos de la vegetación (Ferreti 2012):

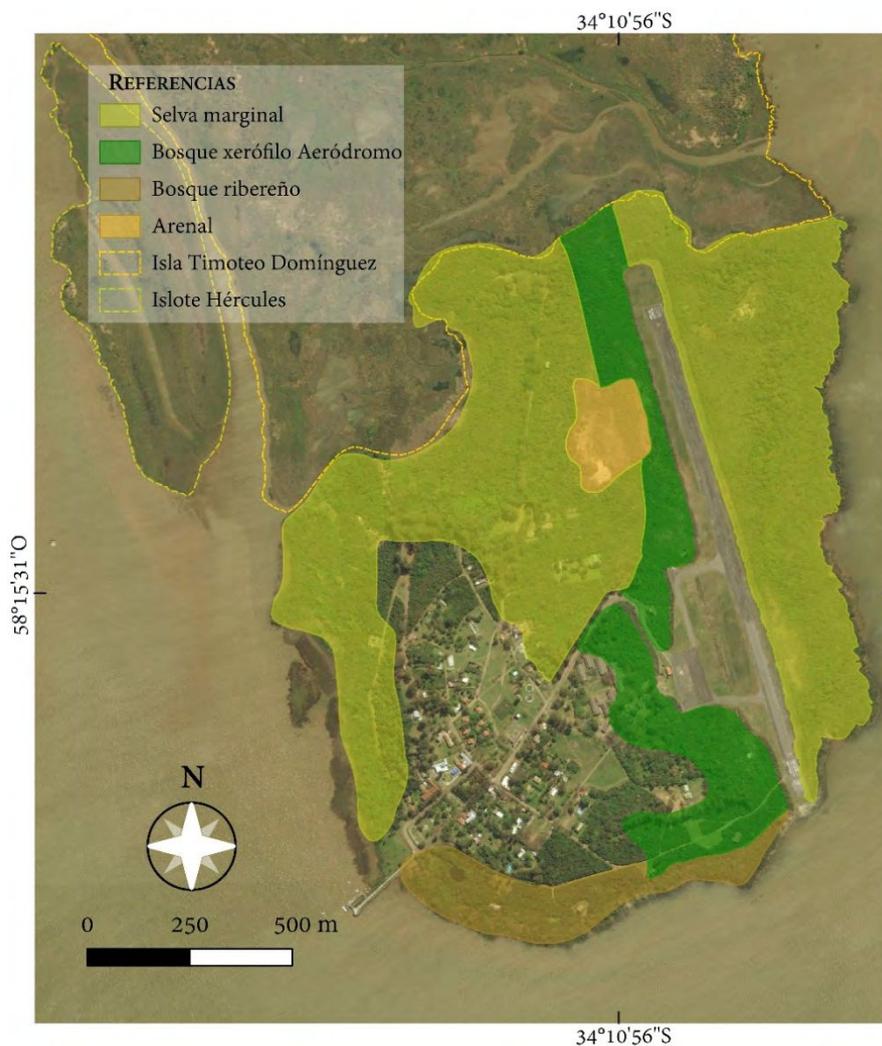
◆ *Selva marginal o en galerías*: ubicada en las costas oeste, noroeste y este. Está caracterizada por un bosque complejo con más de un estrato arbóreo con especies tales como *Cytherexylum*

montevidense, *Terminalia australis*, y *Senna corymbosa* con gran abundancia de plantas epífitas, plantas trepadoras y lianas (e.g., *Tillandsia aeranthos*, *Vigna luteola* Benth., *Ipomoea alba* L., *Macfadyena unguiscati*, *Smilax campestris* Griseb y *Lanicera japonica* Thunb).

◆ **Bosque ribereño:** ubicado a lo largo de toda la costa sur. Está caracterizado por especies arbóreas *Sesbania punicea* (Cav.) y *Senna corimbosa* junto con numerosos arbustos (e.g., *Phyllanthus sellowianus*) y gramíneas y hierbas (e.g., *Nierembergia repens* y *Zephirantes candida* L.).

◆ **Bosque xerófilo:** ubicado en el arenal central y en el aeródromo Martín García (sector sureste). Están caracterizados por árboles *Erythrina crista-galli* L. y un sotobosque formado por arbustos y diferentes tipos de hierbas tales como *Pavonia spp.*, *Abutilon spp.*, *Thelypteris riograndensis* (Lindm.), *Zephyranthes candida* L. y *Trifolium repens* L.

◆ **Arenal:** ubicado en el centro-norte hacia el oeste del aeródromo Martín García. Se caracteriza



por especies arbóreas como *Sesbania punicea* (Cav.) y arbustos como *Sebastiania schottiana* (Müll. Arg.) y *Cephalanthus glabratus* K. Schum.

Figura 1.2. Mapa de las zonas ecológicas de la Isla Martín García tomado y modificado de Ferreti (2012).

Es un centro turístico de gran importancia por su interés histórico y geopolítico. Juan Díaz de Solís fue el primer europeo que arribó a la IMG en el año 1516 y su nombre se debe a un tripulante fallecido y enterrado allí. Durante la época colonial, el virrey Don Pedro de Ceballos lo convirtió en un fuerte militar, dejando baterías, polvorines y casa de bombas, lo que hoy forma parte de una de las atracciones de la isla (Figura 1.1). Sus canteras se encontraron activas durante fines del siglo XVIII y principios del siglo XIX, proveyendo de material para el adoquinado de la Ciudad de Buenos Aires. Además, la isla contaba con un presidio y un lazareto el cual funcionó por 40 años alentado por Domingo F. Sarmiento utilizado en epidemias como el cólera y la fiebre amarilla. Mucho tiempo después, el presidio fue hospedante de reconocidas figuras políticas como Hipólito Yrigoyen, Juan Domingo Perón y Arturo Frondizi luego de ser derrocados del poder en los sucesivos golpes militares (1930, 1945 y 1962). Actualmente, alberga el Monumento Memoria a los Héroes Comunes, realizado en el año 1979, dedicado a los héroes comunes a las repúblicas de Argentina y Oriental del Uruguay. Posee un aeródromo construido en sentido norte-sur hacia el este que se encuentra a cargo de la Prefectura Naval Argentina el cual aísla la zona intangible (área de selva marginal) por el oeste (Figura 1.1) (<http://www.opds.gba.gov.ar/>; <http://www.comisionriodelaplata.org/>; Tassara *et al.* 2000).

### 1.3 MATERIALES Y METODOLOGÍAS DE TRABAJO

En este capítulo se describen las metodologías y los materiales utilizados para el tratamiento de las muestras y procesamiento de la información obtenida. La conjunción de la información obtenida del campo, gabinete y laboratorio ha permitido avanzar en el estado del conocimiento de la Isla Martín García, caracterizar la litología aflorante y profundizar en la caracterización petrogenética de las rocas que conforman el Cratón del Río de la Plata.

#### 1.3.1. RECOPIACIÓN DE ANTECEDENTES Y PROCESAMIENTO DE IMÁGENES

Esta etapa de trabajo consistió en una recopilación de información bibliográfica y cartográfica previa del área de estudio. Se confeccionó un mapa geológico preliminar sobre la base de un mapa disponible de Dalla Salda (1981) y muestreo previo realizado por los Dres. Carlos Cingolani y Norberto Uriz (UNLP-FCNyM), el cual fue puesto a disposición de esta Tesis

Doctoral. Además, se realizó fotointerpretación de fotografías aéreas correspondientes al año 1984 de la IMG a escala 1:15.000 de la cual se logró obtener información sobre caminos actualmente vegetados y pequeñas canteras abandonadas.

### 1.3.2 TRATAMIENTO DE INFORMACIÓN FOTOGRÁFICA, SATELITAL Y DE SUBSUELO, MAPEO Y TRABAJOS DE CAMPO

Durante el transcurso de esta Tesis Doctoral, se realizaron tres campañas geológicas (una en el año 2017 y dos en el año 2018) a la zona de estudio con la colaboración de profesionales pertenecientes al Instituto de Recursos Minerales (INREMI) y a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM). En la primera campaña, la tarea principal consistió en un reconocimiento de los diversos tipos litológicos aflorantes, sus relaciones de contacto y en un muestreo para estudios petrocalcográficos de las áreas estudiadas por Dalla Salda (1975) y otras áreas nuevas identificadas (Figura 1.3a).

El relevamiento magnetométrico fue realizado junto al Dr. Facundo De Martino (UNLP) y la Lic. Mercedes Carlini (UNLP) con la colaboración del Dr. Carlos Ballivián (UNLP) y el procesamiento y modelado 3D, por la Dra. Claudia Prezzi (UBA) y el Lic. Joaquín Nigro (UNLP). El campo magnético total se midió en 3211 estaciones, con un magnetómetro Overhauser GSM-19 de Gem System pertenecientes al INREMI (Figura 1.3b-c). La posición de cada estación se determinó con GPS. Se instaló un magnetómetro de precesión de protones Scintrex Envi Mag en una estación base ubicada en el área conocida, con el fin de obtener control sobre la variación diurna del campo magnético terrestre. Posteriormente, se restó el valor correspondiente de IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Los datos se cuadrícularon utilizando un algoritmo de *kriging* para obtener un mapa de anomalías magnéticas. A fines de lograr una mayor interpretación, el mapa de anomalías magnéticas continuó hacia arriba hasta los 20, 40, 70 y 100 m. para reducir el ruido y señales de alta frecuencia y amplitud generadas por materiales magnéticos muy poco profundos. La deconvolución de Euler 3D se aplicó al mapa de anomalías magnéticas y las continuaciones ascendentes, con el fin de proporcionar información preliminar sobre la distribución de

profundidad y el buzamiento de los cuerpos causales. Este método se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler (e.g., Salem & Smith 2005) la cual se calculó con el software Oasis Montaj (Geosoft Inc.) con un tamaño de ventana de 600 m y una tolerancia de profundidad máxima del 15%. Teniendo en cuenta la información de campo recolectada del basamento ígneo-metamórfico, usamos un índice estructural (SI) de 1, representativo de las geometrías de tipo dique y filón. Además, se aplicó el método de “bordes multiescala derivados de inclinación” de Lahti & Karinen (2010) calculando la derivada de inclinación (TDR) (Miller & Singh 1994) para cada continuación ascendente. Finalmente, se construyó un modelo de susceptibilidad 3D para explorar la naturaleza de los cuerpos responsables de las anomalías magnéticas detectadas con el software de modelado IGMAS + (Götze & Lahmeyer 1988, Schmidt *et al.* 2020).

El tratamiento de imágenes tipo LANDSAT y posterior mapeo se realizó con un Sistema de Información Geográfica (QGIS, de acceso libre), utilizando el sistema de referencia de coordenadas WGS84/UTM zona 21S. Como complemento, se utilizaron imágenes satelitales de libre acceso de diferentes fuentes (ESRI, Bing, Stamen y Google). La información recolectada fue plasmada en un mapa geológico del área de estudio a escala 1:15.000. Todas las tareas mencionadas anteriormente, se vieron limitadas debido a la ubicación, escasez y baja calidad de afloramientos, y al nivel del agua del río (la mayor cantidad de afloramientos se encuentran en la costa sur por lo que, muchos de ellos están bajo agua dependiendo del momento del día y la época del año). Además, el acceso a algunos sectores se vio afectado por la intensa vegetación y sedimentos cuaternarios que cubren los afloramientos (Figura 1.3d). A su vez, el clima propicio para las mareas bajas se da en verano, época no recomendada por las guardaparques para trabajar de manera segura (época muy activa de yararás), por lo que se recomienda la visita a la isla entre los meses de mayo-agosto.



**Figura 1.3.** a) Medición de foliación milonítica con Brújula Freiburger. b) Estación base y c) móvil del relevamiento magnetométrico. d) Afloramiento de granodiorita parcialmente cubierto de suelo y vegetación.

### 1.3.3 TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE MUESTRAS

#### 1.3.3.1 Petrocalcografía y análisis complementarios

Se estudiaron más de 100 cortes delgados de rocas ígneas y metamórficas con diversos grados de alteración y se seleccionaron muestras representativas para efectuar estudios de química mineral y geoquímica de roca total. Los nombres de los minerales se abreviaron según [Whitney & Evans \(2010\)](#). El análisis petrocalcográfico se llevó a cabo en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) con los microscopios mencionados a continuación:

- ◆ Olympus, modelo BX53 con cámara integrada Olympus de alta resolución y fotomicrografías obtenidas a través del software Q Imaging ([Figura 1.4a](#)).
- ◆ Nikon, Optiphot-Pol con cámara integrada y fotomicrografías obtenidas a través del software IS capture.

Durante la estadía en el Centro de Investigaciones Científicas en Ciencias de la Tierra (CICTERRA-UNC-CONICET), se utilizó un microscopio petrográfico Leica DM 4500 P LED

con iluminación transmitida, luz ultravioleta y cámara digital HD con el cual se tomaron fotografías digitales de alta definición (Figura 1.4c). A su vez, sobre muestras representativas, se seleccionaron cristales de interés petrogenético para su posterior análisis con microsonda de electrones en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X (LAMARX), donde se efectuaron análisis puntuales y mapas composicionales de Rayos X (ver Apartado 1.3.2.3).

Asimismo, se efectuaron fotomicrografías y microanálisis semi-cuantitativos realizados con microscopio electrónico de barrido (SEM: *Scanning Electron Microscope*) FEI Quanta 200 con capacidad analítica a través de un sistema dispersivo de energías (EDS) en el Laboratorio de Investigaciones de Metalurgia Física (LIMF) (Figura.1.4b). Además, se realizaron análisis con espectrometría Raman realizada con un espectrómetro JASCO NRS-4100, equipado con un láser (Nd: YAG) de 532 nm, con una potencia de 20mW, verticalmente polarizado y con un set de filtros holográficos, acoplados a un sistema de microscopía Olympus. El tamaño del área analizada por el láser es de aproximadamente  $1\mu\text{m}$ , con un rango de medición de  $50\text{-}4000\text{ cm}^{-1}$ , un tiempo de adquisición de 5 segundos y un set de 5-10 acumulaciones para lograr un espectro satisfactorio, optimizando la relación de señal-ruido (S/N). Se utilizó el estándar síliceo y de polipropileno para la calibración del equipo. Los espectros fueron obtenidos en el Laboratorio de microscopía y espectrometría Raman de YPF Tecnología (Y-TEC) por el Dr. Remigio Ruiz.



**Figura 1.4.** Equipos utilizados para el estudio petrocalcográfico y químico de las unidades del Complejo Martín García. a) Microscopio petrocalcográfico Olympus (BX53) ubicado en el INREMI. b) Microscopio electrónico de barrido (FEI Quanta 200) con EDS ubicado en el LIMF. c) Microscopio petrográfico Leica (DM 4500 P LED) ubicado en el CICTERRA. d) Microsonda electrónica (JEOL JXA-8230) ubicada en el LAMARX.

4500 P LED) ubicado en el CICTERRA. d) Microsonda electrónica (JEOL JXA-8230) ubicada en el LAMARX.

### 1.3.3.2 Análisis geoquímicos (Roca Total)

Para llevar a cabo análisis químicos de roca total, las muestras seleccionadas fueron lavadas, secadas en estufa a 100°C, llevadas a tamaños accesibles para la trituradora de mandíbulas y luego por los molinos de anillos y de ágata hasta ser reducidas a polvo (palpable al tacto). Se descartaron las muestras que presentaron una intensa alteración, vetillas con minerales secundarios y materiales no representativos del tema de estudio. Este procesamiento fue realizado en las instalaciones del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG-CONICET), el Centro de Tecnología de Recursos Minerales y Cerámica (CETMIC-CONICET-CICPBA) y en el INREMI.

En el Instituto de Geología y Minería (IDGyM; Universidad Nacional de Jujuy), se analizaron elementos mayoritarios mediante fluorescencia de rayos X con un espectrómetro Rigaku FX 2000 con tubo de rodio y las muestras fueron fundidas con tetraborato de litio. El análisis de elementos trazas se ejecutó en el Laboratorio ALS S.A, previa fusión con tetraborato de litio y digestión ácida, por espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) y análisis instrumental de activación de neutrones (INAA). La pérdida por ignición (LOI) se determinó por calcinación de una fracción de la muestra y medición de la pérdida de masa.

Los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios se normalizaron a 100 % en base anhidra (*Loss on ignition*) y se calcularon los minerales normativos según [Hollocher \(2004\)](#). Estos se plotearon en diversos diagramas de clasificación (*e.g.*, *Total Alkali Silica*, Q-A-P, Ab-An-Or, Px-Pl-Ol, Opx-Cpx-Ol, entre otros). También, se calcularon parámetros químicos según [Debon & Le Fort \(1988\)](#), además de diversas relaciones entre óxidos mayoritarios, que permitieron clasificar de forma detallada las unidades.

Los análisis geoquímicos de elementos trazas se normalizaron a Corteza Continental Superior e Inferior, Condrito según [McDonough & Sun \(1995\)](#) y [Weaver & Tarney \(1984\)](#), a Manto Primitivo y N-MORB según [Sun & McDonough \(1989\)](#) para luego volcar los datos en diagramas multielemento, de tierras raras, de clasificación y de discriminación tectónica (*e.g.*,

diagramas de Pearce 1984, 1996, Wood 1980, Harris 1986). Las anomalías de Eu (Eu/Eu\*) se

calcularon según la ecuación 
$$Eu^* = \frac{EuN}{\sqrt{(SmN \times GdN)}}$$
 según Taylor & McLennan (1985).

Para complementar el análisis geoquímico, se utilizaron base de datos de estudios realizados tanto el Cratón del Río de la Plata (e.g., Iacumin *et al.* 2001, Teixeira *et al.* 2002, Rapela *et al.* 2007, Lajoinie *et al.* 2014, Chernicoff *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017a, Oyhantçabal *et al.* 2018, Martínez *et al.* 2020) como en la Isla Martín García (Santos *et al.* 2017a). Además, se incluyeron base de datos experimentales de Moyén & Martin (2012), Laurent *et al.* (2014) y Molina *et al.* (2015), entre otros.

### 1.3.3.3 Microanálisis y mapas de composición elemental de Rayos X

Se realizaron análisis puntuales, perfiles transversales y longitudinales en cristales de anfíboles, feldespatos, titanitas, micas, serpentinas, olivinos, piroxenos, espinelos y sulfuros además de mapas composicionales de rayos X con microsonda electrónica de las unidades de basamento reconocidas. Las secciones delgadas, utilizadas para esta actividad, fueron pulidas a nivel de espejo mediante pasta de alúmina alfa y/o diamantada y posteriormente recubiertas con una película de carbón conductora (metalizado).

Los análisis se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX) de la Universidad Nacional de Córdoba con un equipo JEOL JXA-8230 (Figura 1.3d), equipada con 3 espectrómetros de dispersor de longitud de onda (WDS). Se operó con un potencial de voltaje de 15 kV para un haz de 1-5  $\mu\text{m}$  de diámetro (dependiendo del tamaño del grano mineral) y con 10-20 nA de corriente en el haz. En primer lugar, se analizaron el Na y el K reduciendo el tiempo de medición para minimizar los efectos de la migración. Las calibraciones se realizaron usando estándares naturales y sintéticos: Si (forsterita y albita), Ti (ilmenita y titanita), Al (anortita, albita y anortoclasa), Cr (cromita), Fe (hematita), Mn (pirolusita), Mg (MgO, forsterita), Ca (anortita y titanita), Sr (celestina), Ba (baritina), Na (albita), K (ortoclasa), y P (libethenita). Se realizó la corrección ZAF en todos los datos utilizando el algoritmo phi-rho-Z (software JEOL) convirtiendo los contenidos de elementos a óxidos. La microsonda está equipada con espectrómetro de dispersión de energía de rayos X (EDS) con el

cual se realizó una identificación semicuantitativa de minerales accesorios. Los mapas composicionales se realizaron con un potencial de voltaje de 15 kV, 50 a 100 nA de corriente en el haz y tiempo de conteo de 20 a 40 milisegundos.

Los datos obtenidos están expresados en % en peso de óxidos mayoritarios. A partir de estos últimos, se calculó la cantidad de átomos por fórmula unidad (apfu) siguiendo las siguientes normalizaciones:

- ◆ 11 oxígenos para muscovitas y biotitas (Rieder *et al.* 1998)
- ◆ 8 oxígenos para feldespatos (Smith & Brown 1988)
- ◆ 23 oxígenos para anfíboles (Hawthorne *et al.* 2012). El contenido de Fe se calculó según Hawthorne *et al.* (2012) utilizando la planilla propuesta por Locock (2014), basada en las normas de la *International Mineralogical Association* (IMA). Para complementar el análisis, se utilizaron base de datos experimentales tomadas de Molina *et al.* (2021).

- ◆ 3 cationes para titanitas (Papike 1987)
- ◆ 4 oxígenos para olivinos (Papike 1987)
- ◆ 3 oxígenos para piroxenos (Papike 1987)
- ◆ 7 oxígenos para serpentinas (Deer *et al.* 1992)
- ◆ 32 oxígenos para espinelos (Deer *et al.* 1992)

El contenido de Fe esta expresado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  (en titanitas, espinelos, feldespatos) y  $\text{FeO}^{\text{T}}$  (en biotitas, muscovitas, piroxenos, olivinos). Para filosilicatos y anfíboles, el  $\text{H}_2\text{O}$  fue estimado a partir de la estequiometría, asumiendo una cantidad ideal de OH, F y Cl, habiéndose medido estos dos últimos. En titanitas, se asume que toda el  $\text{H}_2\text{O}$  ingresa a la estructura vía  $\text{R}^{3+}+(\text{F}, \text{OH})^- = \text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-}$ , así el  $\text{H}_2\text{O}$  (apfu) es estimada como la  $\Sigma\text{R}^{3+} - \text{F} - \text{Cl}$  (Kohn 2017 y referencias allí citadas). El cálculo de  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  en los espinelos y piroxenos se realizó según Droop (1987).

Los mapas composicionales obtenidos se exportaron en formato .csv (valores separados por comas) y posteriormente, se procesaron con el software XMapTools para obtener modas

composicionales de coronas identificadas en rocas gábricas (Lanari *et al.* 2014). Mediante este software se pudo determinar la moda mineral y las variaciones de química mineral en los contextos de las coronas identificadas en gabros coroníticos.

#### 1.3.3.4 Análisis geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS

Se realizó U-Pb LA-ICP-MS (*Laser Ablation, Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en 15 circones e isótopos de Sm-Nd y Lu-Hf en roca total de la muestra (M90) perteneciente a la unidad ultrabásica. Todo el procesamiento descrito a continuación, se efectuó en el Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de Sao Pablo, Brasil.

Para el análisis U-Pb, se trituraron, lavaron, molieron y tamizado unos ~6 kg de muestra. Se concentraron los minerales pesados utilizando mesa vibratoria y las fracciones obtenidas, a su vez, se trataron con imán de mano, obteniéndose una fracción magnética y otra no magnética. Se reservó una copia de seguridad de ambas fracciones. Luego, la fracción no magnética se trató con el separador magnético Frantz (0,5 A) y posteriormente, líquidos densos (iodato de metileno). Los granos de circón se seleccionaron por el método de *handpicking* en alcohol bajo lupa binocular. Los circones seleccionados fueron montados en resina epoxy y pulidos para generar imágenes de catodoluminiscencia (CL) a fin de exponer sus estructuras internas. Las edades U-Pb se realizaron con un multicolector Thermo Fisher Neptune LA-ICP-MS equipado con un sistema láser 193 Photon siguiendo el método analítico descrito por Souza *et al.* (2017). Durante el análisis U-Pb, las condiciones de operación fueron las siguientes: frecuencia de 6 Hz, fluencia de 9,98 J/cm<sup>2</sup>, ablación de ~60 seg. y tamaño de spot de 32 μm. Cada análisis consiste en 60 medidas secuenciales con el ICP-MS: 15 con el láser en modo apagado (generando mediciones en blanco) y 45 con el láser en modo prendido (generando mediciones con ablación láser en los estándares NIST-612 y GJ-1 o en el analito). Se midieron simultáneamente los isótopos: <sup>206</sup>Pb, <sup>208</sup>Pb, <sup>232</sup>Th y <sup>238</sup>U con copas Faraday y <sup>202</sup>Hg, <sup>204</sup>Pb y <sup>207</sup>Pb con contadores múltiple ion cada ~1 seg. Al final de cada secuencia de medición, el valor obtenido del blanco se sustrajo de cada una de las 7 señales isotópicas. Antes y después del análisis, se midieron los blancos y los estándares sintéticos NIST-612 y GJ. Los análisis del estándar GJ se repitieron periódicamente

por ~10 minutos para corregir los errores y/o variaciones del equipo. Para dicho estándar, la edad U–Pb LA-ICP-MS obtenida en el CPGeo fue de  $605,9 \pm 1,6$  Ma (Edad estándar GJ referencia:  $608,5 \pm 0,4$  Ma; Souza *et al.* 2017). Los datos obtenidos se trataron con una combinación de un paquete estadístico R y Python y luego, se procesaron con el complemento para Microsoft Excel, Isoplot 4.15 (Ludwig 2008).

### 1.3.3.5 Análisis isotópicos Sm-Nd

En lo que respecta a los estudios isotópicos de Sm-Nd en roca total, la misma muestra (M90) se procesó mediante digestión utilizando los reactivos HF+HNO<sub>3</sub>+HCl. Los elementos de tierras raras se extrajeron con las técnicas convencionales de intercambio catiónico descritas por Sato *et al.* (1995). Las relaciones isotópicas se midieron con el espectrómetro de masas Finnigan MAT con un error de  $2\sigma$  y las concentraciones de Sm y Nd se obtuvieron por ICP-MS, previa fusión y digestión ácida. Las relaciones  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  se calcularon siguiendo los procedimientos de Hamilton *et al.* (1983). Las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  se normalizaron según  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  según DePaolo (1981) y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512103 \pm 0,000004$  (según medición del estándar JNDi-1 en el laboratorio CPGeo en el período agosto 2017-2018).

### 1.3.3.6 Análisis isotópicos Lu-Hf

Los estudios isotópicos de Lu-Hf se realizaron sobre los circones seleccionados y previamente datados por el sistema U-Pb mediante ICP-MS-LA (ver Apartado 1.3.2.4). Las condiciones de operación durante los análisis Lu–Hf fueron las siguientes: frecuencia de 7 Hz, fluencia de 0,89 J/cm<sup>2</sup>, ablación de 40 segundos y un tamaño de spot de 35. Cada análisis Lu-Hf consta de 40 mediciones secuenciales realizadas en el ICP-MS: 10 con el láser apagado (medición del blanco instrumental) y 30 con el láser encendido (ablación con láser en los estándares GJ-82C y 91500 o el analito). Cada medición dura aproximadamente 1 segundo. Se miden ocho isótopos simultáneamente usando solo copas de Faraday: 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178 y 180. Al final de cada secuencia de mediciones, el valor del blanco instrumental se resta de cada una de las ocho señales de isótopos. Los valores de abundancia publicados por IUPAC (<https://ciaaw.org/pubs/TICE-2009.pdf>) se utilizan luego para calcular las proporciones

isotópicas entre Yb (172, 173, 174, 176), Lu (175, 176), y señales Hf (176, 177, 178, 180). Las señales 172, 173 y (parte de) 174 se usan para calcular el coeficiente de fraccionamiento de Yb ( $\beta_{Yb}$ ) usando la ley exponencial. Las señales 180, 178, 177 y (parte de) 174 se usan para calcular el coeficiente de fraccionamiento de Hf ( $\beta_{Hf}$ ) también usando la ley exponencial. Como el Lu no tiene suficientes isótopos para permitir la autocorrección, se supone que el coeficiente de fraccionamiento de Lu es:  $\beta_{Lu} = \beta_{Hf}$ . La relación  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , se puede obtener fácilmente luego de restar las dos interferencias:  $^{176}\text{Yb}$  (estimado a través de  $\beta_{Yb}$ ) y  $^{176}\text{Lu}$  (estimado a través de  $\beta_{Lu}$ ) de la señal total de 176. Antes y después del análisis, se miden blancos y patrones de circón GJ-82C y 91500. Los análisis de los patrones se repiten a intervalos regulares para corregir los errores y/o variaciones del equipo en las siguientes mediciones. Liu *et al.* (2010) informaron un valor de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,282015 \pm 0,00002$  para el estándar GJ-82C, mientras que Woodhead & Hergt (2005) informaron un valor de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,282306 \pm 0,000006$  para el estándar 91500. Los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  obtenidos para estos estándares en el CPGeo durante el período de análisis fueron  $0,282000 \pm 0,000066$  (GJ-82C) y  $0,28230 \pm 0,00014$  (91500). Los datos obtenidos en el ICP-MS se reducen y corrigen con un software perteneciente al laboratorio. Los parámetros  $\epsilon_{\text{Hf}(0,t)}$  y  $T_{\text{DM-Hf}}$  finalmente se calculan utilizando las fórmulas de Yang *et al.* (2007).

#### 1.3.3.7 Análisis de trazas de fisión en apatitas

Se analizaron trazas de fisión en apatitas de las muestras M55 y 14MG4 pertenecientes a la unidad intermedio-ácida. En primer lugar, se realizó un concentrado de apatitas. Luego, cada muestra fue purificada y montada con una cantidad de aproximadamente 100 cristales de apatita por muestra en aquellos casos donde existía una buena cantidad de apatitas. Las muestras ya montadas en resina se pulieron a espejo y se les aplicó el proceso de ataque ácido (*etching 1*), con el fin de revelar las trazas espontáneas. Todo el concentrado resultante además de todas las fracciones minerales separadas resultantes de los diversos procesos de cada muestra fue etiquetado y dejado en reserva. Así mismo, las muestras fueron documentadas en su totalidad mediante fotografías en cada etapa del proceso de separación y se realizó una descripción tanto de la roca de mano como de la mineralogía de pesados presente en cada muestra.

Luego de la preparación de muestras, se armó un *batch* (conjunto de muestras) en los cuales se distribuyeron la totalidad de las muestras: *batch* RA-3 0618008. El *batch* fue irradiado en las instalaciones del Reactor RA-3 (Centro Atómico Ezeiza, Buenos Aires). Está constituido por muestras del Proyecto, 2 estándares de Durango y 3 vidrios dosimétricos IRMM 540 (15 mg/Kg de U), con una lámina de mica de acuerdo con el método del detector externo. La irradiación de este se llevó a cabo en los meses de octubre y noviembre 2017 en el Reactor RA-3, Centro Atómico Ezeiza, CABA, Argentina. El set de muestras se irradia durante 76 hs continuas, integrando una fluencia de  $7E15$  n/cm<sup>2</sup>, requerida para este tipo de análisis. Luego del período de decaimiento en el Reactor posterior a su irradiación el *batch* se enviaron de regreso al Laboratorio en el Centro Tecnológico Productivo LA.TE. ANDES S.A. (Salta, Argentina), para su medición. Del total de granos montados, se midió la máxima cantidad posible, que cumplan los requisitos de mínimo de área medible (600  $\mu\text{m}^2$ ) y estén dispuestos paralelos al eje c (*etch pits* de trazas de fisión paralelas). Este número es variable en las muestras oscilando entre 20 y 35 granos por cada muestra. Todas las mediciones se realizaron con un microscopio binocular marca Zeiss® AXIO Imager Z2m, para observación con luz reflejada y transmitida, platina motorizada, cámara digital, computadora y *software* para análisis de minerales; Todo el sistema está controlado por Software TrackWorks® Autoscan® con el cual se realiza el conteo de densidad de trazas y demás parámetros (longitudes confinadas y DPar). El procesamiento de datos se realizó en gabinete mediante el programa TrackKey (Dunkl 2002) y Software BinomFit (Brandom 2002 y referencias allí citadas) para el análisis de poblaciones.

#### 1.3.4 GEOTERMOBAROMETRÍA CONVENCIONAL

Las condiciones de cristalización y/o metamorfismo de los granitoides han sido estimadas usando expresiones termobarométricas basadas en la composición de anfíboles, plagioclasas, piroxenos y cloritas.

◆ Termómetro en anfíbol de Putirka (2016) independiente de la presión. Se aplica preferentemente a anfíboles cálcicos con los apfu calculados a 23 átomos. Se utilizaron las

ecuaciones 5 (presión desconocida) y 6 (presión conocida). Para la aplicación de la ecuación 6, se calculó con el barómetro de [Mutch et al. \(2016\)](#).

◆ Barómetro de Al en anfíbol de [Anderson & Smith \(1996\)](#). Requiere una asociación mineral conformada por  $Qz+Pl+Kfs+Amp+Bt+Ttn+Zr+Ap$  con anfíboles que contengan un  $\#Fe^T$  entre 0,4-0,65 y, además, deben omitirse los análisis correspondientes a bordes de anfíbol en contacto con cuarzo.

◆ Barómetro anfíbol-plagioclasa de [Molina et al. \(2015\)](#) basado en el intercambio Si-Al entre anfíbol y plagioclasa con una precisión que varía entre  $\pm 1,5$  y  $\pm 2,3$  kbares aplicable en rocas ígneas (granitoides metaluminosos y gabros) y metamórficas de alto grado (aquellas que contengan anfíbol y plagioclasa, incluso sin cuarzo y/o granate) con pares que cumplan las siguientes restricciones composicionales:

- Composición de anfíbol: normalización a 13 cationes-CNK,  $Ti > 0,02$  apfu,  $Al^{VI} > 0,05$  en temperaturas que varíen entre 650 y 1050°C.

◆ Termómetro anfíbol-plagioclasa de [Holland & Blundy \(1994\)](#); calibrado Ed-Q-Tr-Ab)

Los cálculos de temperatura se han realizado a través de los termómetros (calibrados A1, A2 y B2; [Molina et al. 2021](#)) basados en el intercambio NaSi-CaAl entre anfíbol y plagioclasa que son aplicables en rocas ígneas y de alto grado con pares que cumplan las siguientes restricciones composicionales:

- Composición de anfíbol:  $Na^{M4} = 0,06-0,50$  apfu,  $Ca > 1,2$  apfu,  $Ti < 0,4$  apfu,  $K < 0,25$  apfu y  $p_9$  (componente de la fase tremolita)  $< 0,34$ .
- Composición de plagioclasa:  $p_{An}$  [componente anortita;  $Ca/(Ca+K+Na)] > 0,1$  y  $p_{Or}$  [componente ortosa;  $K/(Ca+K+Na)] < 0,1$ .

◆ Termobarómetros ortopiroxeno-clinopiroxeno de [Putirka \(2008\)](#). Se aplican a rocas equilibradas entre 700-1700°C, desde 1 kbar a 40 o 70 kbar, con contenidos de agua que van desde 0-10% en peso y composiciones basálticas a riolíticas y alcalinas con una precisión de  $\pm 30^\circ C$  y  $\pm 1,5$  kbar con apfu calculados a 6 oxígenos. Se utilizaron las siguientes ecuaciones: a) Ecuación 32a como barómetro para solo clinopiroxeno, b) Ecuación 32d como termómetro para

solo clinopiroxeno. c) Ecuación 36 como termómetro para clinopiroxeno-ortopiroxeno. d) Ecuación 39 como barómetro para clinopiroxeno-ortopiroxeno.

◆ Termómetros en clorita: Se aplicaron 3 termómetros empíricos en cloritas utilizando la planilla de cálculo de [Verdecchia et al. \(2019\)](#) con los siguientes criterios:

- [Cathelineau \(1988\)](#) para cloritas con  $T < 350^{\circ}\text{C}$  en base a 14 oxígenos.
- [Jowett \(1991\)](#) para cloritas con  $\text{Si} < 3,3$  apfu,  $\text{Ca} < 0,07$  apfu,  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} < 0,6$  y  $T < 325^{\circ}\text{C}$ .
- [Xie et al. \(1997\)](#) para cloritas de rocas intermedias y básicas en base calculada en base a 28 oxígenos.

Además, se han aplicado expresiones termométricas basadas en los contenidos de elementos mayoritarios (expresados en % en peso):

◆ Termómetro de partición de Mg en líquido de [Molina et al. \(2015\)](#).

Y basadas en los contenidos de elementos mayoritarios (expresados en % en peso) y los contenidos de fósforo (P) y circonio (Zr) expresados en ppm:

- ◆ Termómetro de saturación en circón de [Boehnke et al. \(2013\)](#).
- ◆ Termómetro de saturación en circón de [Watson & Harrison \(1983\)](#).
- ◆ Termómetro de saturación en apatita de [Harrison & Watson \(1984\)](#).

#### 1.4 REFERENCIAS

- ◆ Anderson, J.L., & Smith, D.R. (1995). The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–599. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, C. (2004). Complejo Ojosmín: un resto de ofiolita transamazónica?. *IV Congreso Uruguayo de Geología*, 1–11, Montevideo.
- ◆ Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., & Schmitt, A.K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- ◆ Brandon, M. T. (2002). Decomposition of mixed grain age distributions using binomfit. *On Track*, 24, 13–18.
- ◆ Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay Minerals* 23, 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- ◆ Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Pesce, A., & McNaughton, N.J. (2016). Zircon and Titanite U-Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Río de la Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, 58(5), 643–652. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1110503>

- ◆ Dalla Salda, L.H. (1981). El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 29–43.
- ◆ Dalla Salda, L.H. (1975). Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García. Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Tesis Doctoral (inérita)*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.
- ◆ Debon F., & Le Fort P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. En: *Bulletin de Minéralogie*, volume 111, 5. pp. 493–510. <http://doi.org/10.3406/bulmi.1988.8096>
- ◆ Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd edition. London (Longman Scientific & Technical), *Mineralogical Magazine*, 56(385), 617–619. <http://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.385.20>
- ◆ DePaolo, D.J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193–196. <http://dx.doi.org/10.1038/291193a0>
- ◆ Droop, G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431–435. <http://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- ◆ Dunkl, I. (2002). Trackkey: A windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, 28(1), 3–12. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00024-3)
- ◆ Ferreti, N. (2012). Biogeografía histórica y diversidad de arañas Mygalomorphae de Argentina, Uruguay y Brasil: énfasis en el arco peripampásico. *Tesis Doctoral (inérita)*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, 393 p., La Plata.
- ◆ Jowett, E. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Proceedings of the Program with Abstracts*. En: Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists 16, p.
- ◆ Hamilton, P.J., O’Nions, P.K., Bridgwater, D., & Nutman, A., (1983). Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth and Planetary Science Letters*, 62, 263–272. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90089-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90089-4)
- ◆ Harris, N.B.W, Pearce, J.A., & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- ◆ Harrison, T.M., & Watson, E.B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1467–1478. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)
- ◆ Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., & Welch, M.D. (2012). Ima report: Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11–12), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- ◆ Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- ◆ Hollocher, K. (2004). CIPW Norm Calculation Program. *Geology Department, Union College*.
- ◆ Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H.J., Fernandez, R.R, Pinese, J.P.P., & Ribot, A. (2001). Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dike swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes, and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42(11), 2109–2143. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2109>

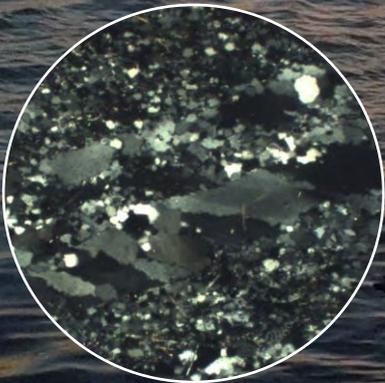
- ◆ Kohn, M.J. (2017). Titanite Petrochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83 (1), 419–441. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.13>
- ◆ Lajoinie, M.F., Etcheverry, R.O., Lanfranchini, M.E., & Cábana, M.C. (2014). Geología, geoquímica y génesis de diques proterozoicos del Área de San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(3), 404–415.
- ◆ Lanari, P., Vidal, O., De Andrade, V., Dubacq, B., Lewin, E., Grosch, E., & Schwartz, S. (2014). XMapTools: a MATLAB®-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Computers and Geosciences*, 62, 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.08.010>
- ◆ Lahti, I., & Karinen, T. (2010). Tilt derivative multiscale edges of magnetic data. *The Leading Edge*, 29 (1), 24–29. <https://doi.org/10.1190/1.3284049>
- ◆ Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., & Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of Late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- ◆ Liu, Y., Hu, Z., Zong, K., Gao, C., Gao, S., Xu, J., & Chen, H. (2010). Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55, 1535–1546. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-3052-4>
- ◆ Locock, A.J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, 62, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- ◆ Ludwig, K.R. (2008). User’s Manual for Isoplot 3.7. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication 4*, Berkeley.
- ◆ Martínez, J.C., Massonne, H.J., Dristas, J.A., Opitz, J., & Angeletti, M. (2020). Paleoproterozoic metamorphosed calc-alkaline dikes of the southwestern Río de la Plata craton, Tandilia belt of Argentina, record a prograde high-pressure, medium-temperature evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102595. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.007>
- ◆ McDonough, W.F., & Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- ◆ Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213–217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- ◆ Molina, J.F., Cambeses, A., Moreno, J.A., Morales, I., Montero, P., & Bea, F. (2021). A reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi-CaAl Exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks. *American mineralogist*, 106(5), 782–800. <https://doi.org/10.2138/am-2021-7400>
- ◆ Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., & Fershtater, G.B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286–305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- ◆ Moreno, J.A., Molina, J.F., Bea, F., Abu Anbar, M., & Montero, P. (2016). Th-REE- and Nb-Ta-accessory minerals in post-collisional Ediacaran felsic rocks from the Katerina Ring Complex (S. Sinai, Egypt): An assessment for the fractionation of Y/Nb, Th/Nb, La/Nb and Ce/Pb in highly evolved A-type granites. *Lithos*, 258–259, 173–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.020>
- ◆ Moyen, J. F., & Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312–336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>

- ◆ Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., & Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- ◆ Oyhantçabal, P., Cingolani, C.A., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay. En: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. (Eds.), *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews, Cham*, 89–105. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_4)
- ◆ Papike, J.J. (1987). Chemistry of the rock-forming silicates: Ortho, ring, and single-chain structures. En: *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/RG025i007p01483>
- ◆ Pearce, J.A. (1996). A User's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Society of Canada, Short Course Notes, 12*, 79–113.
- ◆ Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- ◆ Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- ◆ Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- ◆ Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, M.C. & Dahlquist, J.A. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-science reviews*, 49-82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- ◆ Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., FrankKamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., & Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the Micas. *Clays and Clay Minerals*, 46, 586–595. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- ◆ Salem, A., Smith, R. (2005). Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53 (1), 83–89. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2005.00435.x>
- ◆ Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., & Greau, Y. (2017). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>
- ◆ Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., & Petronilho, L. (1995). O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 313–336.
- ◆ Schmidt, S., Anikiev, D., Götze, H.-J., Gomez Garcia, À., Gomez Dacal, M. L., Meeßen, C., Plonka, C., Rodriguez Piceda, C., Spooner, C., & Scheck-Wenderoth, M., 2020. IGMAS+ – a tool for interdisciplinary 3D potential field modelling of complex geological structures. *EGU General Assembly 2020*, EGU2020-8383. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-8383>
- ◆ Segal, S., & Crosta S., (2010). Nuevos aportes al conocimiento de las metaultrabasitas de la Isla Martín García, Argentina. X Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional de Río Cuarto, 331-334.
- ◆ Smith, J.V., & Brown, W.L. (1988). Feldspar minerals (1): Crystal structure, physical, chemical, and microstructural properties. Second revised and extended edition. *Springer Verlag, Wien/AT*: pp 828. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>

- ◆ Souza, S.L., Basei, M.A.S., Sato, K., & Silva, W.B. (2017). LA-MC-ICP-MS instrumentation and acquisition of U-Pb ages on zircon, monazite and titanite at CPGeo-USP. En: 2° *Workshop of Inorganic Mass Spectrometry*, São Paulo, available at <http://wims.igc.usp.br/wp-content/uploads/2017/07/Solange-Lucena-2-1.pdf>
- ◆ Sun, S.S., & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- ◆ Tassara, M.P., Martin, S.T., César, I.I., & Rumi Macchi Zubiaurre, A. (2000). Una isla peculiar en el Río de La Plata. *Revista del Museo de La Plata*, 14, 17–26.
- ◆ Taylor, S., & McLennan, S. (1985). The Continental Crust: its Composition and evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. *Blackwell Scientific, Oxford*.
- ◆ Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H.J., Ribot, A., Fernandez, R.R., Renne, P.R., & Heaman, L.M. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119(1–4), 329–353. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00128-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00128-6)
- ◆ Verdecchia, S. O., Collo, G., Zandomeni, P. S., Wunderlin, C., & Fehrmann, M. (2019). Crystallochemical indexes and geothermobarometric calculations as a multiproxy approach to P-T condition of the low-grade metamorphism: The case of the San Luis Formation, Eastern Sierras Pampeanas of Argentina. *Lithos*, 324–325, 385–401. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2018.11.021>
- ◆ Watson, E.B., & Harrison, T.M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- ◆ Weaver, B.L. & Tarney, J. (1984). Major and trace element composition of the continental lithosphere. *Physics and Chemistry of the Earth*, 15: 39-68. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(84\)90004-1](https://doi.org/10.1016/0079-1946(84)90004-1)
- ◆ Woodhead, J.D., & Hergt, J.M. (2005). A Preliminary Appraisal of Seven Natural Zircon Reference Materials for In Situ Hf Isotope Determination. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29, 183–195. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2005.tb00891.x>
- ◆ Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- ◆ Wood, D.A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- ◆ Xie, X.G., Byerly, G.R., & Ferrell, R.E. (1997): Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: Crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275–291. <https://doi.org/10.1007/s004100050250>
- ◆ Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., & Liu, X.M. (2007). Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 177–190. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0139-7>
- ◆ <https://www.comisionriodelaplata.org>
- ◆ <https://www.sib.gob.ar/>
- ◆ <https://www.opds.gba.gov.ar>

# CAPÍTULO 2:

# CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA



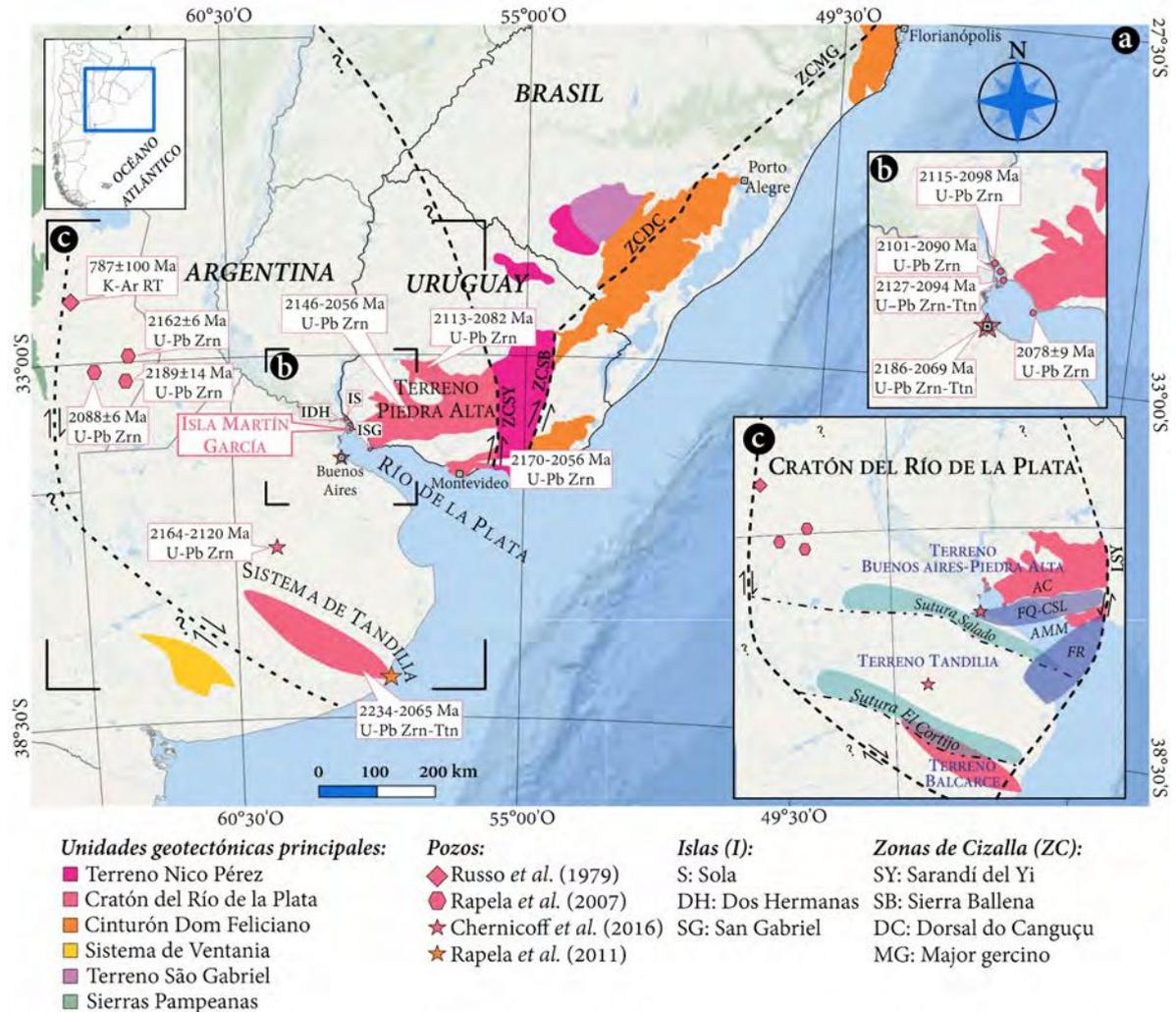
## 2.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se expone una recopilación bibliográfica de los estudios realizados sobre los afloramientos del Cratón del Río de la Plata (CRLP): Terreno Piedra Alta (Uruguay), Sistema de Tandilia (Argentina) e islas ubicadas entre las costas de ambos países (una de ellas, el objeto de estudio de esta Tesis). También se incluye información obtenida en subsuelo argentino (provincias Buenos Aires y Córdoba). Además, se incluyen algunos de los límites propuestos en las más recientes investigaciones.

El CRLP se localiza principalmente en las repúblicas de Argentina y Oriental del Uruguay, ubicadas al sureste de América del Sur ([Figura 2.1](#)), aunque según algunos autores, también se extendería a Brasil y Paraguay ([ver discusión abajo](#)). En las últimas cinco décadas, el CRLP ha sido objeto de numerosas investigaciones y tanto, su origen como sus límites, se han discutido y aún continúan en discusión. Ha sido definido como un conjunto de bloques corticales de edad principalmente paleoproterozoica provenientes de una corteza neoarqueana retrabajada (e.g., [Hartmann et al. 2002](#), [Cingolani 2011](#) y referencias allí citadas) amalgamados por cinturones móviles durante el Neoproterozoico-Paleozoico temprano y luego cubiertos por secuencias sedimentarias del Paleozoico temprano, basaltos cretácicos de la Cuenca del Paraná y sedimentos modernos ([Ravizza 1984](#), [Poiré & Spalletti 2005](#), [Cingolani 2011](#), [Rapela et al. 2011](#), [Pamoukaghlián et al. 2014](#), [Oyhantçabal et al. 2018](#), [Christiansen et al. 2021](#)). En este sentido, las espesas secuencias sedimentarias que cubren las rocas de basamento y la escasez de afloramientos han dificultado ampliamente la definición de límites precisos.

Originalmente estuvieron incluidos dos terrenos principales: Terrenos Piedra Alta y Tandilia (también conocido como Sistema de Tandilia o Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires), junto a afloramientos menores ubicados en la Isla Martín García en el Estuario del Río de la Plata Superior (Complejo Martín García; [Dalla Salda 1981a](#)). Posteriormente, se incluyeron afloramientos de las islas Sola y Dos Hermanas, en el Río Uruguay inferior-medio ([Santos et al. 2017b](#)), y en la Isla San Gabriel ([Ribot et al. 2013](#)), en el Estuario Río de la Plata frente a las costas de Colonia. Además, comprende rocas datadas en el subsuelo de la Ciudad de

Buenos Aires, en la localidad bonaerense de Tapalqué y al este de la Ciudad de Córdoba (Rapela *et al.* 2007, Rapela & Baldo 2014, Chernicoff *et al.* 2015, 2016; Figura 2.1).



**Figura 2.1.** a) Mapa esquemático mostrando los principales afloramientos del Cratón del Río de la Plata (Sistema de Tandilia y Terreno Piedra Alta), islas ubicadas en el Estuario Río de la Plata y muestreos de pozos en la Llanura Chacopampeana: Saira, Ordóñez, Santiago Temple y Camilo Aldao en la Provincia de Córdoba, Tapalqué en la provincia de Buenos Aires, y Sociedad Rural y Riachuelo en la Ciudad de Buenos Aires. Además, se observan las zonas de cizalla que definen las unidades geotectónicas principales y las edades U-Pb de magmatismo y metamorfismo (SHRIMP y LA-ICP-MS) determinadas en circones (Zrn) y titanitas (Ttn), y K-Ar en roca total (RT) del Cratón del Río de la Plata. b) Detalle de las islas ubicadas en el Estuario del Río de la Plata: islas Sola, Dos Hermanas, Martín García y San Gabriel. c) Detalle de los afloramientos del Cratón del Río de la Plata con sus terrenos tectonoestratigráficos: Buenos Aires-Piedra Alta, Tandilia y Balcarce, y principales depocentros mesozoicos y los altos que lo delimitan: altos de Colonia (AC) y Magdalena-Montevideo (AMM), y fosas Quilmes-Cuenca Santa Lucía (FQ-CSL) y Recalada (FR). Tomado de Rapela *et al.* (2011) y modificado según Russo *et al.* (1979), Rapela *et al.* (2007, 2011), Pángaro & Ramos (2012), Chernicoff *et al.* (2014, 2016), Santos *et al.* (2017b), Rosello *et al.* (2018) y Ballivián Justiniano *et al.* (2020).

En general, se ha propuesto que el CRLP está conformado por tres terrenos principales que fueron amalgamando durante la Orogenia Transamazoniana, llamados Piedra Alta-Buenos

Aires, Tandilia y Balcarce (Chernicoff *et al.* 2014 y referencias allí citadas). Los límites entre estos terrenos están marcados por las zonas de sutura Salado, en el borde sur del Terreno Buenos Aires-Piedra Alta (Pángaro & Ramos 2012), y El Cortijo, en el borde sur del Terreno Tandilia (Chernicoff *et al.* 2014), ambas de orientación oeste-noroeste (Figura 2.1). Estos terrenos se consideran para-autóctonos por sus similitudes isotópicas (Oyhantçabal *et al.* 2018). En el Terreno Piedra Alta, una posible sutura podría estar representada por el Complejo Ojosmín, aunque aún no hay evidencias suficientes que permitan confirmarlo. De la misma forma, se ha planteado que en la Isla Martín García podría encontrarse una continuación de la mencionada sutura (Segal & Crosta 2010). El límite entre los terrenos Piedra Alta y Tandilia se debate entre dos propuestas. Una de ellas considera todos los afloramientos en territorio uruguayo como parte del Terreno Piedra Alta, ya que exhiben una evolución geotectónica similar evidenciada por estudios geocronológicos y paleomagnéticos (Preciozzi *et al.* 1985, Rapalini *et al.* 2015, Oyhantçabal *et al.* 2018, entre otros). La otra propuesta establece la Zona de Cizalla de Colonia (Figura 2.1) como el límite norte entre los terrenos Piedra Alta y Tandilia (*e.g.*, Bossi *et al.* 2001, Bossi & Cingolani 2009, Pamoukaghlián *et al.* 2017), convirtiendo a los afloramientos localizados al sur de ésta en parte del Terreno Tandilia en Uruguay. Estos afloramientos fueron incluidos en la Formación Montevideo junto a intrusiones paleoproterozoicas (*e.g.*, Granito de Soca, Granito de Sosa Díaz, Granito de La Tuna) y neoproterozoicas (Granito de La Paz), conformando el Cinturón Pando (Bossi *et al.* 2005). Sin embargo, este último modelo carece de evidencias geológicas y geofísicas hasta el momento (Figura 2.1.1).

Actualmente el CRLP forma parte de la plataforma sudamericana, limitando hacia el oeste con las Sierras Pampeanas Orientales, definido por estudios magnetotélúricos (Peri *et al.* 2013, Favetto *et al.* 2015) y geocronológicos en rocas de subsuelo (Rapela *et al.* 2007, 2014) de la provincia de Córdoba (Figura 2.2). El límite este está definido por la Zona de Cizalla Sarandí del Yí con el Terreno Nico Pérez (TNP) hacia el este de Uruguay (*e.g.*, Rapela *et al.* 2011, Oyhantçabal *et al.* 2011, Oriolo *et al.* 2016). La Zona de Cizalla Sierra Ballena, límite entre el TNP y el Cinturón Dom Feliciano, coincidiría hacia el sur con la Zona de Cizalla Punta Mogotes, estableciendo el límite suroriental del CRLP limitando en ese caso con el Cinturón Dom

Feliciano por el este a través de la Zona de Cizalla Sierra Ballena. (Rapela *et al.* 2011, Ballivián Justiniano *et al.* 2020). Algunos autores como Hartmann *et al.* (2001), Bossi & Cingolani (2009) y Santos *et al.* (2017b), entre otros, incluyeron al TNP como parte del CRLP, limitando en ese caso con el Cinturón Dom Feliciano por el este a través de la Zona de Cizalla Sierra Ballena (Figura 2.1-2). Sin embargo, se han presentado fuertes evidencias isotópicas, geocronológicas y geofísicas que consideran al TNP un terreno alóctono que se acrecionó al CRLP durante la ruptura de Rodinia en el Ediacariano (Oriolo *et al.* 2016). Asimismo, se registraron evidencias de actividad tectono-térmica durante el Neoproterozoico, siendo estas últimas excluyentes para definirlo como cratón. En los últimos años, nuevos estudios sugirieron que esta actividad tectono-térmica podría extenderse en todo el cratón, siendo más o menos intensa dependiendo del área (*e.g.*, Martínez *et al.* 2013, Santos *et al.* 2017b), por lo cual podría ser más apropiado referirse al CRLP como metacratón según la definición de Liégeois *et al.* (2013). De igual manera, el límite norte está ampliamente discutido. En primer lugar, se incluyó el basamento paleoproterozoico del área del Río Tebicuarí (Arco de Asunción), estableciendo éste como el límite norte del CRLP (*e.g.*, Rapela *et al.* 2007). Luego, Dragone *et al.* (2017) lo descartaron a través de evidencias geofísicas, definiendo los límites del Cratón Río Tebicuarí. Contemporáneamente, Santos *et al.* (2017a) incluyeron nuevamente estos afloramientos y otros núcleos cratónicos menores (Luís Alves, Curitiba y Paranapanema), extendiendo este límite aún más kilómetros hacia el norte (Figura 2.2). Varios autores consideran que el basamento del Sistema de Tandilia constituye la expresión más austral del CRLP, ubicando el límite sur del cratón entre los sistemas de Tandilia y de Ventania, en la Cuenca de Claromecó (Figura 2.2; *e.g.*, Cingolani 2011, Rapela *et al.* 2011, Chernicoff *et al.* 2014). Otros, han sugerido relación entre el CRLP y el basamento de Sistema de Ventania (*e.g.*, Rapela *et al.* 2003, Oyhantçabal *et al.* 2011, Tohver *et al.* 2012). Sin embargo, se demostró que el basamento de Ventania de edad neoproterozoica-cámbrica media, está íntimamente relacionado a rocas del Cinturón Dom Feliciano (Rapela *et al.* 2003, Gregori *et al.* 2005, Chemale *et al.* 2011, Ballivián Justiniano *et al.* 2020). En esta Tesis Doctoral, se utilizarán los criterios y límites para el CRLP propuestos por los trabajos de Rapela *et al.* (2011), Oyhantçabal *et al.* (2018) y Christiansen *et al.* (2021), los cuales fueron basados en contundentes evidencias geofísicas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas (Figura 2.2).

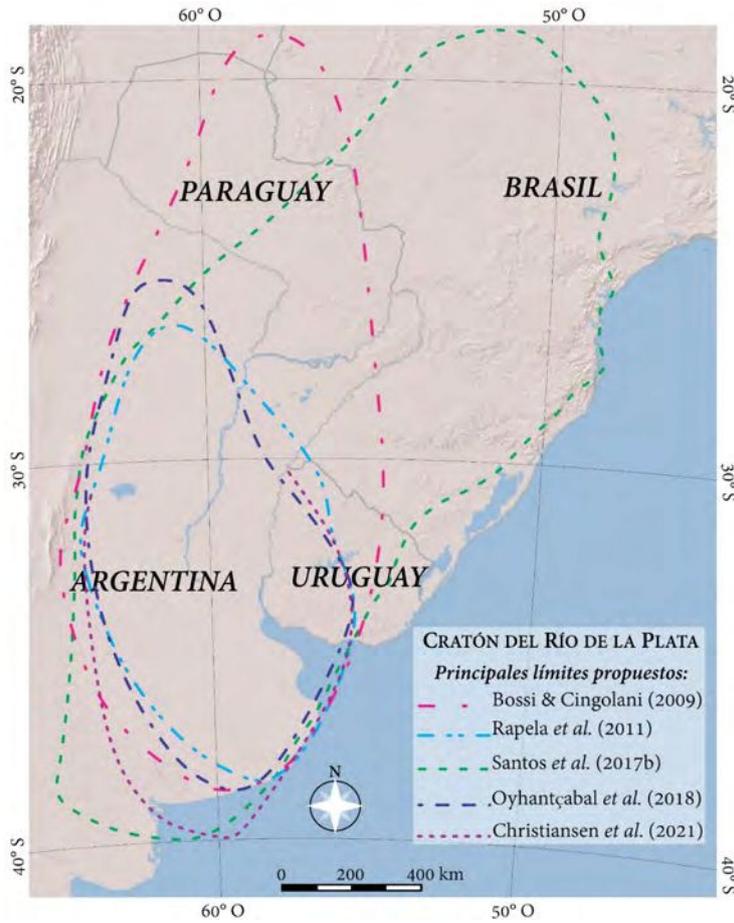


Figura 2.2. Esquema con los principales límites propuestos para el Cratón del Río de la Plata.

## 2.2 TERRENO PIEDRA ALTA

### 2.2.1 INTRODUCCIÓN

El Terreno Piedra Alta (TPA) fue definido por Bossi *et al.* (1993). Sus afloramientos se concentran en el centro-oeste de la República Oriental del Uruguay (Figura 2.3), siendo los de mayor extensión del Cratón del Río de la Plata. Conforman dos cinturones principales alargados en sentido este-oeste: Arroyo Grande al norte (Preciozzi 1993) y San José al sur (Preciozzi *et al.* 1991); entre ambos se encuentran el Cinturón Central granítico-gnéisico Florida (Bossi & Navarro 1991) y el haz de diques Florida (Bossi & Navarro 1982), limitados por cinturones metamórficos menores como el Complejo Ojosmín (Caorsi & Goñi 1958) y la Formación Cerros de San Juan (Walther 1919). Sobre este basamento ígneo-metamórfico se deposita una secuencia sedimentaria neoproterozoica denominada Formación Piedras de Afilas (Jones 1956) (Figura 2.3).

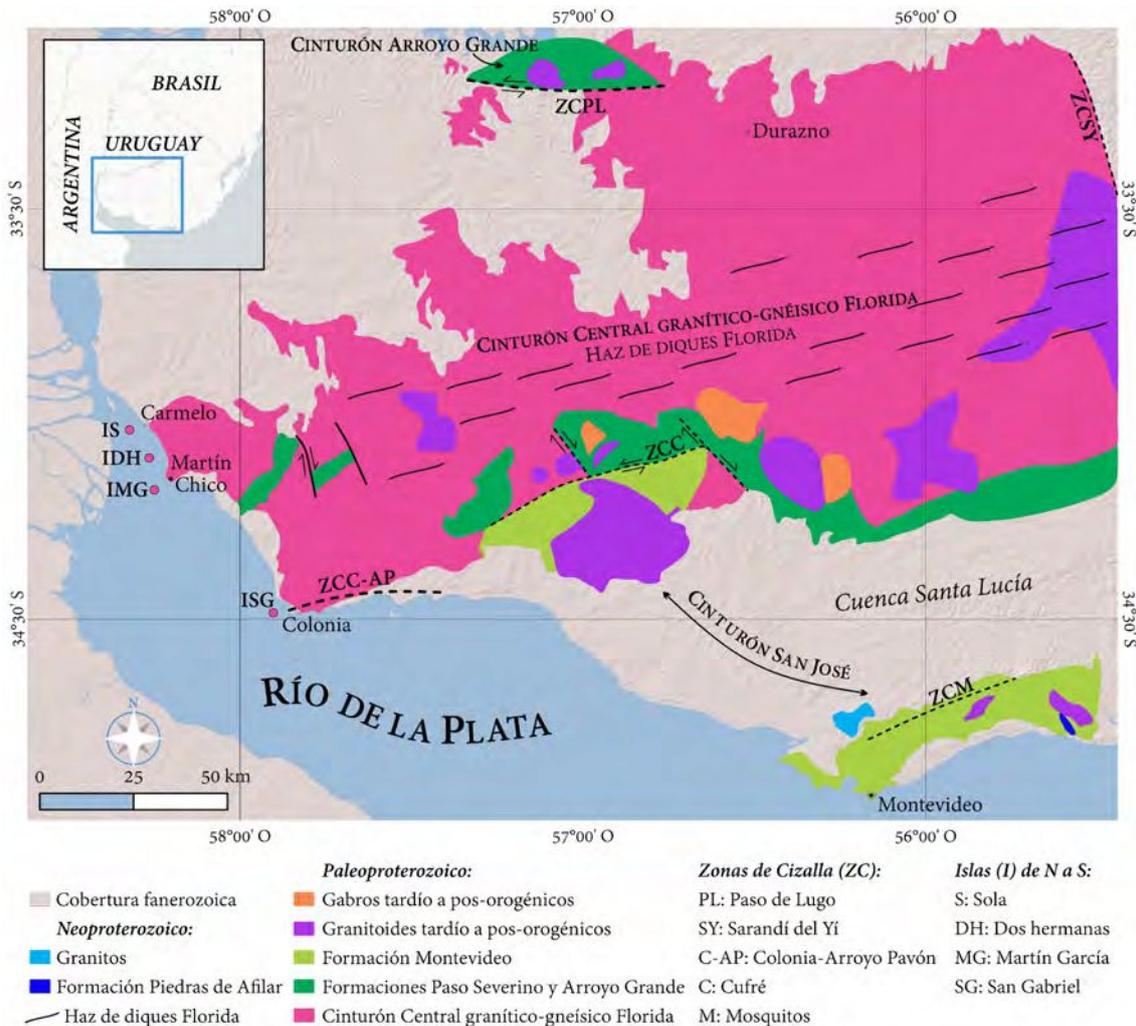


Figura 2.3. Mapa geológico del Terreno Piedra Alta tomado de Oyhançabal et al. (2018) y modificado según Ribot et al. (2013) y Santos et al. (2017a).

### 2.2.2 CINTURÓN ARROYO GRANDE

Este cinturón se encuentra en el noroeste de Uruguay y en el sector norte del TPA (Figura 2.3). También denominado Cinturón Andresito, aflora en una faja este-oeste con una extensión de 50 km (Figura 2.3) y comprende la Formación Arroyo Grande y el Complejo Marincho. Limita con el Cinturón Central granítico-gneíxico Florida por la Zona de Cizalla Paso de Lugo (Figura 2.3).

La Formación Arroyo Grande es una secuencia volcano-sedimentaria en la que predominan las rocas silicoclásticas (areniscas, pelitas y conglomerados) con metamorfismo en facies esquistos verdes, preservándose algunas estructuras primarias (Fernández & Preciozzi 1974). A partir de la datación U-Pb de circones detríticos se determinó una edad máxima de sedimentación homogénea de ~2100 Ma (Basei et al. 2016). Las rocas volcánicas incluyen

basaltos, andesitas y riolitas, restringiéndose hacia el sur del CAG (Fernández & Preciozzi 1974), con edad U-Pb en circón de  $2113 \pm 8$  Ma de los miembros volcánicos ácidos (Ferrando com. pers. en Bossi & Piñeyro 2014).

El Complejo Marincho representa la actividad magmática intrusiva pos-tectónica de este sector del TPA. Incluye siete cuerpos plutónicos e hipabisales granodioríticos de afinidad calcoalcalina: granodioritas Marincho, Arroyo Grande, Carpintería y Arroyo Malo y plutones Cañada Valenzuela, Arroyo Gamarra y Rincón de los Tapes. Se obtuvieron edades Rb-Sr en roca total entre 2291 y 1969 Ma (Bossi & Piñeyro 2014 y referencias allí citadas), U-Pb SHRIMP en circón de  $2108 \pm 23$  y  $2076 \pm 18$  Ma (Ferrando com. pers. citado en Bossi & Piñeyro 2014) y U-Pb LA-ICP-MS en circón de  $2081 \pm 1$  Ma (Basei *et al.* 2016). Estas edades sugieren que la mayoría de los cuerpos intrusivos que conforman este complejo cristalizaron aproximadamente hace 2100 Ma (Rapalini *et al.* 2015).

### 2.2.3 CINTURÓN SAN JOSÉ

El Cinturón San José (Preciozzi *et al.* 1991), ubicado en la porción austral del TPA, se compone de dos fajas volcano-sedimentarias de orientación este-oeste: una de bajo grado hacia el norte y otra de medio grado hacia el sur, separadas por la Zona de Cizalla Cufre (Figura 2.3). Además, se reconoció un magmatismo calcoalcalino pos-orogénico asociado (Figura 2.3) y la presencia de diques máficos pertenecientes al Haz de diques Florida (ver Apartado 2.2.5). El Cinturón San José posee una extensión de ~160 km y comprende las formaciones Paso Severino y Montevideo, la Suite Isla Mala y el Complejo Guaycurú (Bossi & Piñeyro 2014 y referencias allí citadas, Oyhançabal *et al.* 2018). Hacia el suroeste del Cinturón San José, se encuentra la Zona de Cizalla Colonia-Arroyo Pavón, de carácter regional, con ~50 km de longitud, orientación este-oeste y disposición horizontal a sub-horizontal y sinistral, comparable con las zonas de cizallas de Azul o Tandil (*e.g.*, Frisicale *et al.* 1999, Ribot *et al.* 2005).

La Formación Paso Severino, definida por Bossi (1966), se desarrolla en una faja de rumbo general este-oeste (Figura 2.3) y se encuentra limitada al sur por la cuenca de Santa Lucía y al norte y oeste por pegmatitas y granitos peraluminosos (Bossi *et al.* 1998). Conforman una

secuencia volcano-sedimentaria con metamorfismo en facies esquistos verdes e intruida por cuerpos ígneos de la Suite Isla Mala. La secuencia sedimentaria está representada por pizarras carbonosas, filitas y dolomías. Estas últimas registran una anomalía isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  típica de carbonatos reconocidos en otros terrenos paleoproterozoicos de edad  $\sim 2220\text{-}2060$  Ma conocida como Lomagundi-Jatuli (e.g., Maheshwari *et al.* 2010, Melezhik & Fallick 2010, Lajoinie *et al.* 2019). La secuencia volcánica está representada por metabasaltos y metariolitas (U-Pb SHRIMP=  $2146\pm 7$  Ma; Santos *et al.* 2003), con términos que varían desde toleíticos a calcoalcalinos, sugiriendo una transición de régimen extensional a compresivo (Mutti *et al.* 1996). Esta formación se encuentra en contacto tectónico con el Cinturón Central granítico-gnéisico Florida (Bossi & Navarro 1991; ver Apartado 2.2.4).

La Suite Isla Mala, definida por Bossi & Piñeyro (1996), comprende granitoides con edades U-Pb SHRIMP de  $\sim 2065\text{-}2074$  Ma (Hartmann *et al.* 2000) y gabros hornbléndicos también riacianos (e.g., Gabro Rospide: U-Pb SHRIMP=  $\sim 2076\text{-}2086$  Ma; Hartmann *et al.* 2008), exhibiendo típicas estructuras de mezcla de magmas coetáneos con una signatura calcoalcalina típica de arco magmático (Hartmann *et al.* 2008). Preciozzi & Bourne (1992) describen dos plutones principales: Arroyo de la Virgen e Isla Mala. El Plutón Arroyo de la Virgen incluye cuerpos de composiciones granodioríticas a leucograníticas (Rb-Sr= 2225 Ma) y aplitas graníticas (Rb-Sr= 1894-1925 Ma) originados en un ambiente de margen continental activo. El Plutón Isla Mala, incluye cuerpos de composiciones hornbléndicas a leucograníticas (Rb-Sr= 2290 Ma) y diques graníticos (Rb-Sr= 2040 Ma), originados en un ambiente post-orogénico.

La Formación Montevideo, definida por (Bossi *et al.* 1965), aflora hacia el sur de la Zona de Cizalla Cufre y en el sector austral del TPA, en una faja de desarrollo ENE-SSO (Figura 2.3). Consiste en parafibrolitas y ortoanfibrolitas, micaesquistos, paragneises y ortogneises graníticos con un metamorfismo en facies anfibolitas con intrusiones de cuerpos graníticos, pegmatitas, aplitas y lamprófiro (incluidos en la denominada Formación Mosquitos; Bossi & Gaucher 2014). Estos últimos, fueron incluidos anteriormente en la Formación San José por Preciozzi *et al.* (1985). Esta formación registra al menos dos eventos deformacionales que se encuentran influenciados por su cercanía al Lineamiento Sarandí del Yí, que le confiere una estructuración

compleja. Las ortoanfibolitas (K-Ar= ~2200 Ma; [Preciozzi et al. 1999](#)) poseen estructura de *pillow lava* preservada parcialmente y una signatura N-MORB, mientras que los ortogneises asociados son rocas ligeramente peraluminosas y calcoalcalinas de medio K ([Pascale & Oyhantçabal 2016](#)). Los micaesquistos de granate y estaurolita exhiben al menos dos fases de plegamiento, intercalándose con metareniscas. Recientemente, en dichos micaesquistos, se ha establecido una evolución metamórfica desde 580 a 450°C en condiciones isobáricas de ~4 kbar ([Martínez et al. 2019](#)). Los paragneises son ricos en grafito e intercalan con los mencionados micaesquistos y las paranfibolitas, preservando su estratificación original ([Walther 1948](#)). Los gneises arrojaron edades magmáticas U-Pb SHRIMP de 2165±38 Ma ([Santos et al. 2003](#)) y 2158±24 ([Peel & Preciozzi 2006](#)). Esta asociación podría responder a una cuenca de tipo *back-arc* donde rocas basálticas se intercalan con sedimentos volcanoclásticos y pelágicos, y posteriormente, se produce un emplazamiento de granitoides ([Pascale & Oyhantçabal 2016](#)). Intruyendo a la Formación Montevideo, se describió un cuerpo ovoide de orientación noroeste-sureste conformado por granitos y charnockitas, denominado Granito Soca por [Bossi et al. \(1965\)](#). Posee una característica textura rapakivi, signatura metaluminosa a levemente peraluminosa y alcalina que posiblemente se emplazó en un ambiente de intraplaca durante una etapa de extensión posterior a la Orogenia Transamazoniana ([Oyhantçabal et al. 1998](#)). [Santos et al. \(2003\)](#) obtuvieron una edad de 2056±6 Ma (U-Pb SHRIMP) para el Granito Soca. En el sector sur del Cinturón San José, se encuentra la Zona de Cizalla Mosquitos de cinemática sinistral ([Figura 2.3](#)) y edades K-Ar (Ms) entre 1909 y 2049 Ma ([Oyhantçabal et al. 2006](#)).

El Complejo Guaycurú, definido por [Piñeyro & Bossi \(1998\)](#) aflora en los alrededores de la localidad de Mal Abrigo, en el límite entre los departamentos de Colonia y San José. Conforman un evento intrusivo bimodal con gabros y noritas con afinidad toleítica (en la base) y granitos (en el tope) con un buzamiento general hacia el noroeste. Se distinguen dos cuerpos: Mal Abrigo y Mahoma. Este último fue datado con métodos Rb-Sr en roca total (Granito de Sierra de Mahoma: 1998±35 Ma; [Umpierre & Halpern 1971](#)) y K-Ar en plagioclasa (Gabro Mahoma: 2033±40 Ma; [Oyhantçabal et al. 1990](#)).

#### 2.2.4 CINTURÓN CENTRAL GRANÍTICO-GNÉISICO FLORIDA

Se encuentra entre los dos cinturones mencionados anteriormente, comprendiendo la mayor área de afloramientos del TPA, localizados en la zona centro-oeste de Uruguay (Figura 2.3). El Cinturón Central granítico-gnéisico Florida, o Faja Florida (Bossi & Navarro 1991), agrupa un complejo de granitoides hacia el norte, y hacia el sur, gneises y migmatitas con estructuras nebulíticas y tipo schlieren (también reconocidas en el subsuelo del Departamento de Florida), filones básicos sin-magmáticos y anfibolitas extendidas en todo el cinturón. Su continuación se da en subsuelo hacia el norte del Departamento de Colonia (Bossi & Piñeyro 2014).

El Granito Cerro Colorado fue descrito por Cingolani *et al.* (1990) como granitoides emplazados en migmatitas, con edades Rb-Sr entre 1990 y 2071 Ma. En el área de Carmelo, se describieron rocas predominantemente monzograníticas (Rb-Sr= 2086±40 Ma; Umpierre & Halpern 1971) con “restitas biotíticas” atravesadas por filones cuarzosos. En el área de Cardona, se reconocieron granodioritas con enclaves de una roca de grano fino de composición biotítica, gneises y migmatitas todos intruidos por filones de espesores variables (Bossi & Piñeyro 2014 y referencias allí citadas). El Batolito de Goñi, definido por Bossi & Ferrando (2001), comprende cuerpos granodioríticos (Rb-Sr= 2081±130 Ma; Cingolani *et al.* 2000) localizados en el extremo sur del Departamento de Flores. Estos intruyen a las migmatitas, gneises y anfibolitas del cinturón.

Un componente frecuente hacia el sur del cinturón son las ortoanfíbolitas, compuestas principalmente por hornblenda y plagioclasa. Afloran como una escama tectónica, siempre asociadas con gneises biotíticos, con evidencias de anatexis e intensos plegamientos (Bossi & Schipilov 2007).

#### 2.2.5 HAZ DE DIQUES FLORIDA

El Haz de diques Florida (Bossi & Navarro 1982; Figura 2.3) constituyó una fuente de gran interés por sus características geológicas y económicas, comercializándose dichas rocas bajo la denominación de “granito negro” desde la década de 1960 (Bossi & Schipilov 2007). Es un evento de primera magnitud que se conforma de miles de diques subparalelos de orientación

preferencial noreste-suroeste (oscilando entre N60°E y N80°E) y de una gran homogeneidad textural. Estos cuerpos filonianos poseen una potencia media de 20 m y una longitud de hasta 1000 m, estando emplazados en el Cinturón Central granítico-gnéisico Florida y en granitoides pos-orogénicos (Bossi & Schipilov 2007; Figura 2.3). Poseen composición basáltica, andesítica y andesita-basáltica de afinidad toleítica (Mazzucchelli *et al.* 1995) y edades Rb-Sr (en roca total) de 1766±124 Ma (Bossi *et al.* 1993 y referencias allí citadas), Ar-Ar de 1727±10 Ma (en anfíbol primario) y 1725±10 Ma (en biotita) (Teixeira *et al.* 1999), y U-Pb (en baddeleyita) de 1790±5 Ma (Halls *et al.* 2001). En base a datos geoquímicos e isotópicos, Mazzucchelli *et al.* (1995) sugieren que estos magmas provienen de un manto litosférico enriquecido con una mínima contaminación cortical.

## 2.2.6 OTRAS UNIDADES DEL TERRENO PIEDRA ALTA

### 2.2.6.1 Complejo Ojosmín

El Complejo Ojosmín comprende afloramientos localizados entre los cinturones Arroyo Grande y San José, hacia el suroeste de la localidad de Trinidad, conformando un geoparque denominado Cerros de Ojosmín (Departamento de Flores, Uruguay). El Complejo Ojosmín está limitado al este por una faja milonítica noroeste-sureste sinistral de unos 20 m de potencia y al oeste por una falla regional de rumbo noreste-suroeste. Este ha sido estudiado y definido por algunos autores (Caorsi & Goñi 1958, Bossi *et al.* 1975, Ferrando 1996, Bossi & Piñeyro 2004) como un conjunto de rocas ultrabásicas, metabasitas, gabros hornbléndicos, una serie volcano-sedimentaria, granitoides, magmatismo riolítico y filones de traquita.

Las rocas ultrabásicas son tremolititas, que sugieren un protolito predominantemente piroxenítico y se encuentran intercaladas con metabasitas de protolito basáltico. Los gabros hornbléndicos también intercalan con las tremolititas y poseen afinidades geoquímicas con los MORB, evidencias de baja contaminación cortical y baja relación La/Nb, lo que indicaría su desvinculación con zonas de subducción, por lo que Bossi & Piñeyro (2004) sugieren un origen oceánico.

La secuencia volcano-sedimentaria está conformada por metapelitas, metareniscas, metacherts, filitas y prasinitas. Estas últimas fueron interpretadas como productos de alteración hidrotermal de protolitos volcánicos básicos en fondos oceánicos. El magmatismo ácido está integrado por microgranitos, riolitas y diques traquíticos (Bossi & Schipilov 2007).

Además, se reconocieron manifestaciones de pegmatitas y granitos peraluminosos (Bossi & Piñeyro 2004 y referencias allí citadas). Hasta el momento, no hay dataciones absolutas de ninguna de las unidades descritas anteriormente, sin embargo, comparaciones petrográficas y geoquímicas han permitido correlacionar al Complejo Ojosmín con unidades locales dentro de Uruguay, en el Terreno Piedra Alta y con el Complejo Martín García (Segal & Crosta 2010; ver Apartado 2.4.2).

#### 2.2.6.2 Formación Cerros de San Juan

En los primeros estudios, realizados por Walther (1919), se reconocieron filitas y mármoles siendo incluidas dentro de la Formación Paso Severino. Luego, Preciozzi *et al.* (1985) la incluyó como unidad formacional. Localizada al suroeste del departamento de Colonia, aflora en dos pequeños sectores con estructuras en dirección N40°-60°E casi verticales (Preciozzi *et al.* 1985), separados por una falla inferida de sentido dextral y orientación aproximada N30°O (Bonjour 2016). Es una secuencia volcano-sedimentaria con un metamorfismo en facies esquistos verdes (alcanzando facies anfibolitas en algunos sectores; Bonjour 2016) conformada por dolomías, que posiblemente se correspondan con aquellas registradas en el Cinturón San José de edad paleoproterozoica (Maheshwari *et al.* 2010), pelitas, areniscas, conglomerados y riolitas (Bossi & Ferrando 2001).

Se encuentra deformada por la intrusión de los granitos Miguelete y Antolín (Bossi *et al.* 1975) y, hacia el sur, se registró un cuerpo de naturaleza básica denominado Gabro San Carlos (Ledesma *et al.* 2001). Este cuerpo, de ~2,5 km<sup>2</sup>, se encuentra 4 km al noreste del Paso Antolín del Río San Juan y está alojado en la Formación Cerros de San Juan. De textura intergranular está conformado principalmente por cristales de plagioclasa, hornblenda y contenidos menores de enstatita y augita. Presenta una foliación milonítica de orientación noreste-suroeste y

cabalgamientos en dirección N30°E/25°SE (Bossi & Piñeyro 2004). Cercano a este último, se describió un filón pegmatítico de edad K-Ar ~1930 Ma y Rb-Sr ~2110 Ma (Hart 1966) y, además, se obtuvieron edades U-Pb en metatobas de ~1753 Ma y edades heredadas de ~2358 Ma (Peel & Preciozzi 2006). Estudios geoquímicos de la unidad volcánica, descartan una vinculación genética con el Cinturón San José (Bonjour 2016).

### 2.2.6.3 Granito La Paz

Se trata de un cuerpo granítico ubicado unos ~20 km hacia el norte de la Ciudad de Montevideo (Figura 2.3) y emplazado en gneises de ~2200 Ma. Se describieron una facies porfírica y otra equigranular sin evidencias de deformación. Arrojó edades U-Pb LA-ICP-MS en circón de  $587 \pm 8$  Ma (Cingolani *et al.* 2012) y K-Ar en roca total de  $547 \pm 15$  Ma (Umpierre & Halpern 1971). Tiene una signatura geoquímica alcalina y metaluminosa típica de un ambiente anorogénico pos-colisional (Oyhantçabal *et al.* 2018 y referencias allí citadas).

## 2.2.7 CUBIERTA SEDIMENTARIA

### 2.2.7.1 Formación Piedras de Afilar

Esta formación fue definida por Jones (1956) en los Cerros Piedras de Afilar y aflora hacia el sureste del Terreno Piedra Alta (Figura 2.2) como una secuencia de areniscas, pelitas y rocas calcáreas relacionadas a un paleoambiente marino somero. Se encuentra en contacto tectónico con el Granito La Tuna (Pamoukaghlián *et al.* 2017). Pamoukaghlián (2012), subdividió esta secuencia en tres miembros:

◆ *Miembro Cuchilla Alta*: Aflora en una faja de dirección noroeste-sureste en una cantera de granito; su localidad tipo fue definida en Cuchilla Alta. Yace en inconformidad con el basamento paleoproterozoico. Corresponde a una secuencia silicoclástica grano y estratodecreciente de aproximadamente 200 m de espesor. Son areniscas cuarzosas y subarcósicas en menor proporción que exhiben estructuras sedimentarias como ondulaciones asimétricas y de interferencia, calcos de flujo, y estratificación paralela, convoluta, cruzada planar y en artesa, entre otras (Pamoukaghlián *et al.* 2014).

◆ *Miembro Arroyo del Junquito*: Sobre el Miembro Cuchilla Alta yacen pelitas de coloraciones verdosas y rojizas y limolitas intercaladas con areniscas con espesores de hasta 50 m. Estas se presentan en un arreglo grano y estratocreciente con proveniencia de un cratón estable (CRLP). En las pelitas, se han observado intercalaciones de diabasas que forman hornfels epidóticos en las zonas de contacto. Se describieron microfósiles de morfologías dudosas (Pecoits *et al.* 2008).

◆ *Miembro Arroyo de la Tuna*: Yace sobre el Miembro Arroyo del Junquito y conforma el tope de la Formación Piedras de Afilas. Su perfil tipo se ha descrito en la Cantera Heide. Se compone de rocas de composición calcárea representadas por calizas y margas con intercalaciones de pelitas y diabasas (Pamoukaghlián *et al.* 2014).

El análisis de circones detríticos muestra que las fuentes principales fueron mesoproterozoicas y paleoproterozoicas (Gaucher *et al.* 2008) y, junto a circones arqueanos, sugieren que la principal fuente proviene del Terreno Nico Pérez. La moda más joven ubica la edad máxima de sedimentación de esta unidad en el Esteniano tardío (~1009 Ma), mientras que la ausencia de circones ediacarianos sugieren una edad de depositación pre-650 Ma (Pecoits *et al.* 2016). Exhibe paleocorrientes predominantes del NE y E lo cual sustenta un aporte de materiales detríticos desde el Terreno Nico Pérez. Además, se describieron filones capa de diabasas principalmente en pelitas y se han observado con mayor frecuencia en el Miembro Arroyo del Junquito. Son cuerpos tabulares que presentan texturas desde microgranuda a granuda con textura subofítica (Pamoukaghlián *et al.* 2014) con edad K-Ar de  $382 \pm 11$  Ma (Cingolani *et al.* 1990). La intrusión de estos filones genera la formación de hornfels epidóticos y evidencias de anquimetamorfismo en las pelitas (Pamoukaghlián *et al.* 2014).

## 2.3 ISLAS DEL ESTUARIO DEL RÍO DE LA PLATA

### 2.3.1 INTRODUCCIÓN

En este apartado, se expone una recopilación de los estudios previos realizados sobre el basamento ígneo-metamórfico aflorante en las islas Martín García (IMG), en Argentina y las

islas de San Gabriel (ISG), Sola (IS) y Dos Hermanas (IDH) en Uruguay, todas ellas localizadas en el Estuario del Río de la Plata Medio-Superior (Figura 2.4). Estos afloramientos de rocas principalmente paleoproterozoicas, han sido considerados como parte del Cratón del Río de la Plata.



**Figura 2.4.** Ubicación geográfica de las islas Martín García, San Gabriel, Sola y Dos Hermanas, en donde se describieron afloramientos de basamento ígneo-metamórfico del Cratón del Río de la Plata.

### 2.3.2 ISLAS SOLA, DOS HERMANAS Y SAN GABRIEL (URUGUAY)

La Isla Sola, localizada a 3 km de las costas de Carmelo (Uruguay; Figura 2.4), exhibe gneises monzograníticos y sienograníticos con edades U-Pb SIMS en circón entre  $2098 \pm 11$  y  $2115 \pm 13$  Ma (Santos *et al.* 2017b). La Isla Dos Hermanas se ubica 11 km al norte de la IMG (Figura 2.4) y 8 km al sur de las costas de Carmelo (Uruguay). Exhibe gneises sienograníticos y trondjemíticos con edades U-Pb SIMS en circón entre  $2090 \pm 10$  y  $2101 \pm 13$  Ma (Santos *et al.* 2017b). En ambas islas, las rocas pertenecen a una suite calcoalcalina y son metaluminosas a levemente peraluminosas, típicas manifestaciones del arco magmático paleoproterozoico correspondiente a la Orogenia Transamazoniana. Se registraron pérdidas de Pb brasilianas (604-661 Ma) que fueron asociadas a un evento de deformación dúctil (Santos *et al.* 2017b).

La Isla San Gabriel, localizada a 1,5 km de las costas de Colonia del Sacramento (Uruguay; [Figura 2.4](#)), exhibe rocas de protolitos ígneo-metamórficos con un metamorfismo dinámico de bajo a medio grado y una orientación preferencial noroeste-sureste, con componentes principalmente dextrales y sinestrales menores ([Ribot et al. 2013](#)). Estas milonitas tienen similitud en el grado metamórfico y en la composición de sus protolitos con las rocas miloníticas reconocidas en la Zona de Cizalla de Colonia-Arroyo Pavón en el sureste del Cinturón San José, en el Terreno Piedra Alta, Uruguay ([Ribot et al. 2005](#)). La edad del protolito se determinó por el método U-Pb LA-ICP-MS en circon, arrojando una edad de  $2078 \pm 9$  Ma, típica de las rocas paleoproterozoicas del CRLP ([Ribot et al. 2013](#)).

### 2.3.3 ISLA MARTÍN GARCÍA (ARGENTINA)

Las primeras observaciones de la existencia de rocas ígneo-metamórficas en la Isla Martín García (IMG) fueron realizadas por [Heusser & Claraz \(1863\)](#). Estos autores definieron que los “gneises-granitos” observados se podrían correlacionar con los existentes en las costas uruguayas. [Romberg \(1894\)](#) describió gabros olivínicos, con reemplazos de serpentina, talco, hornblenda y tremolita. [Stelzner \(1923\)](#) lo denominó terreno arcaico y, a través de descripciones petrográficas, definió dioritas y gabros hornbléndicos sugiriendo similitudes con aquellas que habían observado en Sierra de La Huerta (Sierras Pampeanas Orientales). Lo cierto es que la información disponible carece de detalle y se restringe a menciones esporádicas. Más tarde, [Linares & Latorre \(1969\)](#) realizaron una datación K-Ar en anfíbol, obteniendo una edad de 1950 Ma, la cual ubicó temporalmente por primera vez a las rocas de la IMG en el precámbrico de Sudamérica.

Quien realizó los primeros estudios estructurales y petrográficos de detalle fue [Dalla Salda \(1975\)](#), incluyendo las rocas de basamento ígneo-metamórfico en el Complejo Martín García (CMG) y definiendo una serie de rocas ultramáficas, anfíbolitas (K-Ar en anfíbol=  $2060 \pm 100$  Ma y  $1870 \pm 100$  Ma), gneises (K-Ar en anfíbol=  $2085 \pm 100$  Ma) y esquistos intruídos por filones graníticos (K-Ar en muscovita=  $1865 \pm 90$  Ma) ([Dalla Salda 1975, 1981a; Figura 2.5](#)). Sobre este basamento, apoyan en discordancia secuencias marinas y continentales cuaternarias ([Ravizza 1982, 1984; González & Ravizza 1987](#)). Estos afloramientos de rocas de basamento se

consideraron parte del Cratón del Río de la Plata con los del Sistema de Tandilia (Dalla Salda 2006 y referencias allí citadas).

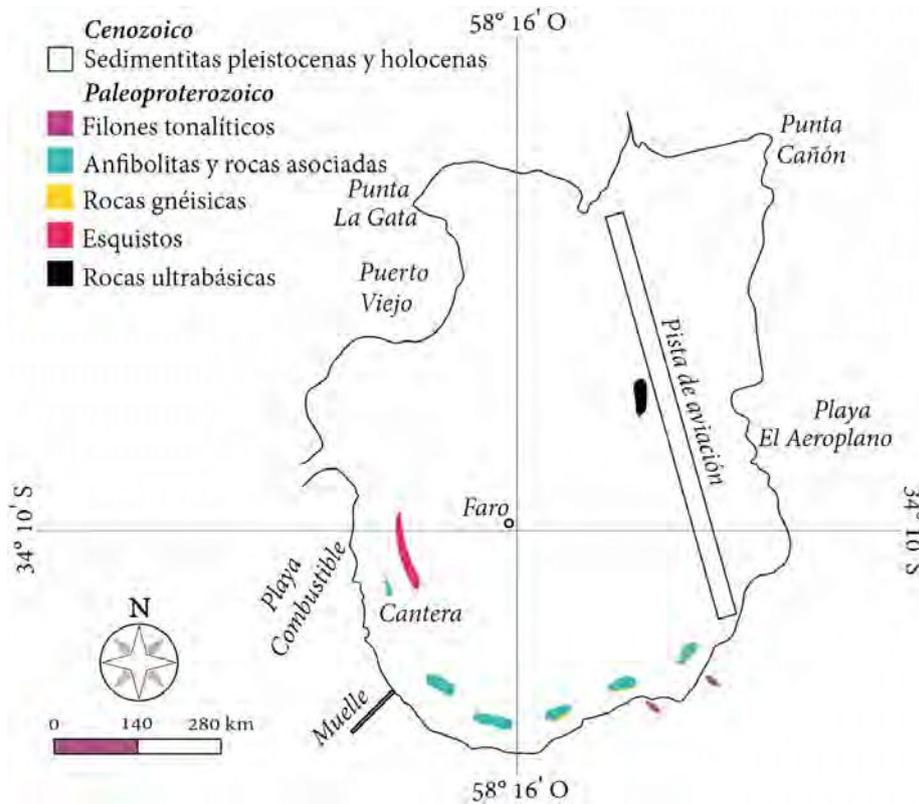


Figura 2.5. Primer mapa geológico de la Isla Martín García realizado por Dalla Salda (1975) en su Tesis Doctoral.

Después de muchos años, los aportes al conocimiento geológico de la isla estuvieron orientados a una temática particular, sin generar una contribución integral de la zona. Rapalini *et al.* (1998), a través de relevamientos magnetométricos, detectaron fuertes anomalías magnéticas E-O, infiriendo esto como la posible orientación de estructuras principales y coincidentes con los cuerpos ultrabásicos ubicados en el centro de la IMG, al oeste del Aeródromo Martín García. Por otra parte, Segal & Crosta (2010) se enfocaron en el estudio geoquímico de las rocas ultrabásicas, descartando un origen relacionado a un ambiente de subducción y coincidente con la hipótesis de Bossi & Piñeyro (2004) según la cual formarían parte de un complejo ofiolítico. Segal & Crosta (2010) relacionaron las rocas ultrabásicas de la IMG con aquellas expuestas en el Complejo Ojosmín del Terreno Piedra Alta (ver Apartado 2.2.6.1).

Recientemente, Santos *et al.* (2017b) indicaron la existencia de ortogneises tonalíticos y dioríticos (U-Pb SHRIMP en circón y titanita= 2127,3±6,4 Ma) y granodioritas (U-Pb SHRIMP

en circón y titanita= 2094±8,5 Ma;  $\epsilon_{\text{Hf}} = +3,62$  y edad Lu-Hf= 2620 Ma) de edad riaciana con un origen cortical neoarqueano formadas durante la Orogenia Transamazoniana o Transplatense (Santos *et al.* 2017a-b). Además, sugirieron que dichas rocas serían una extensión del Cinturón Central granítico-gnéisico Florida (ver Apartado 2.2.4). En los circones de los ortogneises estudiados, se registró una pérdida de Pb de edad brasiliana (~550 Ma). Se reconocieron, además, metagabros olivínicos estaterianos (U-Pb SHRIMP en circón y titanita= 1734±20 Ma y 1724±15 Ma; Santos *et al.* 2017b) interpretados como parte del magmatismo toleítico ampliamente representado en el CRLP. Los metagabros olivínicos ectasianos (U-Pb SHRIMP en circón= 1392±11 Ma) con una edad heredada de ~2079 Ma, fueron correlacionados con granitos del arco Candeias (Santos *et al.* 2017b). Los metagabros de edad esteniana (1193 ± 8 Ma), con leve contaminación cortical de edad transamazoniana ( $\epsilon_{\text{Hf}} = -0,1$  y edad Lu-Hf= 2000 Ma), fueron interpretados como producto de un evento extensional asociado a la Orogenia Sunsás (Santos *et al.* 2017b). En el Cuadro 2.1, se exhibe un resumen de los trabajos realizados en el basamento de la Isla Martín García hasta el momento y que resultan de interés para esta Tesis Doctoral.

**Cuadro 2.1.** Resumen de la información disponible hasta el momento para el Complejo Martín García. Zr: circón, Ttn: titanita, Ms: muscovita, Amp: anfíbol (abreviaciones según Whitney & Evans 2010), RT: Roca Total.

AUTORES	LITOLOGÍAS DESCRIPTAS	GEOCRONOLOGÍA	ISOTOPIA	INTERPRETACIÓN
Santos <i>et al.</i> (2017a)	metagabro olivínico	U-Pb (Zr) = 1392 ± 11 Ma	$\epsilon_{\text{Hf}} = -0,1$ Edad Lu-Hf = 2000 Ma	El magmatismo calcoalcalino provendría de una corteza juvenil neoarqueana, y sería una continuación del Cinturón San José (Terreno Piedra Alta) y formaría parte del arco riaciano que dio origen al Cratón del Río de la Plata. El magmatismo ectasiano se correlacionaría con un magmatismo básico reconocido en CRLP (Encantadas). El magmatismo esteniano provendría de un magma mantélico con leve contaminación cortical correlacionado con el magmatismo extensional del Orógeno Sunsás (Cratón Amazónico).
	ortogneis granodiorítico-cuarzodiorítico	U-Pb (Zr-Ttn) = 2094 ± 8,5 Ma U-Pb (Zr) = 2103,2 ± 6,8 Ma	$\epsilon_{\text{Hf}} = +3,52$ Edad Lu-Hf = 2520 Ma	
	ortogneis dacítico	U-Pb (Zr-Ttn) = 2127,3 ± 6,4 Ma		
Segal & Crosta (2010)	metaultrabásita			Las rocas ultrabásicas se correlacionarían con las metapiroxenitas y metagabros del Complejo Ojosmín (Terreno Piedra Alta) interpretadas como parte de una secuencia ofiolítica transamazoniana.
Dalla Salda (1981a)	gneis	K-Ar (Amp) = 2085±100 Ma K-Ar (RT) = 1600 ± 50 Ma		Secuencia sedimentaria (<2100 Ma) formada por grauvacas y pelitas intruidas por rocas básicas-ultrabásicas. Esta secuencia habría atravesado un primer evento metamórfico-deformacional regional entre ~2050-2085 Ma y un segundo evento dinamo-térmico regional entre ~1600-1870 Ma. Finalizadas las fases
	anfíbolita	K-Ar (Amp) = 2060-1120 Ma		
	filón granodiorítico	K-Ar (Ms) = 1870 Ma		
	esquisto metaultrabásita			

deformacionales, se produjo el levantamiento de las rocas y fallamiento, intruyendo cuerpos graníticos a tonalíticos pos-tectónicos.

Linares & Latorre (1969)	anfíbolita	K-Ar (Amp) = 1950 Ma	
Stelzner (1923)	diorita augítica gabro hornbléndico		Comparación litológica con afloramientos de Sierra de la Huerta (San Juan).
Romberg (1894)	gabro olivínico		
Heusser & Claraz (1863)	gneis-granito		Correlación con tipos litológicos reconocidos en la costa uruguaya.

## 2.4 SISTEMA DE TANDILIA

### 2.4.1 INTRODUCCIÓN

El Sistema de Tandilia, o bien, las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, es un cinturón con una altitud máxima de 524 m (Cerro La Juanita en la localidad de Barker, Tandil) que posee una extensión de 350 km en sentido noroeste-sureste y está ubicado en el centro-este de la provincia de Buenos Aires y de la República Argentina (Figura 2.6). El conjunto de estas sierras ha sido separado en 3 áreas por Teruggi & Kilmurray (1980), a saber (Figura 2.6):

- ◆ *Área de Olavarría*: comprende las Sierras de Olavarría y Lomas Bayas, Arroyo Azul y Sierras de Azul hasta el Arroyo de los Huesos.
- ◆ *Área de Tandil*: comprende las Sierras de Tandil y Sierra del Tigre hasta el Arroyo Napaleufú, y las Sierras de la Tinta.
- ◆ *Área de Balcarce*: comprende las Sierras de Balcarce, Arroyo Vivoratá, Sierras de Mar del Plata, Sierras de Los Padres y Lobería.

El basamento ígneo-metamórfico se encuentra mayormente conformado por migmatitas, gneises graníticos a tonalíticos y granitoides, y, en menor proporción, por esquistos, rocas ultramáficas, metacherts, metabasaltos, mármoles y skarns, intruidos por diques básicos, intermedios y ácidos (Cingolani 2011, Dristas *et al.* 2013, Lajoinie *et al.* 2021 y referencias allí citadas). A lo largo del contacto entre el basamento y la cubierta sedimentaria, se ha reconocido un saprolito arcósico de hasta 4 m de espesor, el cual representa una paleosuperficie de meteorización. La cubierta sedimentaria se compone de dos secuencias silicoclásticas-calcareas:

grupos Sierras Bayas y La Providencia, correspondientes al Ciclo Brasiliano, y una secuencia silicoclástica, la Formación Balcarce, correspondiente al Ciclo Famatiniano (Poiré & Gaucher 2009, Arrouy *et al.* 2016 y referencias allí citadas). Sobre estas secuencias se reconocieron, además, depósitos periserranos y pedemontanos neógenos e indiferenciados (Cingolani 2011 y referencias allí citadas; Figura 2.6).

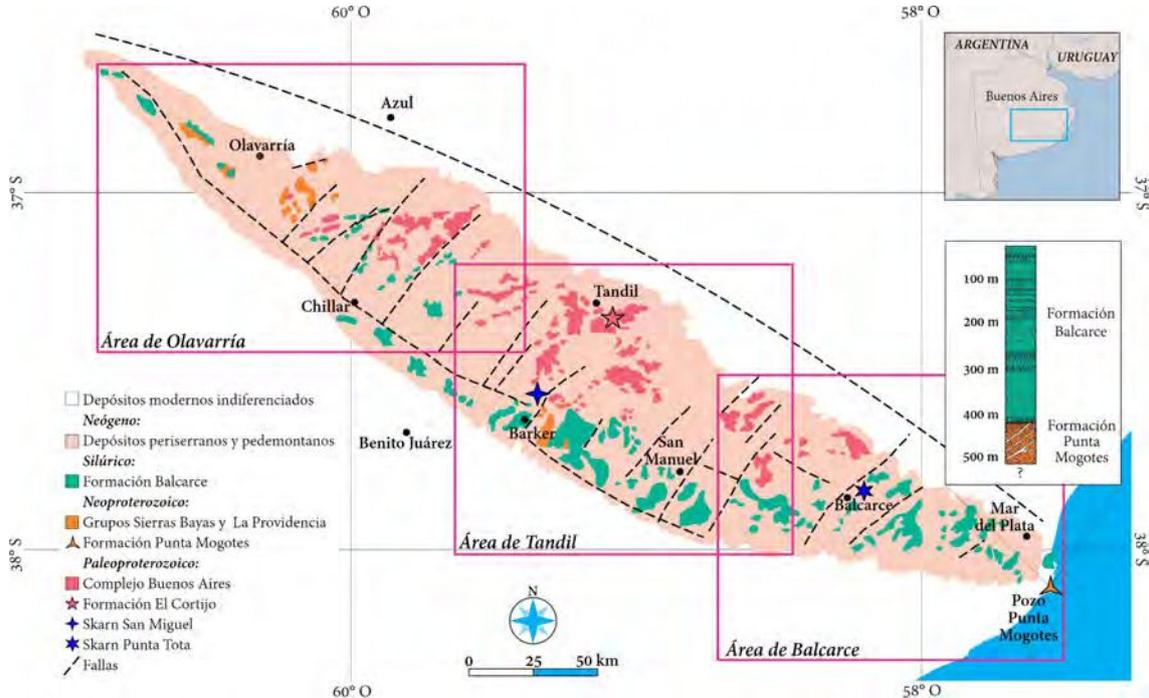


Figura 2.6. Mapa geológico del Sistema de Tandilia tomado de Ballivián Justiniano (2016) y modificado según Teruggi & Kilmurray (1980) y Rapela *et al.* (2011).

#### 2.4.2 BASAMENTO ÍGNEO-METAMÓRFICO

El basamento ígneo-metamórfico comprende al Complejo Buenos Aires (Marchese & Di Paola 1975), la Formación El Cortijo (Teruggi *et al.* 1988), la Formación Punta Mogotes (Marchese & Di Paola 1975) y enjambres de diques (*e.g.*, Teixeira *et al.* 2002, Iacumin *et al.* 2001, Lajoinie *et al.* 2014, Martínez *et al.* 2020).

##### 2.4.2.1 Complejo Buenos Aires

Está principalmente integrado por rocas ígneas y metamórficas formadas durante la Orogenia Transamazoniana o Transplatense (Santos *et al.* 2017b), ocurrida durante el paleoproterozoico ( $2000 \pm 400$  Ma; Almeida *et al.* 1973). También ha sido denominado Ciclo Tandileano (1800-2100 Ma; Ramos 1999, Dalla Salda *et al.* 2006 y referencias allí citadas). Esta orogenia está relacionada a la acreción del Terreno Tandilia al margen sur del Cratón del Río de la Plata

(Chernicoff *et al.* 2016, Santos *et al.* 2017a y referencias allí citadas), equivalente a las orogenias Encantadas (acrecionaria; 2120-2250 Ma) y Camboriú (colisional; 2080-2100) en Brasil, según Hartmann *et al.* (2002), que produjo deformación, metamorfismo en facies anfibolita a granulita y fusión parcial de rocas corticales (Cingolani 2011 y referencias allí citadas).

Las rocas metamórficas corresponden a gneises, migmatitas, anfibolitas, escasos esquistos, milonitas (en las áreas de Balcarce y Azul; *e.g.*, Martínez *et al.* 2020, Bianchi *et al.* 2019, Angeletti *et al.* 2021), mármoles, skarns y metacherts (en el área de Tandil; *e.g.*, Lajoinie *et al.* 2019, 2021). Los gneises biotíticos y biotítico-granatíferos tienen edades U-Pb SHRIMP entre 2176 y 2073 Ma en el área de Balcarce (Cingolani *et al.* 2002, Hartmann *et al.* 2002), edades U-Pb SIMS en circón entre 2121 y 2123 Ma (Angeletti *et al.* 2021) en las Sierras de Azul. Las migmatitas se reconocieron en varias localidades de Azul, Tandil y Balcarce, siendo las más comunes las variedades cuarzo-feldespáticas con granates neoformados (Dalla Salda *et al.* 2006 y referencias allí citadas). Estas migmatitas arrojaron edades U-Pb-Th de 2280 y 2250 Ma (Martínez *et al.* 2017), Rb-Sr de 2007 Ma y Sm-Nd de 2140 Ma (Pankhurst *et al.* 2003). Las anfibolitas ocurren de forma aislada o como xenolitos en gneises y migmatitas. Los esquistos, mayormente micáceos, son escasos y se encuentran en el Cerro El Quebracho (Área de Balcarce) y en el Cerro La Plata (Área de Olavarría) (Dalla Salda *et al.* 2006 y referencias allí citadas). Las rocas miloníticas se describieron en dos zonas de cizalla de orientación este-oeste:

- ◆ En el sur de la Ciudad de Azul, con 40 km de extensión (Megacizalla de Azul; Frisicale *et al.* 1999, Ribot 2000).
- ◆ En el sur de la Ciudad de Tandil, con 25 km de extensión (Dalla Salda 1981b).

Además, fueron mencionados dos secuencias de mármoles con fuertes evidencias de metasomatismo, resultando en la formación de skarns (Figura 2.6):

- ◆ *Punta Tota*: de composición dolomítica, con una asociación mineral conformada por Fo+Cal+Dol+Cpx+Sp y un metamorfismo en facies granulita. Está ubicado en la Sierra de Bachicha, Ciudad de Balcarce (Delpino & Dristas 2008).
- ◆ *San Miguel*: de composición calcítica, con una asociación mineral conformada por Cal+Dp+Qz y un metamorfismo en facies anfibolita. Se sitúa al suroeste de la Ciudad de Tandil

(Quartino & Villar Fabre 1967, Lajoinie 2015). En este skarn, se identificó el evento isotópico Lomagundi-Jatuli, definido en otros terrenos paleoproterozoicos (Lajoinie *et al.* 2021), entre ellos en el Terreno Piedra Alta (Formaciones Paso Severino y Cerros de San Juan; ver Apartado 2.2.3).

Las rocas ígneas presentan una composición intermedia a ácida con una afinidad calcoalcalina de arco magmático (Cingolani 2011, Oyhantçabal *et al.* 2018 y referencias allí citadas). Los granitoides (tonalitas, granodioritas y granitos) paleoproterozoicos afloran predominantemente en el área de Tandil y en las Sierras de Azul. Poseen edades U-Pb entre 2205 y 2092 Ma (Cingolani *et al.* 2002, Hartmann *et al.* 2002, Martínez *et al.* 2020, Angeletti *et al.* 2021), K-Ar entre 2200 y 2000 Ma (Hart *et al.* 1965, Halpern *et al.* 1970) y Rb-Sr entre 2154 y 1770 Ma (Hart *et al.* 1965, Halpern *et al.* 1970, Varela *et al.* 1988, Linares & González 1990, Pankhurst *et al.* 2003).

#### 2.4.2.2 Enjambre de diques

El basamento mencionado anteriormente está intruido por un extenso enjambre de diques reunidos en dos grupos:

- ◆ Diques calcoalcalinos: originados a partir de un magmatismo bimodal (basáltico, basalto-andesítico y riolítico) que representa la etapa transtensional de la Orogenia Transamazoniana. Tienen orientación este-oeste a noroeste-sureste y presentan espesores de hasta 10 m (Fernández & Echeveste 1995, Iacumin *et al.* 2001, Lajoinie *et al.* 2014), con edades U-Pb LA-ICP-MS (en circón) de  $2130 \pm 10$  Ma (Martínez *et al.* 2020) y Ar/Ar (en biotita) entre 2020 y 2007 Ma (Teixeira *et al.* 2002).

- ◆ Diques toleíticos: son basaltos alcalinos de orientación noroeste-sureste a este-oeste y poseen espesores de hasta 50 m. Poseen edades U-Pb en baddeleyita de  $1588 \pm 11$  Ma y  $1587,5 \pm 3,4$  Ma. Han sido relacionados a un régimen extensional seguido de actividad ígnea anorogénica (Echeveste & Fernández 1995, Iacumin *et al.* 2001, Teixeira *et al.* 2013) y, posteriormente, fueron afectados por un evento hidrotermal según edades K-Ar y Ar/Ar comprendidas entre los 800 y 1000 Ma (Teixeira *et al.* 2002).

#### 2.4.2.3 Formación El Cortijo

La Formación El Cortijo fue definida por [Teruggi et al. \(1988\)](#) en el Cerro Albión, unos ~4 km al sureste de la Ciudad de Tandil ([Figura 2.6](#)). Consiste en una intercalación de metacherts, metagrauvas y metabasitas en un sistema de pliegues isoclinales y fallas verticales con una orientación general este-oeste. Presentan metamorfismo en facies subesquistos verdes-esquistos verdes y cizallamiento sinistral predominante ([Lajoinie et al. 2021](#)). Las metabasitas presentan una foliación marcada y tienen una afinidad geoquímica con basaltos de islas oceánicas (OIB).

Estas rocas han sido interpretadas como una escama de corteza oceánica obductada durante el paleoproterozoico a lo largo de una sutura definida como Zona de sutura El Cortijo por [Chernicoff et al. \(2014\)](#). Los metacherts también presentan foliación milonítica y su estudio detallado, principalmente de los elementos de tierras raras, definieron dos grupos: unos formados por precipitación directa y otros a partir de la silicificación de rocas volcánicas, siendo en ambos casos, el Si de origen hidrotermal ([Lajoinie et al. 2021](#)). De acuerdo con estas evidencias, esta formación fue clasificada como una secuencia OPS (*Ocean Plate Stratigraphy*), correspondiendo a un posible arco de islas acrecionado durante la colisión de los terrenos Tandilia y Balcarce ([Lajoinie et al. 2021](#)).

#### 2.4.2.4 Formación Punta Mogotes

Esta unidad fue definida por [Marchese & Di Paola \(1975\)](#) en una perforación en el extremo sur del Sistema de Tandilia, a unos ~10 km hacia el sur de la Ciudad de Mar del Plata ([Figura 2.6](#)). Se encuentra en marcada discordancia angular con la Formación Balcarce que la sobreyace y se trata de una secuencia sedimentaria dominada por metapelitas y metareniscas con vetillas de cuarzo subordinadas ([Rapela et al. 2011](#)). Presenta un metamorfismo de bajo grado entre anquizona y epizona, con edades K-Ar entre  $576 \pm 13$  Ma y  $615 \pm 14$  Ma definidas como el último evento tectonotérmico que afectó la secuencia ([Cingolani & Bonhomme 1982](#)). Se determinaron edades U-Pb en circones detríticos entre 740 y 840 Ma ([Rapela et al. 2011](#)), que permitieron definir el "Terreno Mar del Plata" y que lo excluyeron del CRLP. La Formación Punta Mogotes fue correlacionada con el Cinturón Dom Feliciano (expuesto en el este de Uruguay y sureste de Brasil) y así, [Rapela et al. \(2011\)](#), definieron el límite sureste del CRLP con el Terreno Mar del

Plata. Datos magnéticos (Ghidella *et al.* 2001) y gravimétricos (Christiansen *et al.* 2021) confirmarían la existencia de un límite de primer orden, el cual separaría al CRLP del "Terreno Mar del Plata" y que estaría dado por la Zona de Cizalla Punta Mogotes (Ballivián Justiniano *et al.* 2020, Christiansen *et al.* 2021).

#### 2.4.3 CUBIERTA SEDIMENTARIA

Está conformada por tres secuencias sedimentarias de composición calcárea-silicoclástica depositadas en un ambiente marino de plataforma (Poiré *et al.* 1993 y referencias allí citadas) en los ciclos brasiliano y famatiniano:

◆ **Grupo Sierras Bayas:** incluye las siguientes unidades (de base a techo):

-*Formación Villa Mónica* (Secuencia Tofoletti): responde a la primera transgresión marina, también denominada "cuarcitas inferiores" y dolomías, con niveles ricos en fosfatos y estromatolitos (Poiré 1993) que sugieren una edad toniana-criogeniana (Rb-Sr= 793±32 Ma; Cingolani & Bonhomme 1988) y un aporte de materiales exclusivamente paleoproterozoicos (Gaucher *et al.* 2008, Cingolani *et al.* 2010, Rapela *et al.* 2011). Aflora principalmente en las áreas de Olavarría y Tandil, en la localidad de Barker (Figura 2.6).

-*Diamictita Colombo*: se compone de *mudstones* y pelitas, y cherts brechosos y, en menor proporción, ortoconglomerados con fragmentos de hasta 2,5 m de diámetro. Actualmente, se la considera la base de la Formación Cerro Largo, aunque no se descarta que pueda tratarse de una unidad separada (Poiré 1993, Poiré & Gaucher 2009). Las evidencias de tectonismo sinsedimentario y, su posición estratigráfica, sugieren una correlación con la Formación Las Ventanas en Uruguay (Poiré & Gaucher 2009).

-*Formación Cerro Largo* (Secuencia Malegni): corresponde a la segunda transgresión, con areniscas glauconíticas, facies heterolíticas, cuarcitas con estratificación entrecruzada y registros de trazas fósiles, conformando una secuencia progradacional. En el área de Olavarría se observa en contacto con la Formación Olavarría y en el área de Tandil (Barker) con la Formación Las Águilas (Poiré & Gaucher 2009).

-*Formación a) Olavarría y b) Las Águilas* (Secuencia Diamante):

a) En el área de Olavarría (Figura 2.6), aflora una secuencia de limolitas y arcillitas de un sistema transgresivo poco profundo (Poiré & Gaucher 2009) con edades neoproterozoicas (Bonhomme & Cingolani 1980).

b) En el área de Tandil (localidad de Barker; Figura 2.6), aflora una secuencia de brechas calcáreas, facies heterolíticas y arcillitas rojas con grandes contenidos de hierro, posiblemente correlacionable con otros depósitos neoproterozoicos en Brasil y Uruguay (Poiré & Gaucher 2009 y referencias allí citadas).

-*Formación Loma Negra* (Secuencia Villa Fortabat): aflora principalmente en el área de Olavarría (Figura 2.6). Responden a un ambiente de plataforma marina abierta y de lagunas y a un posterior episodio de regresión marina. Está conformada mayormente por micritas de coloraciones rojizas y negruzcas. A través de quimioestratigrafía, se determinó una edad entre 580 y 590 Ma (Gómez Peral *et al.* 2007). En el techo, se describió una paleosuperficie cárstica (“superficie Barker”; Poiré & Gaucher 2009) con acumulaciones de cherts brechosos y areniscas residuales (Poiré 1993, Poiré & Gaucher 2009 y referencias allí citadas). Recientemente, se describieron procesos hidrotermales en brechas con fosfatos (Dristas *et al.* 2017).

◆ **Grupo La Providencia:** se encuentra en contacto con depósitos cenozoicos (Arrouy *et al.* 2015) e incluye a las siguientes unidades (de base a techo):

-*Formación Avellaneda* (Facies I): descrita en excavaciones aledañas a la villa homónima. Está formada por margas y arcillitas rojas depositadas sobre el paleorelieve cárstico de la Formación Loma Negra.

-*Formación Alicia* (Facies II): descrita en perforaciones del Yacimiento Alicia; se encuentra en contacto neto con la Facies I. La constituyen lutitas negras, limolitas grises e intervalos heterolíticos.

-*Formación Cerro Negro* (Facies III): conformada por sucesiones heterolíticas y arenosas donde se reconocieron los primeros registros de microfósiles de cuerpo blando que le confieren una edad ediacariana tardía (~560-550 Ma; Arrouy *et al.* 2015, 2016, 2019).

En el área de Olavarría, se definieron procesos diagenéticos que afectaron a las dolomías de las formaciones Villa Mónica y Loma Negra (Gómez Peral *et al.* 2007). Además, se detallaron

estructuras frágiles y dúctiles a varias escalas que afectaron a las secuencias de los grupos Sierras Bayas y La Providencia, las cuales fueron separadas en 3 eventos (Hernández *et al.* 2017). El primero, caracterizado por vetillas verticales con tendencia ENE-OSO y ESE-ONO y formación de estilolitas desarrolladas durante el Ediacariano (~580 Ma). El segundo evento estuvo relacionado con la formación de pliegues, venas de cizallamiento y estilolitas de alto ángulo en un régimen extensivo ocurrido durante el Ediacariano-Cámbrico temprano (520-580 Ma). El tercer y último evento está caracterizado por la ocurrencia de fallas normales y vetas verticales con tendencia ESE-ONO relacionado con la apertura del Océano Atlántico en el límite Jurásico-Cretácico (~145 Ma).

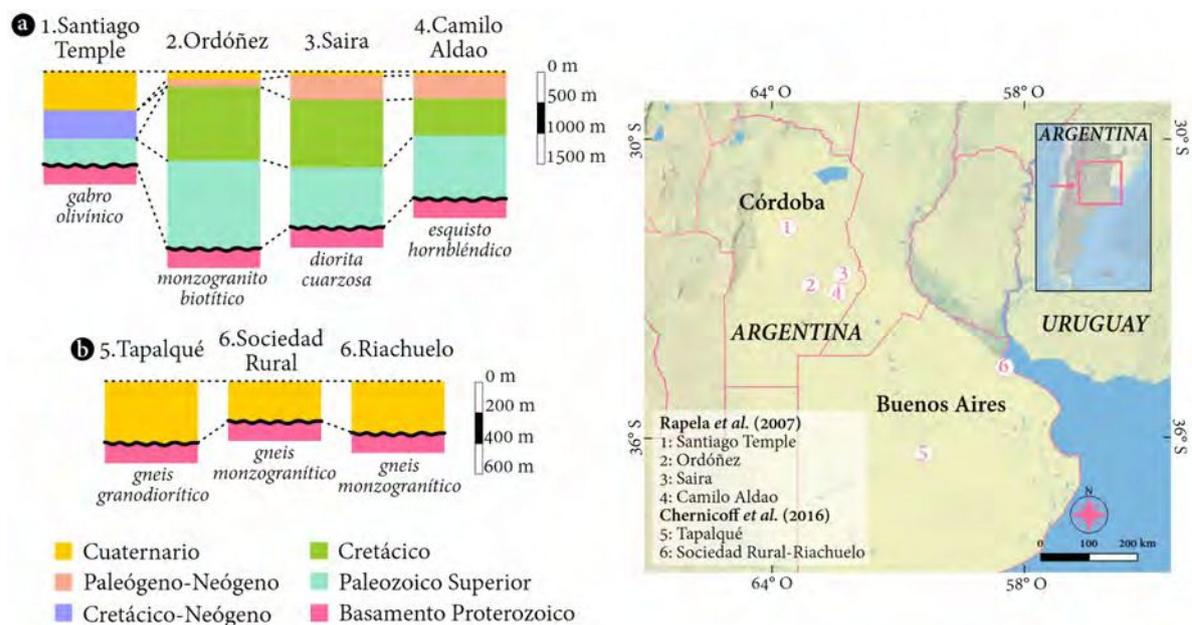
Por otra parte, en el área de Tandil (alrededores de Barker-Villa Cacique), se registraron evidencias de procesos hidrotermales en el contacto Complejo Buenos Aires-Formación Villa Mónica, y en las formaciones Las Águilas/Olavarría, así como en el Grupo La Providencia. Estos procesos habrían alcanzado temperaturas de hasta 350°C y habrían ocurrido entre los 590 y 620 Ma (Martínez *et al.* 2010, 2013; Dristas *et al.* 2017).

◆ *Formación Balcarce*: se desarrolla en discordancia sobre los dos grupos mencionados anteriormente, o bien sobre el Complejo Buenos Aires (Dalla Salda & Iñiguez 1979) a lo largo de todas las sierras (Figura 2.6). Es una sucesión de conglomerados, grauvacas, arenitas cuarzosas y facies heterolíticas asignada a un ambiente de plataforma abierta poco profunda cercana a la costa dominada por mareas y tormentas (Poiré & Gaucher 2009) de edad cámbrica temprana-silúrica (Seilacher *et al.* 2005). Además, se reconoció la Diamictita Sierra del Volcán, con una edad máxima de sedimentación entre 475-480 Ma conformada de material detrítico proveniente principalmente del basamento del Cratón del Río de la Plata (Zimmermann & Spalletti 2009, Van Staden *et al.* 2010, Rapela *et al.* 2011). Intruyendo a la Formación Balcarce, se describieron filones de diabasas en el área de Los Barrientos, con edades K-Ar (roca total) entre 450 y 490 Ma (Rapela *et al.* 1974).

## 2.5 SUBSUELO DE LAS PROVINCIAS DE BUENOS AIRES Y CÓRDOBA

### 2.5.1 INTRODUCCIÓN

En este apartado se exponen los estudios realizados en muestras obtenidas de perforaciones que se efectuaron en las provincias de Buenos Aires y Córdoba, donde luego de atravesar espesores de hasta 3340 m de cubierta sedimentaria chacopampeana, se hallaron rocas de naturaleza ígneo-metamórfica. Estas fueron estudiadas por [Russo et al. \(1979\)](#), [Rapela et al. \(2007\)](#), [Rapela & Baldo \(2014\)](#) y [Chernicoff et al. \(2015, 2016\)](#). En la [Figura 2.7](#) se expone una síntesis de la información obtenida por los autores mencionados.



**Figura 2.7.** Síntesis esquemática de la estratigrafía de la Cuenca Chacopampeana y mapa de ubicación de los pozos YPF en las provincias de a) Córdoba y b) Buenos Aires que interceptaron basamento ígneo-metamórfico del Cratón del Río de la Plata. Tomado de [Rapela & Baldo \(2014\)](#) y modificado según [Chernicoff et al. \(2015, 2016\)](#).

### 2.5.2 PROVINCIA DE CÓRDOBA

[Russo et al. \(1979\)](#) realizaron el primer fechado K-Ar de cuatro perforaciones efectuadas por YPF en las que se interceptó basamento cristalino. Más tarde, [Rapela et al. \(2007\)](#) y [Rapela & Baldo \(2014\)](#) efectuaron una caracterización geológica y geocronológica por U-Pb SHRIMP en el basamento de las mencionadas perforaciones, entre otras obteniendo edades acordes a las reportadas durante al menos 50 años para el Cratón del Río de la Plata de Argentina ([Figura 2.7](#)).

En el pozo Santiago Temple, se interceptó una roca descrita como gabro olivínico con textura coronítica. Se obtuvo una edad K-Ar en roca total de  $787\pm 100$  Ma (Russo *et al.* 1979). No se encontraron circones, por lo que no pudo realizarse datación U-Pb. En el pozo Saira se interceptó una roca descrita como metadiorita cuarzosa con una edad K-Ar en roca total de  $1516\pm 150$  Ma y U-Pb SHRIMP en circón de  $2162\pm 6$  Ma. En el pozo Camilo Aldao se interceptó un esquistó anfibólico con una edad U-Pb SHRIMP en circón de  $2189\pm 14$  Ma. En el pozo Ordóñez, se interceptó un monzogranito con una edad K-Ar roca total de  $441\pm 10$  Ma. Estas muestras presentan afinidad geoquímica con arcos oceánicos juveniles, a excepción del monzogranito Ordóñez, que presenta una signatura geoquímica más evolucionada. Luego se estableció un evento metamórfico principal que quedaría acotado al paleoproterozoico (U-Pb SHRIMP=  $2088\pm 6$  Ma) y un evento deformacional de grado medio ( $575\text{-}595^\circ\text{C}$  y 5 kbar), seguido de una retrogradación en facies esquistos verdes (Figura 2.7a; Rapela *et al.* 2007, Rapela & Baldo 2014).

### 2.5.3 PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Chernicoff *et al.* (2015, 2016) realizaron análisis geoquímicos y geocronológicos (U-Pb SHRIMP) de tres pozos localizados en la provincia de Buenos Aires, de los cuales dos, se ubican en la Ciudad de Buenos Aires (Riachuelo y Sociedad Rural) y uno en la Ciudad de Tapalqué (~200 km al suroeste de la Ciudad de Buenos Aires) (Figura 2.7b).

El **pozo Riachuelo 355** alcanzó el basamento cristalino a los 355 m y consta de un gneis monzogranítico de grano medio con una foliación marcada por biotita parcialmente cloritizada. Se analizaron dos poblaciones de circones: una de edad  $2186\pm 10$  Ma, correspondiente a la edad de cristalización, y otra asignable a un evento de deformación a los  $2106\pm 5$  Ma. El **pozo Sociedad Rural 290** alcanzó el basamento cristalino a los 290 m y consta de un gneis monzogranítico de grano medio a grueso con una foliación marcada por bandas de muscovita y biotita cloritizada. Fueron analizadas 3 titanitas metamórficas que arrojaron una edad de  $2069\pm 13$  Ma. El **pozo Tapalqué 400** alcanzó el basamento cristalino a los 400 m y consta de un gneis granodiorítico; se analizaron circones magmáticos que arrojaron una edad de  $2164\pm 5$  Ma y titanitas metamórficas con una edad de  $2120\pm 11$  Ma (Chernicoff *et al.* 2015, 2016). Todas las muestras corresponden a una suite calcoalcalina de características metaluminosas a levemente

peraluminosas, afín a un ambiente sin-colisional para las muestras de los pozos Riachuelo 355 y Sociedad Rural 290 y pre-colisional para el pozo Tapalqué 400 (Chernicoff *et al.* 2015, 2016).

## 2.6 EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

El origen y evolución del Cratón del Río de la Plata (CRLP) y de los principales terrenos que lo componen, han sido objeto de estudio desde hace muchos años, generando conocimiento y aportando nuevas discusiones. En general, hay consenso en las interpretaciones (e.g., Cingolani 2011, Massonne *et al.* 2012, Chernicoff *et al.* 2016, Oyhantçabal *et al.* 2018) y aquí se expone un resumen de su estratigrafía (Cuadro 2.2).

En base a datos geoquímicos e isotópicos, se ha definido una corteza precursora (protocratón del Río de la Plata) de edad neoarqueana (~2800-2500 Ma; e.g., Hartmann *et al.* 2002, Pankhurst *et al.* 2003, Cingolani *et al.* 2010, Rapela & Baldo 2014, Angeletti *et al.* 2021). Para el Sideriano (~2500-2350 Ma), Chernicoff *et al.* (2014) mencionaron una etapa extensional que dio origen a los bloques continentales Balcarce, Tandilia y Buenos Aires-Piedra Alta, y al arco de islas El Cortijo. Entre estos terrenos, un sistema de rift generó cuencas que permitieron la depositación de sedimentos marinos. Se propuso la para-autoctonía de estos bloques, evidenciada por los datos geocronológicos e isotópicos disponibles (Oyhantçabal *et al.* 2018). El final de la etapa extensional, consecuente sedimentación y comienzo de la etapa de subducción (~2350 Ma), se infiere por el circón heredado más joven datado por Cingolani *et al.* (2002).

Durante el Riachiano temprano (~2100 Ma), los registros de la existencia de un arco magmático continental son típicos ortogneises calcoalcalinos tipo I, secuencias volcano-sedimentarias (formaciones Paso Severino, Arroyo Grande y Montevideo; ver Apartado 2.2) y el arco magmático intraoceánico, representado por el bloque El Cortijo (Formación El Cortijo; ver Apartado 2.3), con rocas sedimentarias de origen marino y metabasaltos (Oyhantçabal *et al.* 2018, Lajoinie *et al.* 2021 y referencias allí citadas). Según Hartmann *et al.* (2002), esta etapa habría ocurrido coetáneamente con la Orogenia Encantadas.

Durante el Riáciano tardío (~2070 Ma), se registró la colisión entre los terrenos Buenos Aires-Piedra Alta y Tandilia, y entre Tandilia y Balcarce, evidenciada por la presencia de espesos cinturones miloníticos, rocas oceánicas emplazadas en rocas y engrosamiento corticales con el emplazamiento de plutones graníticos (Cingolani 2011, Oyhantçabal *et al.* 2018). Esto fue incluido por Hartmann *et al.* (2002) dentro de la Orogenia Camboriú. Además, un intenso fallamiento favoreció notablemente la anatexis cortical que coincidió con un metamorfismo regional de alta temperatura (Cingolani 2011, Massonne *et al.* 2012, Chernicoff *et al.* 2014) cuyo pico metamórfico se registró en varios sectores del CRLP entre los 2138-2069 Ma (Chernicoff *et al.* 2016, Martínez *et al.* 2017, Bianchi *et al.* 2020). Posteriormente, un evento post-orogénico extensional produjo el emplazamiento de diques calcoalcalinos en el Sistema de Tandilia y cuerpos calcoalcalinos en el Terreno Piedra Alta.

Durante el Orosiriano-Estateriano (1800-1600 Ma), se registró el emplazamiento de leucogranitos post-colisionales (~1800 Ma), de diques toleíticos en el Terreno Piedra Alta (Haz de diques Florida; ~1800 Ma; [ver Apartado 2.2.5](#)) y en el Sistema de Tandilia (~1600 Ma; [ver Apartado 2.4.2.2](#)), definiendo una etapa extensional que marcaría el final de la evolución de lo que se conoce como basamento del Cratón del Río de la Plata.

En el período comprendido entre el Mesoproterozoico-Neoproterozoico tardío, el basamento atraviesa un estadio de peneplanización. Recientemente, se describieron episodios de magmatismo toleítico ectasiano (~1400-1200 Ma) asociados a un ambiente extensional en la Isla Martín García ([ver Apartado 2.3.3](#)). En el Neoproterozoico temprano-tardío, se reconoce una secuencia sedimentaria que documenta sucesivas transgresiones y regresiones marinas en el Terreno Tandilia (grupos Sierras Bayas y La Providencia; [ver Apartado 2.4.3](#)), equivalente a la secuencia sedimentaria registrada en el Terreno Piedra Alta de edad toniana-criogeniana (Formación Piedras de Afilar; [ver Apartado 2.2.7.1](#)).

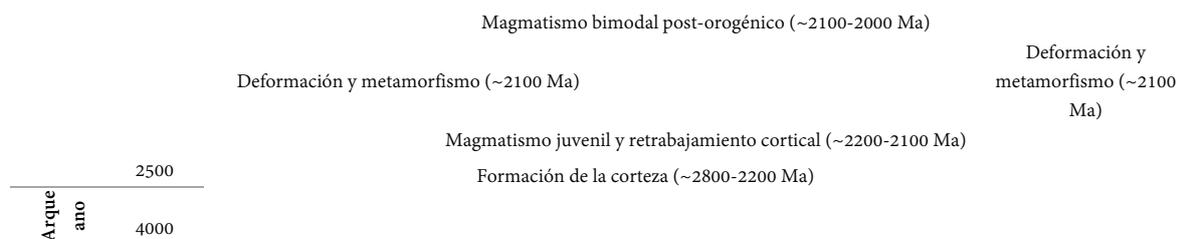
Hacia el Neoproterozoico tardío (652±37Ma; Angeletti *et al.* 2014), se registraron sucesivas evidencias de hidrotermalismo a lo largo del contacto entre el Complejo Buenos Aires y el Grupo Sierras Bayas del Terreno Tandilia ([ver Apartado 2.4.3](#)) y, contemporáneamente, se describieron sucesivos eventos de deformación frágil y dúctil en los grupos Sierras Bayas y La

Providencia (ver Apartado 2.4.3) ocurridos en el Neoproterozoico tardío-Cámbrico temprano y en el Jurásico-Cretácico. Por otra parte, en la Isla Dos Hermanas, se observó una pérdida importante de Pb durante el Criogeniano-Ediacariano que fue asociada a deformación dúctil (ver Apartado 2.3.2), mientras que en el Terreno Piedra Alta se describió una intrusión granítica anorogénica (Granito La Paz; ver Apartado 2.2.6.3).

Durante el Ordovícico-Silúrico, un nuevo episodio de transgresión forma depósitos de plataforma abierta (Formación Sierra del Volcán; ver Apartado 2.4.3) con niveles de diamictitas (475-480 Ma). Asimismo, en la Formación Balcarce se describieron filones de diabasas con edades de 450-490 Ma (ver Apartado 2.4.3), posiblemente correlacionables con similares filones de edad K-Ar en roca total de  $396 \pm 11$  Ma obtenida en el pozo Cerro del Corral (Cingolani *et al.* 1985).

**Cuadro 2.2.** Resumen tectonoestratigráfico simplificado del Cratón del Río de la Plata en Argentina y Uruguay.  
Tomado de Oyhantçabal *et al.* (2018) y modificado según Ribot *et al.* (2013), Rapela & Baldo (2014) Chernicoff *et al.* (2016) Hernández *et al.* (2017) y Santos *et al.* (2017a).

SISTEMA	EDAD (Ma)	SISTEMA TANDILIA	TERRENO PIEDRA ALTA	ISLA MARTÍN GARCÍA	ISLA DOS HERMANAS	ISLA SOLA	ISLA SAN GABRIEL	POZOS CÓRDOBA	POZOS BUENOS AIRES
Paleo Mesozoico medio	145	Deformación frágil							
	542	Fm. Balcarce							
Neoproterozoico		Deformación frágil y dúctil (~580 Ma)							
	1000	Deformación frágil y dúctil (520-580 Ma) Actividad hidrotermal (590-620 Ma) Gr. La Providencia Gr. Sierras Bayas	Granito La Paz (586 Ma)	¿Deformación dúctil? (550-661 Ma)					
Mesoproterozoico				Magmatismo toleítico (~1392-1193 Ma)					
	1600	Magmatismo toleítico (~1590 Ma)							
Paleoproterozoico				Magmatismo toleítico (~1790-1724 Ma)					
	2000	Exhumación y cratonización (~1900 Ma) Diques calcoalcalinos (~2000 Ma)							



## 2.7 REFERENCIAS

- ◆ Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., & Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, south of the Amazon River. En: *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Publishing, New York, pp. 411–446.
- ◆ Angeletti, M., Chichorro, M., Castro, A., Frisicale, M. C., Solá, R., & Dimieri, L. V. (2021). New geochemical, U–Pb SIMS geochronology and Lu–Hf isotopic data in zircon from Tandilia basement rocks, Río de la Plata craton, Argentina: Evidence of a sanukitoid precursor for some Paleoproterozoic granitoids. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103199. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103199>
- ◆ Angeletti, M., Chichorro, M., Frisicale, C., Castro, A., & Dimieri, L. (2014). Nuevas edades radiométricas U–Pb SHRIMP en Tandilia, Cerro Siempre Amigos, Sierras de Azul, Buenos Aires, Argentina. *XIX Congreso Geológico Argentino*, T8-1, Córdoba.
- ◆ Arrouy, M. J., Gaucher, C., Poiré, D. G., Xiao, S., Gómez Peral, L. E., Warren, L. V., Bykova, N., & Quaglio, F. (2019). A new record of late Ediacaran acritarchs from La providencia group (Tandilia System, Argentina) and its biostratigraphical significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 283–293. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.015>
- ◆ Arrouy, M. J., Poiré, D. G., Gómez Peral, L. E., & Canalicchio, J. M. (2015). Sedimentología y estratigrafía del grupo La Providencia (Nom. Nov.): Cubierta Neoproterozoica, Sistema de Tandilia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(2), 1–38.
- ◆ Arrouy, M. J., Warren, L. V., Quaglio, F., Poiré, D. G., Simões, M. G., Rosa, M. B., & Peral, L. E. G. (2016). Ediacaran discs from South America: Probable soft-bodied macrofossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. *Scientific Reports*, 6, 30590, 1–10. <https://doi.org/10.1038/srep30590>
- ◆ Ballivián Justiniano, C.A. (2016). Geología y aspectos estructurales del área Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral. Procesos petrogenéticos/geoquímica del skarn Loma Marcelo, Sierras Australes de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata.
- ◆ Ballivián Justiniano, C. A., Basei, M. A. S., Sato, A. M., González, P. D., Benítez, M. E., & Lanfranchini, M. E. (2020). The Neoproterozoic basement of the Sauce Chico Inlier (Ventania System): Geochemistry and U–Pb geochronology of igneous rocks with African lineage in central-eastern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102391>
- ◆ Basei, M. A. S., Sánchez Bettucci, L., Peel, E., & Preciozzi, F. (2016). LA ICP MS U–Pb zircon ages from basement and metamorphic cover of Piedra Alta Terrane, Río de la Plata Craton, Uruguay. *Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo.
- ◆ Bonhomme, M. G., & Cingolani, C. A. (1980). Mineralogía y geocronología Rb–Sr y K–Ar de las fracciones finales de la Formación La Tinta, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 519–538.
- ◆ Bonjour, H. (2016). Geología de la Formación Cerros de San Juan (Departamento de Colonia, Uruguay). *Tesis Final de Licenciatura (inédita)*. Universidad de la República.
- ◆ Bossi, J. (1966). Geología del Uruguay. *Departamento Publicaciones Universidad de la República*, Montevideo.

- ◆ Bossi, J., & Campal, N. (1993). Predevoniano de Uruguay. Parte 1: Terreno Piedra Alta. *DINAMIGE, Montevideo*, pp. 1-50.
- ◆ Bossi, J., & Cingolani, C. A. (2009). Extension and General Evolution of the Río de la Plata Craton. En: *Developments in Precambrian Geology* (Vol. 16, Issue C). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01604-1](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01604-1)
- ◆ Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000, versión digital 2.0. *Facultad de Agronomía, Montevideo*.
- ◆ Bossi, J., & Gaucher, C. (2014). Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico. *Universidad de la República, Montevideo*, pp. 1-450.
- ◆ Bossi, J., & Navarro, R. (1982). Los granitos negros del Eocambriano del Uruguay; *V Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 23-35. Buenos Aires, Argentina.
- ◆ Bossi, J., & Navarro, R. (1991). Geología del Uruguay. Vol. 1. *Universidad de la República, Montevideo*, pp. 1-453.
- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, D. (2004). Complejo Ojosmín: un resto de ofiolita transamazónica?. *IV Congreso Uruguayo de Geología*, 1-11, Montevideo.
- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, D. (2014). Terreno Piedra Alta. En: *Geología del Uruguay. Tomo 1: Predevónico*. Universidad de la República, pp. 45-86, Montevideo.
- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, D. (1996). Cabalgadura de 1900 Ma En: *Correlación Piedra Alta-Tandilia. Terreno Piedra Alta*. CONICET(Argentina)-CSIC (Uruguay); Facultad de Agronomía, pp. 58-60, Montevideo.
- ◆ Bossi, J., & Schipilov, A. (2007). Rocas ígneas básicas del Uruguay. *Facultad de Agronomía, Montevideo*, pp. 1-364.
- ◆ Bossi, J., Ferrando L.A., Fernández, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J. Carballo, E., Medina, E., Ford, I., & Montaña, J. (1975). Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:1.000.000. Editada por los autores. Montevideo, Uruguay.
- ◆ Bossi, J., Fernández, A., & Elizalde, G. (1965). Predevoniano en el Uruguay. *Boletín Facultad de Agronomía N° 78*. Montevideo, Uruguay.
- ◆ Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., & Sprechmann, P. (1998). Carta geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. *Geoeditores*, Montevideo.
- ◆ Bossi, J., Piñeyro, D., & Cingolani, C. A. (2005). El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. *Actas XVI Congreso Geológico Argentino 1*, 173-80.
- ◆ Bianchi, F. D., Martínez, J. C., Angeletti, M., Frisciale, M. C., Massonne, H. J., & Dristas, J. A. (2020). Paleoproterozoic P-T-d-t evolution of a gneiss with quartz-sillimanite nodules from the Azul ranges, Río de la Plata craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 98: 102453. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102453>
- ◆ Caorsi, J., & Goñi, J. (1958). Geología Uruguaya. *Boletín Instituto Geológico de Uruguay N°37*. Montevideo, Uruguay.
- ◆ Chemale Jr., F., Scheepers, R., Gresse, P. G. & Van Schmus, W. R., (2011). Geochronology and sources of late Neoproterozoic to Cambrian granites of the Saldania Belt. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 431-444.
- ◆ Chernicoff, C. J., Pereyra, F., Santos, J. O. S., & Zappettini, E. O. (2015). Primeras edades U-Pb SHRIMP del Cratón del Río de La Plata en el subsuelo del área metropolitana de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(4): 575-577.
- ◆ Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., & Peroni, J. (2014). The Rhyacian El Cortijo suture zone: Aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Río de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.04.004>

- ◆ Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., Santos, J. O. S., Pesce, A., & McNaughton, N. J. (2016). Zircon and Titanite U-Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Río de la Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, 58(5), 643–652. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1110503>
- ◆ Christiansen, R. O., Ballivián Justiniano, C. A., Oriolo, S., Gianni, G. M., García, H. P. A., Martínez, M. P., & Kostadinoff, J. (2021). Crustal architecture and tectonic evolution of the southernmost Río de la Plata Craton and its Neoproterozoic–Paleozoic sedimentary cover: Insights from 3D litho-constrained stochastic inversion models. *Precambrian Research*, 362, 106307. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106307>
- ◆ Cingolani, C. A. (2011). The Tandilia system of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 221–242. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0611-5>
- ◆ Cingolani, C.A., & Bonhomme, M.G. (1982). Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic Sedimentary Rocks, Argentina. *Precambrian Research*, 18, 119-132. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(82\)90040-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(82)90040-7)
- ◆ Cingolani, C.A., & Bonhomme, M.G. (1988). Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), Provincia de Buenos Aires. *Segundas jornadas geológicas bonaerenses*, pp., 283-289. Bahía Blanca.
- ◆ Cingolani, C. A., Basei, M. A. S., & Uriz, N. J. (2010). U-Pb (ID-TIMS) zircon ages on pyroclastic events from Balcarce Formation, Tandilia System, Argentina: unreworked or reworked origin. En: *VII South American Symposium on Isotope Geology*, pp., 166-169, Brasilia.
- ◆ Cingolani, C. A., Basei, M. A. S., Bossi, J., Piñeyro, D., & Uriz, N. J. (2012). U–Pb (LA-ICP-MS) zircon age of the La Paz Granite (Pando Belt, Uruguay): an upper Neoproterozoic magmatic event in the Río de la Plata Craton. En: *VIII Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, 5–7, Colombia.
- ◆ Cingolani, C.A., Bossi, J., Varela, R., Maldonado, S., Piñeyro, D., & Schipilov, A. (2000). Piedra Alta Terrane of Uruguay: Rb-Sr geochronological data of two new Paleoproterozoic (Transamazonian) granitoids. *XXXI International Geological Congress*, Río de Janeiro (CD-ROM).
- ◆ Cingolani, C.A., Bossi, J., Varela, R., & Navarro, R. (1990). Nuevos datos geológicos y geocronológicos del Macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. *Actas I Congreso Uruguayo de Geología*, 1, 101-105, Montevideo.
- ◆ Cingolani, C.A., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., & McNaughton, N. J. (2002). U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia belt, Río de la Plata Craton, Argentina. *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, 1, 149-154, El Calafate.
- ◆ Cingolani, C. A., Varela, R., Aceñolaza, F.G. (1985). Caracteres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (Partido de Necochea), Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 891–908.
- ◆ Dalla Salda, L. H. (1981a). El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 29–43.
- ◆ Dalla Salda, L. H. (1981b). Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2, 204–207.
- ◆ Dalla Salda, L. H. (1975). Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García. Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Tesis Doctoral (inérita)*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.
- ◆ Dalla Salda, L., & Iñiguez Rodríguez, A.M. (1979). La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Actas I:539-550.
- ◆ Dalla Salda, L. H., Spalletti, L. A., Poiré, D. G., de Barrio, R., Echeveste, H., & Benialgo, A. (2006). Tandilia. En: *Temas de Geología Argentina 1. Serie Correlación Geológica*, San Miguel de Tucumán, 21, 17–46.

- ◆ Delpino, S. (2000). Evolución metamórfica del sector nororiental del basamento de Tandilia, Argentina: Metamorfismo en Facies Granulita y anatexis cortical. *Tesis doctoral (inédita)*. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca.
- ◆ Delpino, S. H., & Dristas, J. A. (2008). Dolomitic marbles and associated calc-silicates, Tandilia belt, Argentina: Geothermobarometry, metamorphic evolution, and P-T path. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(4), 501–525. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.06.001>
- ◆ Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Lince Klinger, F. G., & Chaves, C. A. M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291, 162–177. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- ◆ Dristas, J. A., Martínez, J. C., Massonne, H. J., & Pimentel, M. M. (2013). Mineralogical and geochemical characterization of a rare ultramafic lamprophyre in the Tandilia belt basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 46–61. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.01.002>
- ◆ Dristas, J. A., Martínez, J. C., van den Kerkhof, A. M., Massonne, H. J., Theye, T., Frisciale, M. C., & Gregori, D. A. (2017). Hydrothermal karst and associated breccias in Neoproterozoic limestone from the Barker-Villa Cacique area (Tandilia belt), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 182–197. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.002>
- ◆ Favetto, A., Rocha, V., Pomposiello, C., García, R., & Barcelona, H. (2015). A new limit for the NW Río de la Plata craton border at about 24°S (Argentina) detected by magnetotellurics. *Geologica Acta*, 13(3), 243–254. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.3.6>
- ◆ Fernández, R. R., & Echeveste, H. J. (1995). Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1*: 329-337, Buenos Aires.
- ◆ Fernández, A. N., & Preciozzi, F. (1974). La Formación Arroyo Grande y los granitoides asociados. En: *Anales. XXVIII Congreso Brasileiro de Geología*, pp. 212–226.
- ◆ Ferrando, L. A. (1996). Cinturón Arroyo Grande. En: *Terreno piedra Alta. Correlación Piedra Alta-Tandilia*, Facultad de Agronomía, pp. 10-17, Montevideo.
- ◆ Frisciale, M., Dimieri, L. & Dristas, J. (1999). Megacizalla en Boca de la Sierra, Tandilia: Convergencia normal?. *XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1*: 168-171, Salta.
- ◆ Gaucher, C., Finney, S. C., Poiré, D. G., Valencia, V. A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., & Peral, L. G. (2008). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: Insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 167(1–2), 150–170. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.006>
- ◆ Ghidella, M., Chernicoff, C.J., Paterlini, C.M., (2001). Mapa de Anomalías Magnéticas del Margen Continental Argentino, al Norte de los 48° Sur. <https://repositorio.segemar.gov.ar>
- ◆ Gómez Peral, L. E., Poiré, D. G., Strauss, H., & Zimmermann, U. (2007). Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology*, 237(1–2), 109–128. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.022>
- ◆ González, M. A., & Ravizza G. (1987). Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la Isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 231–243.
- ◆ Gregori, D. A., López, V. L., & Grecco, L. E. (2005). A Late Proterozoic–Early Paleozoic Magmatic Cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 155–171.

- ◆ Halls, H. C., Campal, N., Davis, D. W., & Bossi, J. (2001). Magnetic studies and U-Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: Paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 349-361. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00031-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00031-1)
- ◆ Halpern, M., Umpierre Urquhart, M., & Linares, E., 1970. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America, as relate to Gondwana and Andean geologic provinces. *IV Upper Mantle Symposium, Petrología y Volcanismo*, 345-356, Buenos Aires.
- ◆ Hart, S. R. (1966). Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. En: *Geological Society of America. Annual Meeting*, 86. San Francisco, EEUU.
- ◆ Hart, S. R., Krogh, T. E., Davis, G. L., Aldrich, L. T., & Minizaga, R. (1965). A geochronological approach to the continental drift hypothesis. *Carnegie Institute Washington Yearbook* 65, 57-59.
- ◆ Hartmann, L.A., Bossi, J., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., & Piñeyro, D. (2008) Geocronología SHRIMP U-Pb en circones del Gabro Rospide del Cinturón Paleoproterozoico San José, Terreno Piedra Alta, Uruguay: una prueba geocronológica de magmas coetáneos. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 15: 40-53.
- ◆ Hartmann, L. A., Campal, N., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Bossi, J., Schipilov, A., & Lafon, J. M. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay - SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), 557-570. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00055-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00055-4)
- ◆ Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Cingolani, C. A., & McNaughton, N. J. (2002). Two Paleoproterozoic Orogenies in the Evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review* 44(6): 528-543. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.6.528>
- ◆ Hartmann, L. A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J. A. D., & McNaughton, N. J. (2000). Zircon U-Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1-2), 105-113. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00018-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00018-3)
- ◆ Hernández, M., Arrouy, M. J., Scivetti, N., Franzese, J. R., Canalicchio, J. M., & Poiré, D. G. (2017). Tectonic evolution of the Neoproterozoic Tandilia sedimentary cover, Argentina: New evidence of contraction and extensional events in the southwest Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 230-238. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.011>
- ◆ Heusser, J., & Claraz, G., 1863. La cordillera entre Cabo Corrientes y Tapalqué. *Ensayo de un conocimiento geognóstico-físico de la provincia de Buenos Aires I*. Buenos Aires.
- ◆ Iacumin, M., Piccirillo, E. M., Girardi, V. A. V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R., Pinese, J. P. P., & Ribot, A. (2001). Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42(11), 2109-2143. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2109>
- ◆ Jones, G. H. (1956). Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. *Instituto Geológico del Uruguay, Boletín*, 34: 1-193. Montevideo, Uruguay.
- ◆ Lajoinie, M. F. (2015). Geología y geoquímica del skarn San Miguel, Sistema de Tandilia, provincia de Buenos Aires. *Tesis Doctoral (inédita)*. Universidad Nacional de La Plata, 300p., La Plata.
- ◆ Lajoinie, M. F., Etcheverry, R. O., Lanfranchini, M. E., & Cábana, M. C. (2014). Geología, geoquímica y génesis de diques proterozoicos del área de San Miguel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(3), 404-415.
- ◆ Lajoinie, M. F., Lanfranchini, M. E., Cingolani, C. A., Salvioli, M. A., De la Cal, H. & Etcheverry, R. O. (2021). Geochemical characterization of the El Cortijo Formation metacherts: new evidence of an oceanic rock sequence in the Palaeoproterozoic basement of the Tandilia Belt, Argentina, Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 111: 103448. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103448>

- ◆ Lajoinie, M. F., Lanfranchini, M. E., Recio, C., Sial, A. N., Cingolani, C. A., Ballivián Justiniano, C. A., & Etcheverry, R. O. (2019). The Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event recorded in the marble of the Tandilia System basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Precambrian Research*, 326, 447–461. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.03.012>
- ◆ Ledesma, J. (2001). Cerro San Carlos gabbro: a rock related to a gold-bearing quartz vein, Río de la Plata Craton, Uruguay. *XXXI International geological congress, abstracts volume*, Río de Janeiro (CD-ROM).
- ◆ Liégeois, J. P., Abdelsalam, M. G., Ennih, N., & Ouaba, A. (2013). Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*, 23(1), 220–237. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.016>
- ◆ Linares, E., & González, R.R. (1990). Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957–1987. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, Publicaciones Especiales, serie B, No. 19, 630 pp.
- ◆ Linares, E., & Latorre, J. (1969). Datación por el método de K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. *Informe inédito. Comisión Nacional de Energía Atómica*. Buenos Aires.
- ◆ Maheshwari, A., Sial, A. N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, & V. P. Romano, A. W. (2010). Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: A review of occurrences in Brazil and Uruguay. *Precambrian Research*, 182(4), 274-299. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.06.017>
- ◆ Marchese, H., & Di Paola, E. (1975). Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 44-52.
- ◆ Martínez, J. C., Dristas, J., Massonne, H.-J., & Theye, T. (2010) A hydrothermal clay mineral assemblage at the Late-Proterozoic unconformity Buenos Aires Complex-La Tinta Formation: Barker area, Tandilia Ranges (Argentina). *Clay Minerals*, 45: 209–224. <http://dx.doi.org/10.1180/claymin.2010.045.2.209>
- ◆ Martínez, J. C., Dristas, J. A., Van Den Kerkhof, A. M., Wemmer, K., Massonne, H.-J., Theye, T. & Frisicale, M.C. (2013). Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(3), 410-426.
- ◆ Martínez, J. C., Masquelin, H., Massonne, H.-J., & Dristas, J. A. (2019). Geotermobarometría de un micaesquisto con granate-sillimanita de Punta Sayago (Formación Montevideo), Cratón del Río de la Plata, Uruguay. *IX Congreso Uruguayo de Geología. Geología del Precámbrico*, p. 53.
- ◆ Martínez, J. C., Massonne, H. -J., Dristas, J. A., Opitz, J., & Angeletti, M. (2020). Paleoproterozoic metamorphosed calc-alkaline dikes of the southwestern Río de la Plata craton, Tandilia belt of Argentina, record a prograde high-pressure, medium-temperature evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 101(December 2019). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102595>
- ◆ Martínez, J. C., Massonne, H. -J., Frisicale, M. C., & Dristas, J. A. (2017). Trans-Amazonian U-Th-Pb monazite ages and P-T-d exhumation paths of garnet-bearing leucogranite and migmatitic country rock of the southeastern Tandilia belt, Río de la Plata Craton in Argentina. *Lithos*, 274–275, 328–348. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.007>
- ◆ Massonne, H. -J., Dristas, J. A., & Martínez, J. C. (2012). Metamorphic evolution of the Río de la Plata Craton in the Cinco Cerros area, Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 38, 57–70. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.05.005>
- ◆ Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Piccirillo, E. M., Girardi, V. A. V., Civetta, L., & Petrini, R. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, 74(3), 177–194. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00014-V](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00014-V)
- ◆ Melezhik, V. A., & Fallick, A. E. (2010). On the Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event: The evidence from the Kalix Greenstone Belt, Sweden. *Precambrian Research*, 179(1–4), 165–190. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.03.002>

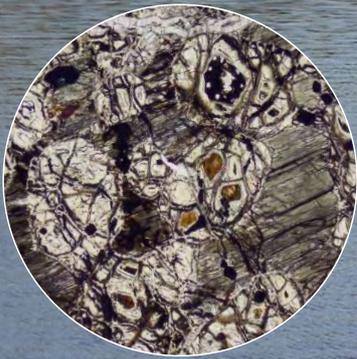
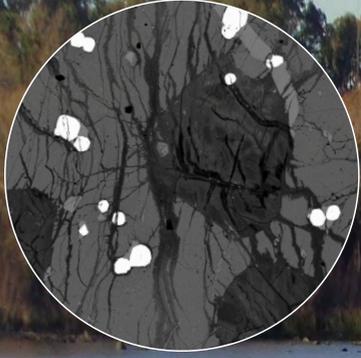
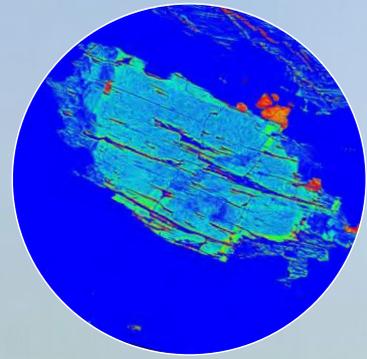
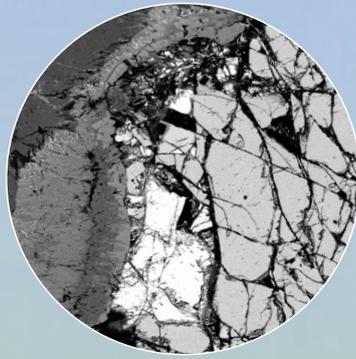
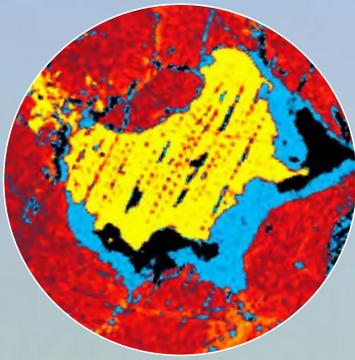
- ◆ Mutti, D., Bossi, J., Di Marco, A., & Piñeyro, D. (1996). The Archean vulcanosedimentary San José Belt (Uruguay). *Symposium Archaen Terranes of American Platform*, Brasilia, pp. 26-27.
- ◆ Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A. S., Wemmer, K. & Siegesmund, S. (2016). The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>
- ◆ Oyhantçabal, P., Derréibus, M. T., Muzio, R., & Nardi, L. V. S. (1998). The Soca intrusion: a rapakivi granite of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 169–178. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00008-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00008-X)
- ◆ Oyhantçabal, P., Medina, E., & Spoturno, J. (1990). Geología y petrología del stock de gabro del Arroyo Mahoma. *Actas I Congreso Uruguayo de Geología*, 1, pp. 115-121, Montevideo.
- ◆ Oyhantçabal, P., Cingolani, C.A., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay. En: *Geology of Southwest Gondwana*. Springer International Publishing, 89–105. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_4)
- ◆ Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 201–220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- ◆ Oyhantçabal P., Wemmer, K., Siegesmund, S., & Spoturno, J. (2006). K–Ar geochronology of the Mosquitos Shear Zone (Piedra Alta Terrane–Río de la Plata Craton–Uruguay). En: *V South American Symposium on Isotope Geology*, short papers, Punta del Este, 149.
- ◆ Pamoukaghlián, K. (2012). Sedimentología y estratigrafía de la Formación Piedras de Afilas, Terreno Tandilia, Uruguay. *Tesis Doctoral*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, p. 284.
- ◆ Pamoukaghlián, K., Poiré, D. G., & Gaucher, C. (2014). Formación Piedras de Afilas. En: *Geología del Uruguay*, Tomo 1. Predevónico. Ed. Polo, Montevideo, pp. 121–138.
- ◆ Pamoukaghlián, K., Gaucher, C., Frei, R., Poiré, D. G., Chemale, F., Frei, D., & Will, T. M. (2017). U–Pb age constraints for the La Tuna Granite and Montevideo Formation (Paleoproterozoic, Uruguay): Unravelling the structure of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 443–458. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.004>
- ◆ Pángaro, F. & Ramos, V. A. (2012). Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37(1), 162–183. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010>
- ◆ Pankhurst, R. J., Ramos, A., & Linares, E. (2003). Antiquity of the Río de la Plata Craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 5–13. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00015-4)
- ◆ Pascale, A., & Oyhantçabal, P. (2016). Geoquímica de las anfibolitas de Formación Montevideo y los ortogneises asociados. *Actas VIII Congreso Uruguayo de Geología*, Montevideo.
- ◆ Peel, E., & Preciozzi, F. (2006). Geochronology synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. *V South American Symposium on Isotope Geology*, Short Papers, pp. 155–158, Punta del Este.
- ◆ Peri, V. G., Pomposiello, M. C., Favetto, A., Barcelona, H. & Rossello, E. A. (2013). Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de La Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): The extension of the Transbrasiliano Lineament. *Tectonophysics*, 608, 685–699. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.012>

- ◆ Pecoits, E., Gingras, M., Aubet, N. R., & Konhauser, K. (2008). Ediacaran in Uruguay: palaeoclimatic and palaeobiological implications. *Sedimentology*, 55(3): 689–719. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00918.x>
- ◆ Pecoits, E., Aubet, N. R., Heaman, L. M., Philippot, P., Rosière, C. A., Veroslavsky, G., & Konhauser, K. O. (2016). U-Pb detrital zircon ages from some Neoproterozoic successions of Uruguay: Provenance, stratigraphy and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 71: 108–130. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.003>
- ◆ Piñeyro, D., & Bossi, J. (1998). Complejo gabro-granito postorogénico Guaycurú, Uruguay. *IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia*, Universidad Nacional del Sur, pp. 301–307, Bahía Blanca.
- ◆ Poiré, D.G. (1993). Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. En: *Proc 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas*, 2: 1–11, Mendoza.
- ◆ Poiré, D.G., & Gaucher, C. (2009). Lithostratigraphy. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Río de la Plata Palaeocontinent. En: *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, Elsevier*, 16, 4.2, 87–101. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(09\)01605-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(09)01605-3)
- ◆ Poiré, D. G., & Spalletti, L. A. (2005). La cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino, Relatorio 4*, pp. 51–68 La Plata.
- ◆ Preciozzi, F. (1993). Petrography and geochemistry of five granitic plutons from South-Central Uruguay: Contribution to the knowledge of the Piedra Alta Terrane. *Tesis Doctoral*, University Quebec á Montreal, Canadá.
- ◆ Preciozzi, F., Basei, M.A., & Masquelin, H. (1999). New geochronological data from the Piedra Alta Terrane (Río de la Plata Craton). *II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*: 341–344, Villa Carlos Paz, Argentina.
- ◆ Preciozzi, F., & Bourne, J. H. (1992). Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early proterozoic tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 169–181. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90006-K)
- ◆ Preciozzi, F., Pena, S., Masquelin, H., Pías, J., & Tabó, F. (1991). Carta geológica del Uruguay escala 1:100.000. Hoja G-29 Piriápolis. *DINAMIGE, Facultad de Agronomía, Facultad de Humanidades y Ciencias*, Montevideo.
- ◆ Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., & Rossi, P. (1985). Carta Geológica del Uruguay a escala 1/500.000. *DINAMIGE*, Montevideo.
- ◆ Quartino, B., & Villar Fabre, J. (1967). Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22, 223–251.
- ◆ Ramos, V. A. (1999). Evolución tectónica del territorio argentino. En: *Geología Argentina, Anales SEGEMAR* 29(24): 715–784. Buenos Aires.
- ◆ Rapalini, A. E., Sánchez Bettucci, L., Badgen, E., & Vásquez, C. A. (2015). Paleomagnetic study on mid-Paleoproterozoic rocks from the Río de la Plata craton: Implications for Atlantica. *Gondwana Research*, 27(4), 1534–1549. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.01.012>
- ◆ Rapalini, A. E., Singer, S., Ré, G. H., Vilas, J. F., & Oviedo, E. S. (1998). Relevamiento magnetométrico de la Isla Martín García. *II Congreso Geológico Uruguayo Geología Aplicada*: 407–412. Buenos Aires.
- ◆ Rapela, C. W., Dalla Salda, L. H., & Cingolani, C. A. (1974). Un filón básico ordovícico en la Formación La Tinta, Sierra de los Barrientos Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina* 29(3): 319–331.
- ◆ Rapela, C. W., & Baldo, E. G. 2014. El Cratón del Río de la Plata en la provincia de Córdoba. *Geología y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino*, 871–880.

- ◆ Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Río de la Plata Craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4), 673–690. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>
- ◆ Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C., & Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1–2), 49–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- ◆ Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C., & Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1–2), 49–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- ◆ Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., & Grecco, L. E. (2003). Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: New evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 160(4), 613–628. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-112>
- ◆ Ravizza, G. (1982). Geología del Pleistoceno-Holoceno de la Isla Martín García, Río de la Plata Superior. *Trabajo Final de Licenciatura (inédito)*. Universidad de Buenos Aires.
- ◆ Ravizza, G. (1984). Principales aspectos geológicos del Cuaternario de la Isla Martín García. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2): 125–130.
- ◆ Ribot, A. (2000). Azul Shear Zone (ASZ) an example of precambrian stress metamorphism in Tandilia, Argentina. *XXXIX International Geological Congress*, CD Rom Abstracts, Río de Janeiro.
- ◆ Ribot, A. M., Bossi, J., Cingolani, C. A., & Piñeyro, D. (2005). Caracterización petrográfica y cinemática de la faja milonítica Colonia-Arroyo Pavón en el sur del Terreno Piedra Alta, Uruguay: Zona de Cizalla principal en basamento precámbrico? *XVI Congreso Geológico Argentino*, I: 457–464. La Plata.
- ◆ Ribot, A. M., Cingolani, C. A., Piñeyro, D., Bossi, J., Basei, M. & Uriz, N. (2013). Milonitas graníticas de la isla San Gabriel, Uruguay: cinemática de la deformación y geocronología U-Pb. En: I Simposio de Minería y desarrollo del Cono Sur, *VII Congreso Uruguayo de Geología*, pp. 147–153. Montevideo.
- ◆ Romberg, J. (1894). Petrographische untersuchungen argentinischer gesteine. *Ausgefuht im mineralogisch-petrographischen Institute der Universitat, Berlin. N. Jahrbunch f. Min. BB*, IX: 293–393.
- ◆ Rossello, E. A., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., & Rodríguez, P. (2018). Geology of the Río de la Plata and the surrounding areas of Argentina and Uruguay related to the evolution of the Atlantic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 147–164. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.010>
- ◆ Russo, A., Ferello, R. & Chebli, G. (1979). Llanura Chaco-Pampeana. En Turner, J.C.M. (ed.): II Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1*: 139–184.
- ◆ Santos, J. O. S., Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., McNaughton, N. J., & Greau, Y. (2017a). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>
- ◆ Santos, J. O. S., Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., McNaughton, N. J., & Hartmann, L. A. (2017b). Large geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America, and its metacratonic eastern margin. *International Geology Review*, 61(1), 56–85. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1405747>
- ◆ Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., & McNaughton, N. J. (2003). Duration of the trans-amazonian cycle and its correlation within South America based on U-Pb shrimp geochronology of the la plata craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45(1), 27–48. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.1.27>

- ◆ Segal, S., & Crosta S. (2010). Nuevos aportes al conocimiento de las metaultrabasitas de la Isla Martín García, Argentina. *X Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Universidad Nacional de Río Cuarto, 331-334.
- ◆ Seilacher, A., Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (2005). Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral diversification, ecological turnover and environmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227(4), 323–356. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.003>
- ◆ Stelzner, A. (1923). Contribución a la geología de la República Argentina en la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° sur. *Actas Academia Nacional de Ciencias, VIII (1 y 2)*, 1-228, Córdoba.
- ◆ Teixeira, W., D’Agrella-Filho, M. S., Hamilton, M. A., Ernst, R. E., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., & Bettencourt, J. S. (2013). U-Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent. *Lithos*, 174, 157–174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.006>
- ◆ Teixeira, W., Pinese, J. P. P., Iacumin, M., Girardi, V. A. V., Piccirillo, E. M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P. R., & Heaman, L. M. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr 40Ar/39Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119(1–4), 329–353. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00128-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00128-6)
- ◆ Teixeira, W., R. Renne, P., Bossi, J., Campal, N., & D’Agrella Filho, M. S. (1999). 40Ar-39Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, 93(2–3), 153–180. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00087-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00087-4)
- ◆ Teruggi, M. E., & Kilmurray J. O. (1980). Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, II*: 919-956, Córdoba.
- ◆ Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A., & Ramos, V.A. (1988). Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 366-374.
- ◆ Tohver, E., Cawood, P. A., Rossello, E. A., & Jourdan, F. (2012). Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Río de la Plata Craton, Argentina. *Gondwana Research*, 21(2–3), 394–405. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.04.001>
- ◆ Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Rb-Sr del sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 133-155.
- ◆ Van Staden, A., Zimmermann, U., Chemale Jr., F., Gutzmer, J., & Germs, G. J. B. (2010). Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrital zircon dating. *Journal of the Geological Society, London* 167, 217–220. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492009-023>
- ◆ Varela, R., Cingolani, C. A., & Dalla Salda, L. H. (1988). Geocronología Rb-Sr en granitoides del basamento de Tandil, provincia de Buenos Aires, Argentina. En: *II Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 291–305. Bahía Blanca.
- ◆ Walther, K. (1919). Líneas fundamentales de la estructura geológica de la República Oriental del Uruguay. *Revista del Instituto Nacional de Agronomía, serie II (3)*. Montevideo, Uruguay.
- ◆ Walther, K. (1948). El basamento cristalino de Montevideo. Relaciones con yacimientos análogos del Uruguay y de países vecinos. *Instituto Geológico del Uruguay, Boletín* 33:1-138.
- ◆ Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- ◆ Umpierre, M., & Halpern, M. (1971). Edades Rb-Sr del sur de la República Oriental del Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26, 133-155.

- ◆ Zimmermann, U., & Spalletti, L.A. (2009). Provenance of the lower Paleozoic Balcarce formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology*, 219, 7–23. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.02.002>



CAPÍTULO 3:  
LAS UNIDADES LITOLÓGICAS DEL  
COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

### 3.1 CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA, PETROGRAFÍA Y MAPEO

#### 3.1.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo, se presenta una caracterización meso y microscópica de las unidades reconocidas dentro del basamento definido como Complejo Martín García por Dalla Salda (1981) y la relación entre ellas. En la **Figura 3.1.1** se observan los puntos de muestreo de las unidades que se reconocieron en la Isla Martín García y en el **Anexo 3.1.1**, el listado de las muestras correspondientes. Se incluyeron 10 muestras tomadas por Cingolani & Uriz (2014, com. pers.) y 8 muestras analizadas por Santos *et al.* (2017) las cuales se exhiben en el **Anexo 3.1.2**.



**Figura 3.1.1.**  
Imagen satelital de la Isla Martín García con la ubicación de los puntos de muestreo de las unidades reconocidas en el Complejo Martín García.

### 3.1.2 UNIDAD ULTRABÁSICA

#### 3.1.2.1 Peridotitas

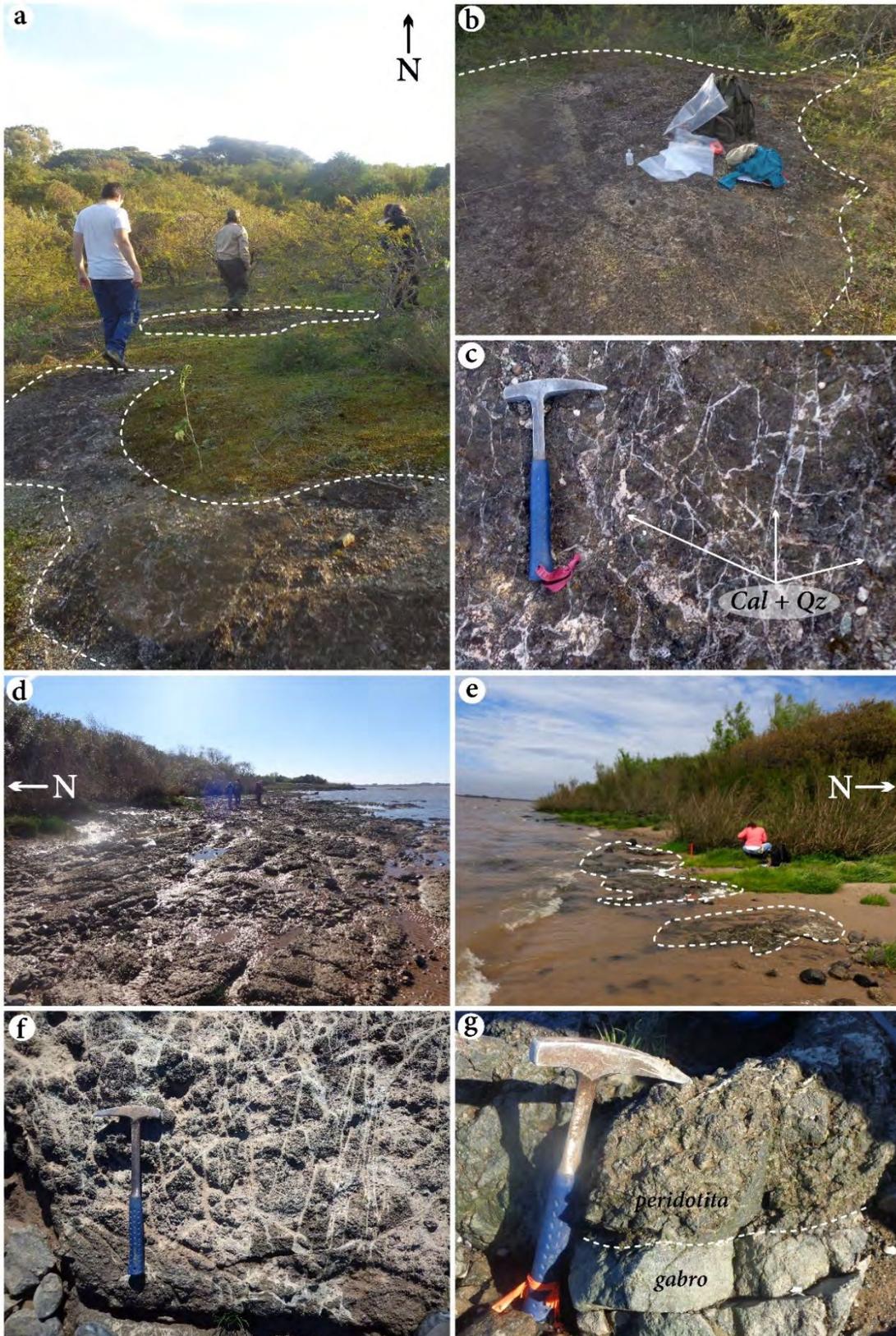
Las **peridotitas** aflorantes en la IMG fueron descritas por Dalla Salda (1981) y, más tarde, por Segal & Crosta (2010) tal como fue mencionado en el Capítulo 2 (ver Capítulo 2, Apartado 2.4.2), como metaultrabasitas, posiblemente por su alto **grado de serpentinización**, siendo de gran dificultad establecer su mineralogía primaria. La mayor cantidad de afloramientos se circunscribe al sector centro-este cercano al aeródromo de la IMG (Figura 3.1.2a-c) y a la costa suroriental (Figura 3.1.2d-g). Aunque resulta difícil de apreciar contactos con litologías circundantes, se pudo observar el contacto neto entre la peridotita y el gabro en el área de la costa (Figura 3.1.2g). Morfológicamente, se exponen a modo de bochones redondeados sin expresión topográfica, poseen una coloración gris verdosa oscura de grano medio con un fracturamiento tipo brechiforme donde se formaron vetillas. Estas últimas tienen una coloración castaña y están principalmente constituidas por calcita y escaso cuarzo. Posiblemente, estas vetillas aprovecharon fracturas de un evento de deformación frágil posterior a la serpentinización. Aquí se utilizará el termino peridotita para incluir a todas las rocas plutónicas que se componen principalmente de olivino y, en menor proporción, de contenidos variables de ortopiroxeno, clinopiroxeno y/o plagioclasa (según los términos de Le Maitre *et al.* 2002), preservados en mayor o menor medida según el grado de serpentinización que afectó a la unidad (Figura 3.1.2).

Los afloramientos con **serpentinización avanzada** a casi completa se identificaron tanto en la zona del aeródromo, al oeste de la pista de aterrizaje, como en la costa sur. En estos casos, las rocas están atravesadas por vetillas de calcita+cuarzo (Figura 3.1.2). Los afloramientos de la costa sur son mucho más extensos que los de la zona del aeródromo, y en algunos de ellos la serpentinización es de menor grado. En ambas zonas, olivinos y piroxenos son los minerales primarios predominantes.

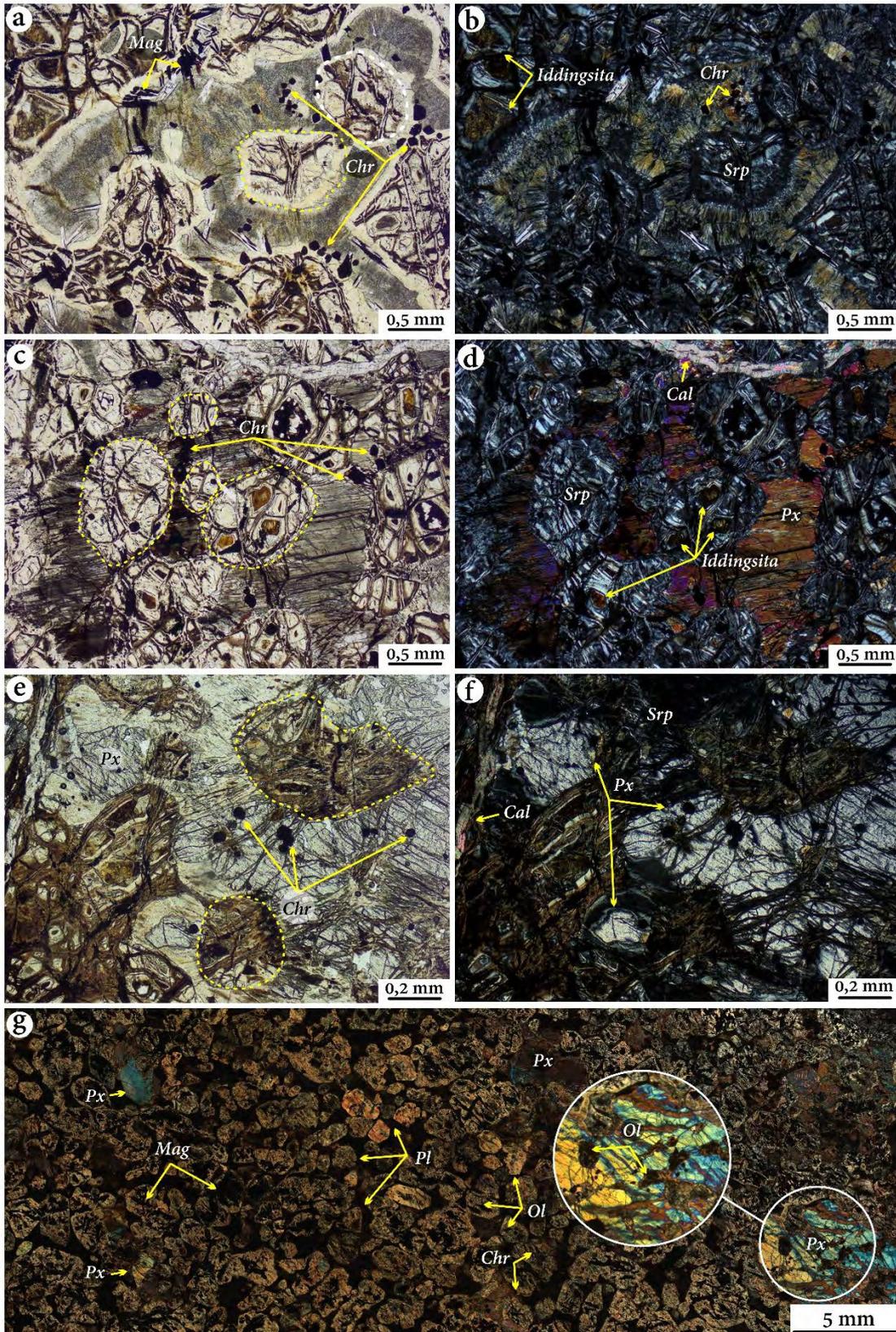
A escala microscópica, las peridotitas con serpentinización avanzada o intensa, presentan unos pocos cristales relícticos de **piroxenos** englobando cristales de **olivino**, completa o parcialmente reemplazados por serpentinas con tamaños de hasta 1,5 mm en lo que pudo haber sido una textura poiquilítica (Figura 3.1.3). Estos cristales de olivino poseen fracturas que se encuentran ocupadas por óxidos de Fe de coloraciones castañas. En espacios intergranulares, se identificaron **plagioclasas**

reemplazadas casi totalmente por argilominerales. La serpentinización genera textura en enrejado (*mesh texture*) aprovechando las fracturas características de los olivinos y textura bastítica (*bastitic texture*; variedad de serpentina bastita) según planos de clivaje de los piroxenos. Asimismo, se observaron cristales de minerales opacos anhedrales y alargados, de hasta 0,1 mm de longitud, posiblemente asociados a los procesos de serpentinización (Figura 3.1.3). Los olivinos muestran, además, vestigios de iddingsita, un conjunto de minerales de alteración propio de los olivinos, que se caracteriza por una coloración anaranjada. Se identificaron cristales de coloración castaña oscura euhedrales a subhedrales con tamaños de hasta 0,25 mm identificados como **cromitas** (Figura 3.1.3). Las vetillas se distribuyen en forma entrecruzada, cortando las texturas mencionadas anteriormente, de límites netos. Están constituidas por calcita recristalizada y cuarzo, poseen grano fino a medio y textura en peine con hasta 1 cm de espesor.

A escala microscópica, las peridotitas con moderada serpentinización exhiben texturas adcumulares (>85% de cristales). Los **olivinos** son euhedrales a subhedrales de hasta 1 mm. Los **piroxenos** se presentan en cristales subhedrales con tamaños entre 0,5 y 5 mm, con texturas poiquilítica definida por innumerables inclusiones de minerales opacos y olivinos. Las **inclusiones de olivinos** son subhedrales y de ~0,6 mm. Los minerales opacos, tanto como inclusiones en olivinos y piroxenos, presentan morfologías euhedrales a subhedrales con tamaños entre 0,05 y 0,2 mm (Figura 3.1.3). Otros minerales opacos de morfologías alargadas fueron identificados en contacto con las serpentinas. Estos fueron definidos a través de EDS, como cromitas y magnetitas. Como mineral intersticial, se reconoció **plagioclasa** con formas subhedral a anhedral, reemplazada parcial a totalmente por argilominerales (Figura 3.1.3). Además, con Espectroscopía Raman se identificó la presencia de **crisotilo** y **lizardita** como reemplazo de los olivinos y piroxenos, y **calcita** en vetillas (Figura 3.1.4).

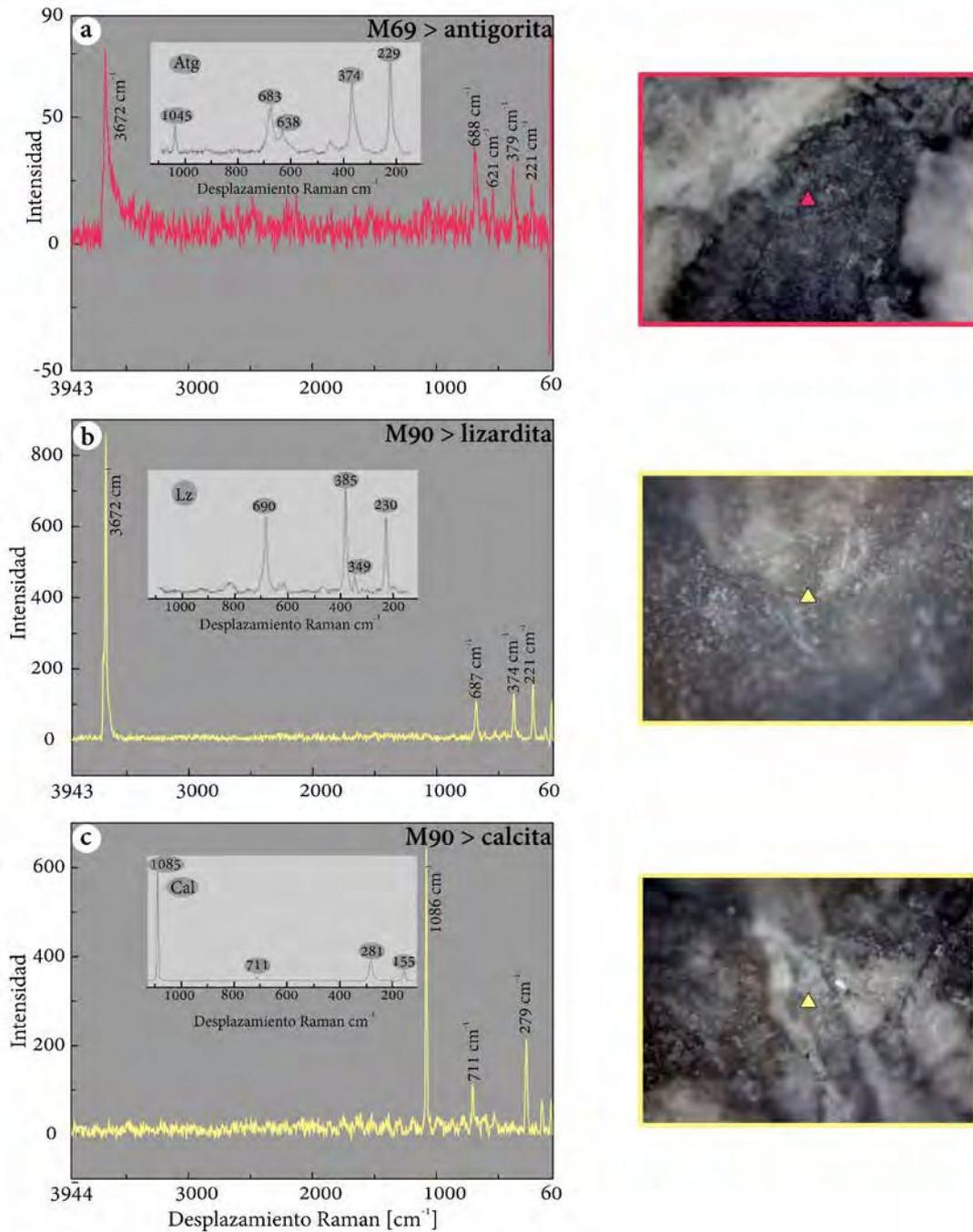


**Figura 3.1.2.** Sector centro-este de la IMG, próximo al Aeródromo. Aeródromo de la IMG: a-b) Vista general del afloramiento de peridotita serpentinizada (personas y objetos como escalas). c) Vista en detalle del afloramiento donde se observa el intenso vetilleo calcita+cuarzo (martillo de escala). Sector de la costa suroriental de la IMG: d-e) Vista general del afloramiento de peridotita serpentinizada (personas como escala). f) Vista en detalle del afloramiento (martillo de escala). g) Vista en detalle de peridotita en contacto con el gabro.



Figura

3.1.3. Fotomicrografías de la muestra M90 de peridotita serpentizada en la costa suroriental: a-c-e) nicoles paralelos y b-d-f) con nicoles cruzados. En ellas se observan relictos de la textura poiquilítica primaria (piroxenos englobando cristales de olivino) y textura en enrejado producto de la serpentización analizada. En línea discontinua amarilla se indican sombras de antiguos cristales de olivino. g) Microfotografía de peridotita fresca (Muestra M323) con nicoles cruzados, identificándose la textura cumular primaria y ofítica en detalle.



**Figura 3.1.4.** Espectros Raman de agregados de serpentina y mineralización posterior en la peridotita: a) Muestra M69: medición realizada en matriz serpentinizada que muestra posible mezcla con alguna arcilla y su patrón es comparable con la antigorita. Muestra M90: b) Medición realizada en matriz serpentinizada con un patrón muy similar a la lizardita. c) Medición realizada en vetilla correspondiente a la mineralización comparable con la calcita. Los patrones Raman de serpentinas que se utilizaron a modo de comparación fueron tomados de [Petriglieri et al. \(2015\)](#) y el de calcita, de [Rutt & Nicola \(1974\)](#).

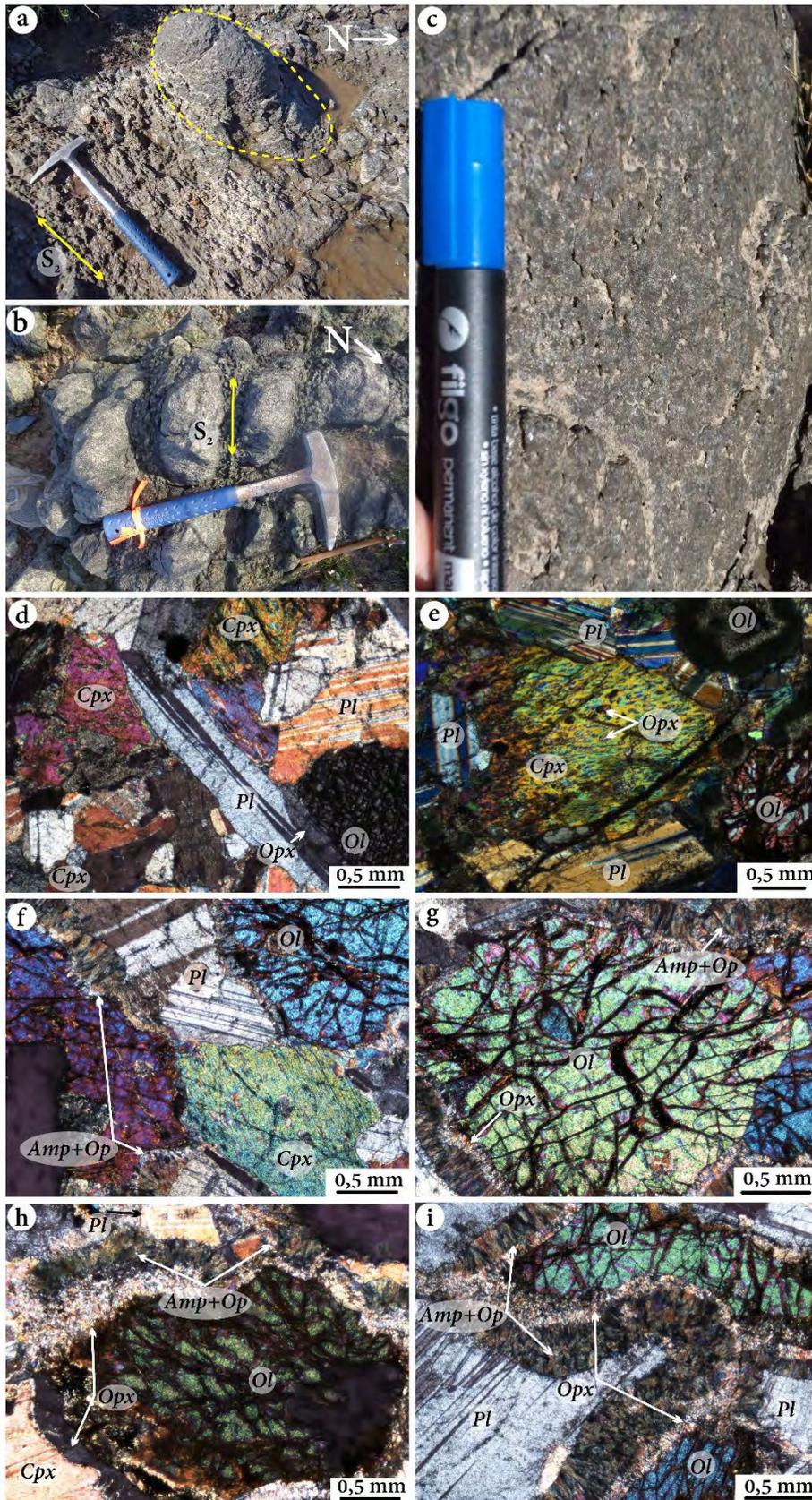
### 3.1.3 UNIDAD BÁSICA

#### 3.1.3.1 Gabros olivínicos

Las rocas que conforman esta unidad se clasificaron como **gabros olivínicos** según los términos de [Le Maitre et al. \(2002\)](#). Inicialmente, estas rocas fueron reconocidas por [Romberg \(1894\)](#) y recientemente datadas por [Santos et al. \(2017\)](#), quienes sugieren la existencia de al menos dos eventos magmáticos básicos mesoproterozoicos ([ver Capítulo 2, Apartado 2.3.3](#)). Durante las investigaciones llevadas a cabo en la presente Tesis Doctoral, se han reconocido pequeños afloramientos de morfologías abochonadas sobresaliendo del terreno en la costa suroriental ([ver Figura 3.1.1, Figura 3.1.5a-c](#)) y en el área cercana al aeródromo ([ver Figura 3.1.1](#)). Además, [Santos et al. \(2017\)](#) menciona afloramientos en el sector suroccidental ([Figura 3.1.1](#)). Estos pequeños cuerpos poseen una coloración verdosa oscura, que varía de tamaño de grano fino a medio ([Figura 3.1.5a](#)) y, aunque no se observa el contacto directo en el campo, se encuentran muy cercana de los afloramientos de peridotitas anteriormente descritas ([ver Apartado 3.1.2](#)). A escala mesoscópica, no muestran aparente deformación, pero se hallan rodeados por anfibolitas con una marcada foliación de orientación noreste-suroeste ([Figura 3.1.5b-c](#)). La ausencia del desarrollo de foliación en estos cuerpos olivínicos, sugiere contrastes reológicos con la anfibolita, la cual mayormente absorbió la deformación ([ver Apartado 3.1.6](#)). Esto podría estar relacionado con variaciones modales de la mineralogía del gabro, con facies más hornbléndicas las cuales favorecen el desarrollo de la foliación.

La asociación mineral primaria de estos gabros está constituida principalmente por olivino, plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los cristales de **olivino** muestran una morfología redondeada a subredondeada, con dimensiones de 0,2 a 3 mm y moderadamente fracturados y reemplazados por agregados de serpentina y/o óxidos de hierro. El **ortopiroxeno** se localiza en forma anular (corona) rodeando al olivino y como mineral intersticial, alcanzando dimensiones de 0,1 mm. La **plagioclasa** es subhedral, con dimensiones de hasta 1,5 mm y frecuente maclado polisintético. El **clinopiroxeno** es subhedral, con lamelas de exsolución de ortopiroxeno, y presente en cristales de hasta 1 mm ([Figura 3.1.5d-e](#)). Además, se reconocieron cristales de minerales opacos, de hasta 0,02 mm como inclusión en el olivino, y **sulfuros** de coloraciones amarillentas con tamaños entre 0,05 a 0,3 mm asociados a piroxenos y anfíboles ([Figura 3.1.5f-i](#)). A través de espectrometría EDS, se reconocieron

minerales de alteración como magnetita, asociados a la pirrotina e iddingsita, y clorita, baritina y óxidos de Fe asociados a los silicatos ferromagnesianos reconocidos. Entre el olivino y la plagioclasa se desarrolla, a menudo, una textura coronítica ([Figura 3.1.5f-i](#)) de tipo quelífitica ([Passchier & Trouw 2005](#)) con un desarrollo de hasta ~0,3 mm de espesor. Las coronas desarrolladas están integradas por una **zona de ortopiroxeno** (en contacto con olivino) con un dominio discontinuo e irregular de **anfíbol (hornblenda)** que alcanza un espesor máximo de 0,08 mm, el cual se continúa con un dominio de ocurrencia similar de **actinolita+clorita** de hasta 0,09 mm de espesor. Le sigue una zona de **anfíbol (pargasita)+espinelo** en un arreglo simplectítico (con espesores de hasta 0,2 mm) en contacto con **plagioclasa** ([Figura 3.1.5f-i](#)). Esta última paragénesis también reemplaza parcialmente al dominio de anfíbol en sectores localizados y minerales del grupo de la **serpentina, iddingsita** y **óxidos de Fe** que se asocian a la alteración de olivino y ortopiroxeno ([ver Capítulo 3, Apartado 3.3](#)). Estas coronas se describen con mayor detalle en el [Apartado 3.3.12](#).



**Figura 3.1.5.** Sector de la costa sur donde aflora el gabro olivínico: a-b) Vista donde se observan los afloramientos bochiformes de gabros olivínicos rodeado por una anfibolita de foliación noreste-suroeste (martillo: 30 cm de largo). c) Vista en detalle del afloramiento (tapa del marcador: 3 cm de largo).

Fotomicrografías del gabro olivínico (M300) con nicoles cruzados: d) Cristales de plagioclasas de diversas morfologías y tamaños, junto a olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. e) Cristal de clinopiroxeno con lamelas de exsolución de ortopiroxeno, en asociación con cristales de olivino y plagioclasa. f) Estructura coronítica olivino + plagioclasa con el desarrollo de ortopiroxeno + anfíbol + opacos y clinopiroxeno con exsolución de ortopiroxeno. g-i) Olivino con coronas de

distintas morfologías.

### 3.1.3.2 Gabros hornbléndicos

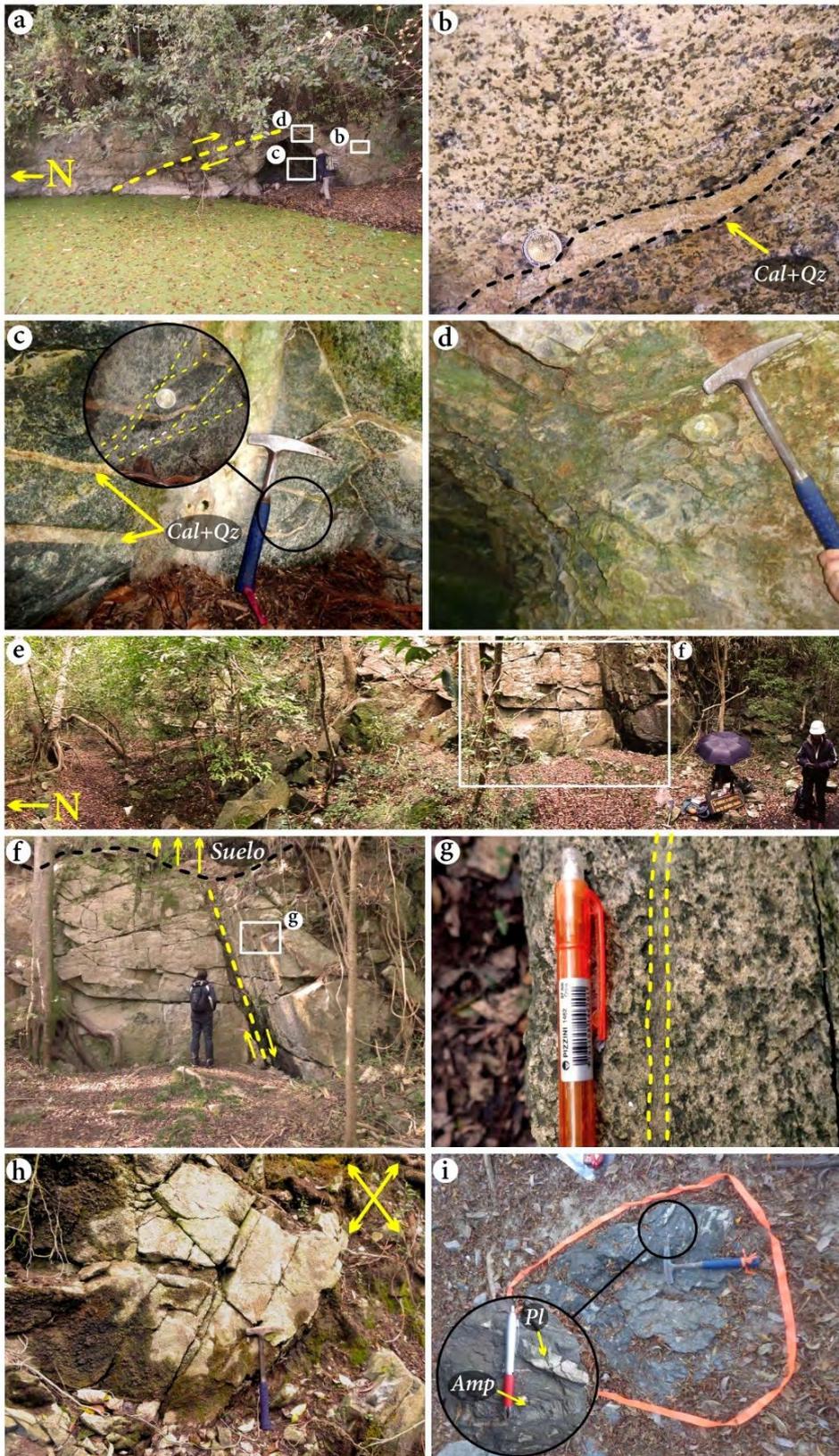
Los **gabros hornbléndicos** anteriormente denominados anfibolitas por Dalla Salda (1981), se encuentran distribuidos principalmente en el **sector occidental** de la IMG. Los cuerpos rocosos mejor expresados se observaron en dos canteras abandonadas ubicadas en los sectores **noroccidental** (Figura 3.1.6a-d) y **suroccidental** (Figura 3.1.6e-h), donde se realizó gran parte de los muestreos sistemáticos, que contaron con una separación de 1 m aproximadamente entre sí. La presencia de cataclasis y numerosos juegos de diaclasas (e.g., Figura 3.1.6d, f e i) ha favorecido la filtración de fluidos y, por lo tanto, la meteorización fisicoquímica de los frentes de cantera, observándose moderadamente deteriorados. En ambos sectores, no se ha observado el contacto con otras unidades. Estas rocas poseen una **coloración predominantemente verdosa-oscura** debido a la presencia de anfíboles, con textura granuda de grano medio-grueso (Figura 3.1.6e-f). En los frentes de cantera, se pueden diferenciar sectores con texturas homogéneas (Figura 3.1.6g), variando la composición modal de los minerales félsicos (Figura 3.1.6b) y máficos (Figura 3.1.6c). En concordancia con las descripciones anteriores, se identificó una foliación moderadamente penetrativa de orientación noreste-suroeste. Todas estas rocas se encuentran atravesadas por **vetillas de calcita+cuarzo** de hasta ~5 cm de espesor (Figura 3.1.6 b y c).

La **cantera noroccidental** tiene una dimensión de ~20x10 m con su eje máximo dispuesto en orientación noreste-suroeste (Figura 3.1.6a-d). La mayor parte del año se encuentra inundada y solo parte del frente de cantera se ha podido muestrear. De igual manera, se muestreó en una pequeña cueva que se abre en el frente de mejor acceso. Aquí, se observaron evidencias de cataclasis (Figura 3.1.6d), así como también una zona de falla con un plano de orientación noroeste-sureste (RBZ ~280/60) y pequeñas fajas de cizalla. Asimismo, se exhiben diaclasas conjugadas de orientación noreste-suroeste y noroeste-sureste.

A la **cantera suroccidental** se accede por el sendero turístico denominado “Sendero de la Cantera”. Se observa una cantera principal actualmente inundada (“Lago de la Cantera”; ver Capítulo 1, Figura 1.1), un frente de ~145 m de longitud por ~4 m de altura con su eje máximo en dirección noroeste-sureste y sobre las rocas que destapa la cantera, un desarrollo de suelo de un espesor que varía

entre 0,3 y 1 m (Figura 3.1.6f). Asimismo, se exhiben diaclasas subverticales y subhorizontales (Figura 3.1.6e-f) con orientación y de orientaciones noreste-suroeste y noroeste-sureste (Figura 3.1.6h). Se identificó una zona de falla de tipo normal de unos ~25 cm de espesor con un plano de falla de orientación noreste-suroeste (RBZ: ~306/70; Figura 3.1.6e). En algunos sectores, se reconocieron fajas de cizalla de unos pocos centímetros de extensión (Figura 3.1.6g). En el sector de la **costa sur**, se observaron términos hornbléndicos más deformados asociados a gabros olivínicos (ver Figura 3.1.5) y a la unidad intermedio-ácida (ver Apartado siguiente). Estos gabros exhiben una coloración verdosa-oscura y un tamaño de grano medio a fino. Asimismo, se identificó un afloramiento de coloración oscura de grano grueso tipo pegmatítico, con cristales de anfíbol y plagioclasa de hasta 14 cm de longitud (Figura 3.1.6i).

Tanto en las **canteras** mencionadas como en los afloramientos del **área centro-occidental** de la isla, se observó que los gabros de tipo hornbléndicos exhiben evidencias de reemplazo de alta a moderada intensidad de piroxenos por anfíboles de tipo hornblenda. En general, la retrogradación suele ser incompleta y fragmentada, debido al requerimiento de agua disponible en el sistema. En estas rocas, el evento de deformación dúctil habría favorecido el ingreso de fluidos al sistema (*e.g.*, Vernon 2018 y referencias allí citadas). La asociación mineral típica en estas rocas está representada por **plagioclasa y hornblenda**. Ambos minerales, se agrupan formando cúmulos (Figura 3.1.7a-b). A través de EDS, se definió la **titanita**, como principal mineral accesorio, de morfologías anhedrales de hasta 0,03 mm, y menores proporciones de **cuarzo** asociado al anfíbol. La asociación mineral secundaria está representada por **actinolita y clorita** que reemplazan parcialmente a la hornblenda (Figura 3.1.7a-b). La plagioclasa se presenta como cristales euhedrales a subhedrales de tamaños variables que van desde los 0,2 a los 4 mm de longitud, sin alteración y con frecuente maclado polisintético sutilmente deformado (Figura 3.1.7a-b). Los anfíboles forman agregados de hasta 3 mm con secciones basales y longitudinales de coloraciones verdosas intensas, reemplazando casi completamente los cristales de **piroxeno**. Esto se evidencia a través de la discontinuidad óptica dentro de un mismo cristal y la alta birrefringencia.



**Figura 3.1.6.** Sector noroccidental: a) Vista de frente de cantera parcialmente inundada (persona como escala: 1,6 m de altura) donde se puede observar una falla inversa de orientación noroeste-sureste y los movimientos de los bloques inferidos indicados con flechas amarillas. Vista en detalle del gabro en b y c), donde se aprecian vetillas de calcita+cuarszo. En c) se observa un detalle de la foliación marcada en línea discontinua amarilla (moneda como escala). d) Vista en detalle del gabro con cataclisis. Sector suroccidental: e) Vista de frente de cantera de gabro (persona como escala). f) Vista del frente de cantera (persona como escala) donde se observa una falla normal de orientación noreste-suroeste y los movimientos de los bloques inferidos indicados con flechas amarillas. Con la línea discontinua negra, se indica el comienzo del desarrollo de suelo. g) Vista en detalle de la estructura interna (lápiz de escala), h) Diaclasas

conjugadas en frente de cantera (martillo como escala). Sector de la costa sur: i) Afloramiento de facies de grano grueso (martillo y lapicera de escala).

Además, en algunos sectores, se describen cristales de coloraciones castañas oscuras y morfologías aciculares (posible rutilo) en núcleos o bordes, formando una textura sagenítica. Asimismo, presentan evidencias de recristalización en los bordes (Figura 3.1.7).

En el sector **sur**, se observa una orientación preferencial de los anfíboles y plagioclasas según la foliación principal ( $S_2$ ; ver Apartado 3.1.6). Los anfíboles poseen secciones longitudinales y basales subhedrales, de coloraciones grisáceas, retrogradadas parcialmente a actinolita y clorita. Los cristales de plagioclasa se presentan como cristales euhedrales a subhedrales de hasta 1,5 mm de longitud, con evidencias de recristalización parcial por efectos de deformación (Figura 3.1.7g) y parcial retrogradación a cristales euhedrales de epidoto azulado (posible clinzoicita).

### 3.1.4 UNIDAD INTERMEDIO-ÁCIDA

En esta unidad, se han incluido todas las rocas de composición intermedio-ácida de conocida edad paleoproterozoica (ver Capítulo 2, Apartado 2.3.3), que se han reconocido y concentran a lo largo de toda la costa sur de la IMG (Figura 3.1.21). En esta unidad se identificaron ortogneises, cuerpos de granitoides y diques de unos pocos cm de espesor. Se exponen como afloramientos irregulares y discontinuos cubiertos por sedimentos recientes y densa vegetación (Figura 3.1.8a).

#### 3.1.4.1 *Ortogneises*

Los ortogneises inicialmente fueron descriptos como esquistos de protolito sedimentario por Dalla Salda (1981) y recientemente interpretados como metadacitas por Santos *et al.* (2017). En base a las observaciones aquí realizadas, podrían representar facies finas de rocas ígneas plutónicas con fábrica gnéisica por lo que en la presente Tesis Doctoral se las ha clasificado como ortogneises.

Esta unidad se caracteriza por una coloración castaña y tamaño de grano que varía desde mediano a muy fino, de aspecto arenoso y fácilmente deleznable en respuesta a una meteorización fisicoquímica intensa. Exhiben una foliación metamórfica penetrativa, aquí definida como  $S_1$ , de orientación  $N40^\circ/50^\circ NW$  y materializada por la orientación preferencial de anfíboles  $\pm$  biotita (Figura 3.1.8a-c).

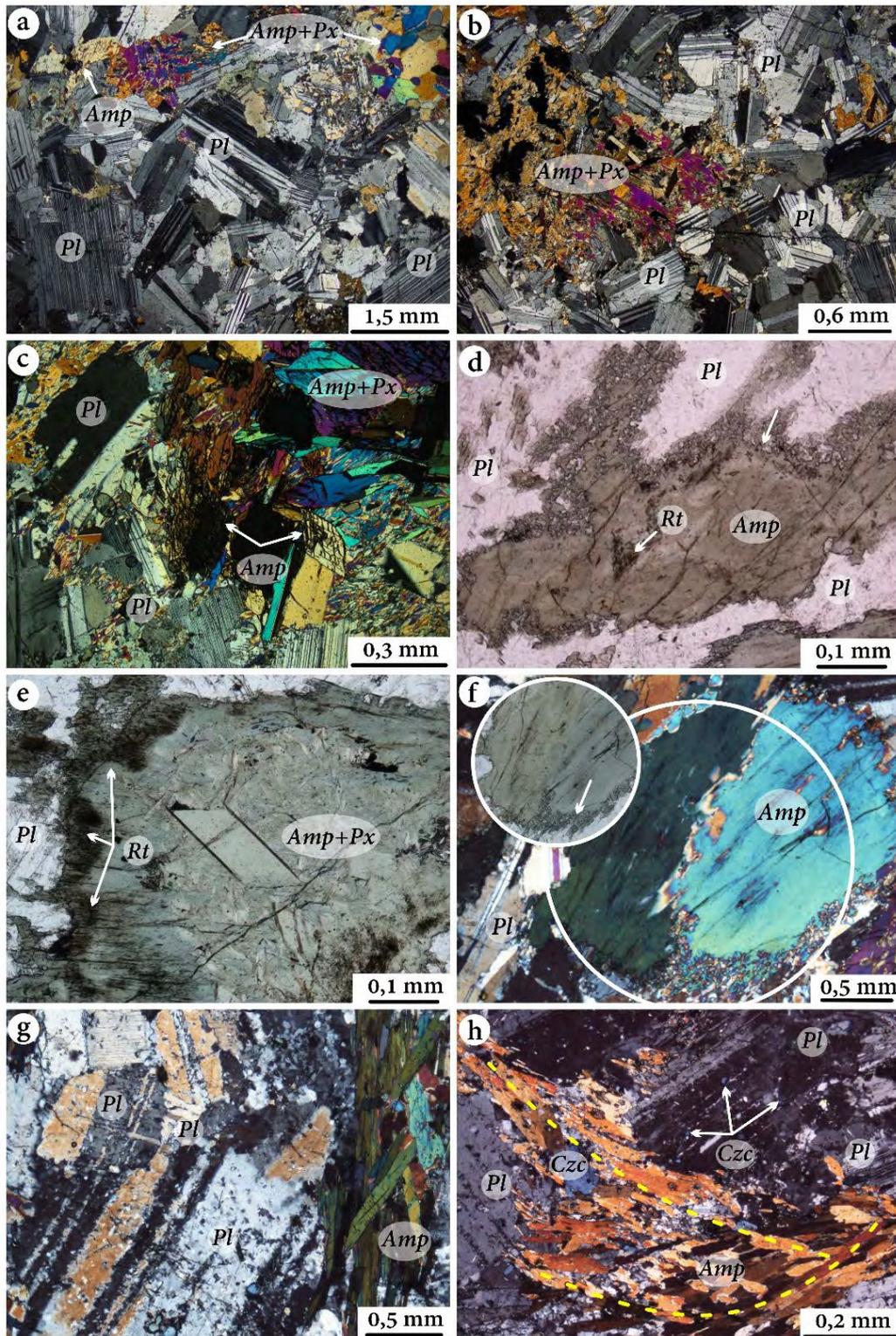
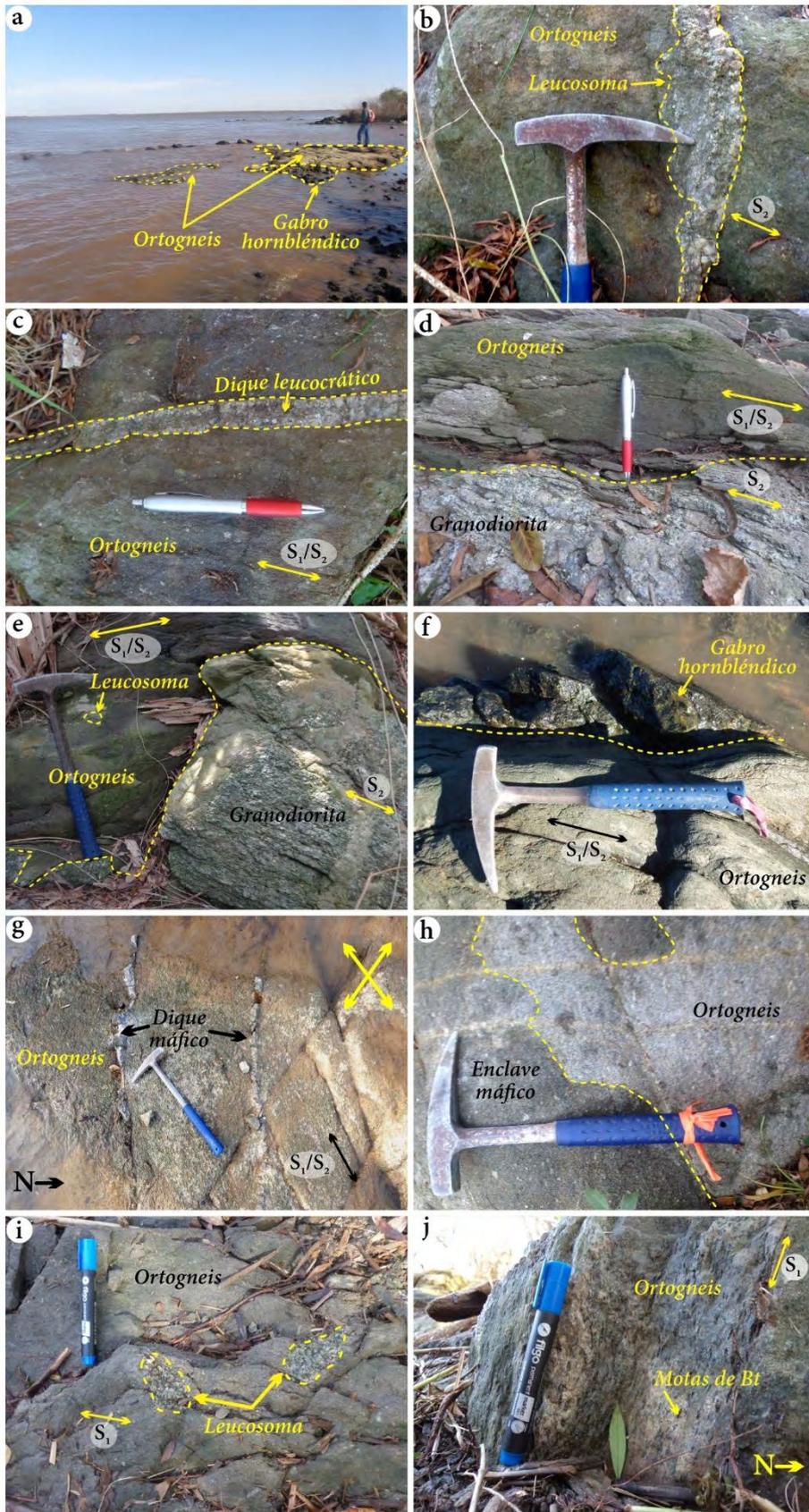


Figura 3.1.7. Fotomicrografías del gabro con nicols cruzados en a-c) de la Muestra M51 (cantera noroccidental): Se observan los cúmulos de cristales de plagioclasa de tamaños variados y hornblenda en secciones basales y longitudinales parcialmente reemplazado por actinolita y clorita. Se observan relictos de piroxenos. Muestra M52 (cantera suroccidental): Fotomicrografías con nicols paralelos (d-e) y cruzados (f) de cristales completamente reemplazados por anfíbol con recristalización en los bordes indicada con flecha blanca y cristales aciculares de rutilo en núcleo y borde. Cristales elongados de anfíbol y plagioclasa recristalizada a través de los planos de macla en las muestras g) MG6 y h) MG3. La línea discontinua amarilla indica la orientación de los cristales de anfíbol.

Uno de los rasgos llamativos de esta unidad es la presencia de pequeños bolsones félsicos de fundido o leucosomas (dimensiones de hasta 8 cm), con una composición predominantemente granítica a granodiorítica (mayormente conformados por cuarzo+plagioclasa; [Figura 3.1.8b-c](#)). Los ortogneises se hallan intruídos por cuerpos granitoides ([Figura 3.1.8d-e](#); [ver próximo Apartado](#)) y gabros hornbléndicos ([Figura 3.1.8f](#)). El contacto con los cuerpos granitoides es difuso ([Figura 3.1.8e](#)) mientras que es neto con los gabros hornbléndicos ([Figura 3.1.8e](#)). Los cuerpos de ortogneises están intruidos por delgados diques máficos ([Figura 3.1.8g](#)) siguiendo fracturas conjugadas y, además de diques félsicos, estos últimos con evidencias de deformación dúctil ([ver próximo Apartado](#)). El ortogneis fue también reconocido como xenolitos (*stopped block*) dentro del cuerpo granitoide. En estos afloramientos, es posible distinguir las dos foliaciones dominantes del CMG. Por un lado, la  $S_1$  dentro de los ortogneises (definida por biotita y anfíbol) y, casi perpendicularmente, a la foliación  $S_2$  moderadamente penetrativa, la cual tiene su principal desarrollo en granitoides y anfibolitas. Por otro lado, los xenolitos de ortogneises muestran glomérulos de biotita asociados a la intrusión del cuerpo granitoide ([Figura 3.1.8j](#)).

La asociación mineral primaria está representada por **plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino** (ortoclasa y microclino), **biotita, anfíbol** y minerales accesorios como **titanita**, y en menores proporciones por circón, apatita y epidoto (identificados con EDS), conformando una composición principalmente tonalítica a cuarzo-diorítica. La asociación mineral secundaria está representada por biotita, clorita y óxidos de Fe, estos últimos identificados con EDS.

La matriz se compone de un agregado de minerales félsicos de grano fino (<1 mm) interlobulado, constituido por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotitas, con ocasional presencia de cristales de feldespato alcalino y plagioclasa, rodeados por biotita recristalizada y menores contenidos de anfíbol. Los cristales de cuarzo presentan evidencias de procesos de recuperación como extinción ondulosa y de recristalización estática que generaron una textura poligonal en algunos sectores ([Figura 3.1.9a-f](#)). Las plagioclasas (oligoclasa-andesina) se encuentran en la matriz y como cristales de morfologías eu- a subhedrales de hasta 3 mm con maclado polisintético y zonación oscilatoria con recristalización en sus bordes desarrollando ligeras estructuras manto-núcleo.



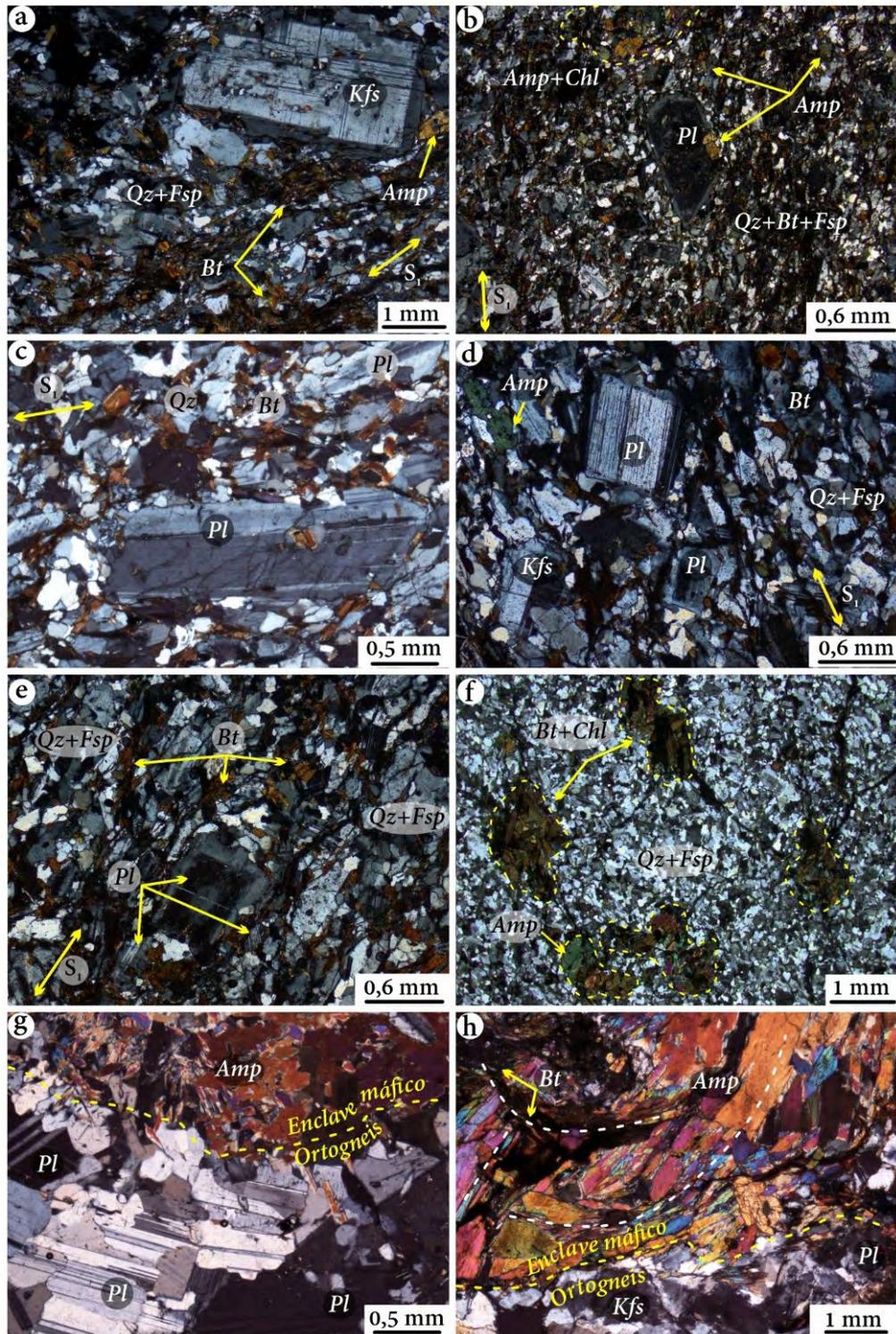
**Figura 3.1.8.** Sector de la costa sur: a) Vista general de ortogneis en el río en contacto (no expuesto) con el gabro hornbléndico (persona como escala: ~1,8 m). b-c) Vista en detalle del ortogneis con dique leucocrático cortando la  $S_1$  (martillo y lapicera como escala 30 y 14 cm, respectivamente). Contacto entre el d) ortogneis y la granodiorita (lapicera de escala). Contacto entre el ortogneis y e) la granodiorita y f) el gabro (lapicera y martillo de escala). g) Afloramiento de ortogneis con diques máficos de orientación este-oeste (martillo como escala). Ortogneis con h) enclaves máficos (martillo como escala) y i) leucosomas (fibra como escala). j) Vista en detalle del xenolito de ortogneis con motas de biotita + anfíbol (fibra como escala).

Estos cristales presentan inclusiones de biotita, cuarzo y anfíbol hacia los núcleos de cristales mientras que apatita, anfíbol y biotita se

observaron en los bordes (Figura 3.1.9b-e). Los feldespatos alcalinos son de tipo ortoclasa con maclas de Carlsbad y menor presencia de microclino con la típica macla en enrejado (*cross-hatched twinning*)

de hasta 2 mm (Figura 3.1.9a). Ambos feldespatos, en general, se presentan levemente reemplazados por argilominerales. Las biotitas son abundantes y poseen tamaños de hasta 0,2 mm con inclusiones de apatita. Se encuentran en la matriz, como cristales alineados siguiendo la foliación  $S_1$ , algunos se aprecian con una coloración castaña clara lo cual posiblemente evidencie un episodio de desferrización (Figura 3.1.9). En algunos casos, también se observan intensamente cloritizadas. Los anfíboles, de coloraciones verdosas intensas y morfologías sub- a anhedrales, exhiben secciones basales y longitudinales difusas en la matriz de hasta 0,8 mm (Figura 3.1.9). Los mismos, se identificaron formando glomérulos con biotita de hasta 1,5 mm, en afloramientos cercanos al contacto con los cuerpos granitoides (Figura 3.1.9f). Se diferenciaron dos tipos de cristales de titanita de hasta 0,2 mm: los euhedrales ( $Ttn_1$ ), generalmente límpidos, se presentan aislados y tienen evidencias de crecimiento y disolución-reprecipitación y anhedrales ( $Ttn_2$ ) de coloraciones castañas que se presentan agrupados. Se definieron cristales de epidoto anhedral en plagioclasa de hasta 0,02 mm intercrecidos en la matriz asociada al anfíbol, plagioclasa y titanita. Los cristales de circón son escasos y presentan morfologías anhedrales con tamaños de hasta 0,07 mm.

Los enclaves máficos poseen tamaños y morfologías variables (hasta 20 cm), grano fino, de coloración verdosa oscura y textura isótropa. Están conformados por **hornblenda, plagioclasa, epidoto, actinolita, circón, titanita, escaso cuarzo y minerales opacos**. Los cristales de anfíbol se presentan agrupados, exhibiendo secciones basales y transversales euhedrales a subhedrales con núcleos de coloraciones castañas y minerales opacos de morfologías aciculares (posible rutilo). La plagioclasa desarrolla cristales subhedrales de hasta 0,4 mm de longitud, con maclado polisintético los cuales también se encuentran agrupados. La biotita posee formas subhedrales, de hasta 0,2 mm de longitud, y se presenta mayormente cloritizada. La titanita es subhedral a anhedral y posee tamaños de hasta 0,2 mm. En la zona de contacto entre los enclaves y el ortogneis, las biotitas se encuentran orientadas de igual forma que los anfíboles y estos, además, se muestran agrupados mientras que la plagioclasa ocasionalmente presenta deformación en sus maclas (Figura 3.1.9g-h). Estas evidencias sugieren que los enclaves fueron afectados por el evento deformacional asociado al desarrollo de la foliación  $S_1$ .



**Figura 3.1.9.** Fotomicrografías del ortogneis con nicoles cruzados en la costa sur. a) Muestra M61: Se observan cristal de feldespato euhedral en matriz cuarzo-feldespática y biotita recrystalizada siguiendo la foliación. Muestra M62: Cristal de plagioclasa con zonación oscilatoria con inclusiones de anfíbol en matriz cuarzo-feldespática, biotita recrystalizada y cristales de anfíbol reemplazados parcialmente por clorita. c-e) Muestra M73: Matriz cuarzo-feldespática, biotita y cristales de plagioclasa de diversos tamaños con c-d) maclado polisintético y e) zonación oscilatoria. f) Muestra M56: xenolito de ortogneis donde se observan los glómérulos de biotita (reemplazada por clorita) y anfíboles, indicados con línea discontinua amarilla. g-h) Contacto entre ortogneis y enclave máfico. Se indican con línea discontinua blanca las orientaciones del anfíbol y biotita.

### 3.1.4.2 Granitoides

Los granitoides están representados por granitos y granodioritas que constituyen pequeños afloramientos emplazados en el ortogneis mencionado anteriormente. Poseen una coloración grisácea con un tamaño de grano medio-grueso (Figura 3.1.10). Las mejores exposiciones se identificaron cercanas a la cantera suroccidental (Figura 3.1.10a-b), donde también afloran gabros hornbléndicos, y en la costa suroccidental, abarcando un área aproximada de 120 m<sup>2</sup> (Figura 3.1.10c). Exhiben una foliación S<sub>2</sub> con una orientación promedio de N 35° E/40° NW. Dicha foliación se observa de manera irregular y discontinua, con un lineamiento sutil de los megacristales de feldespatos, los cuales preservan parcialmente la textura porfirica. Esta última está definida por la presencia de cristales de plagioclasa y feldespato alcalino sutilmente orientados (Figura 3.1.10d-e). Localmente, se identificó mayor concentración de la deformación a lo largo de delgadas (de hasta ~30 cm) fajas de cizalla dúctil-frágil. El contacto con los ortogneises es transicional (Figura 3.1.10f). En algunos sectores se identificaron xenolitos de ortogneises con contactos netos (Figura 3.1.10g-h).

La asociación mineral primaria está representada por **plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino** (ortoclasa y microclino), **biotita, hornblenda** y minerales accesorios representados por **titanita**, y en menores proporciones por **circón, apatita y epidoto** conformando una composición principalmente **granodiorítica a granítica**. La asociación mineral secundaria está representada por **actinolita, clorita, óxidos de Fe** y minerales de baja temperatura tales como **caolinita**, agregados de grano fino de **mica blanca y baritina**, estos últimos identificados con EDS. Así, poseen una foliación anastomosada controlada por el tamaño de grano, que se fue reduciendo gradualmente durante la recristalización dinámica del cuarzo y feldespato (Figura 3.1.11a-b). El desarrollo de esta foliación junto con las evidencias de texturas de recristalización dinámica, sugieren que la misma sería de tipo milonítica, por lo cual esta unidad podría ser clasificada también como una protomilonita u *augen* ortogneis (e.g., Passchier 1990, Vernon 2018). Tanto la plagioclasa como el feldespato alcalino desarrollan estructuras núcleo-manto (*core-and-mantle*), definiéndose como porfiroclastos con extinción ondulosa débil a moderada, con mantos recristalizados y numerosas inclusiones de cuarzo y biotita (Figura 3.1.11). La plagioclasa se observa como cristales de hasta 5 cm con maclas polisintéticas, en algunos sectores deformadas (maclado ahusado) y en algunos casos, presentan zonaciones oscilatoria e inversa con

reemplazos parciales de agregados de mica blanca y caolinita hacia el centro de cristales (Figura 3.1.11a-h). El feldespato alcalino ocurre como cristales de hasta 4 cm de microclino, con maclado en enrejado, y ortoclasa, con macla de Carlsbad y textura pertítica (Figura 3.1.11d).

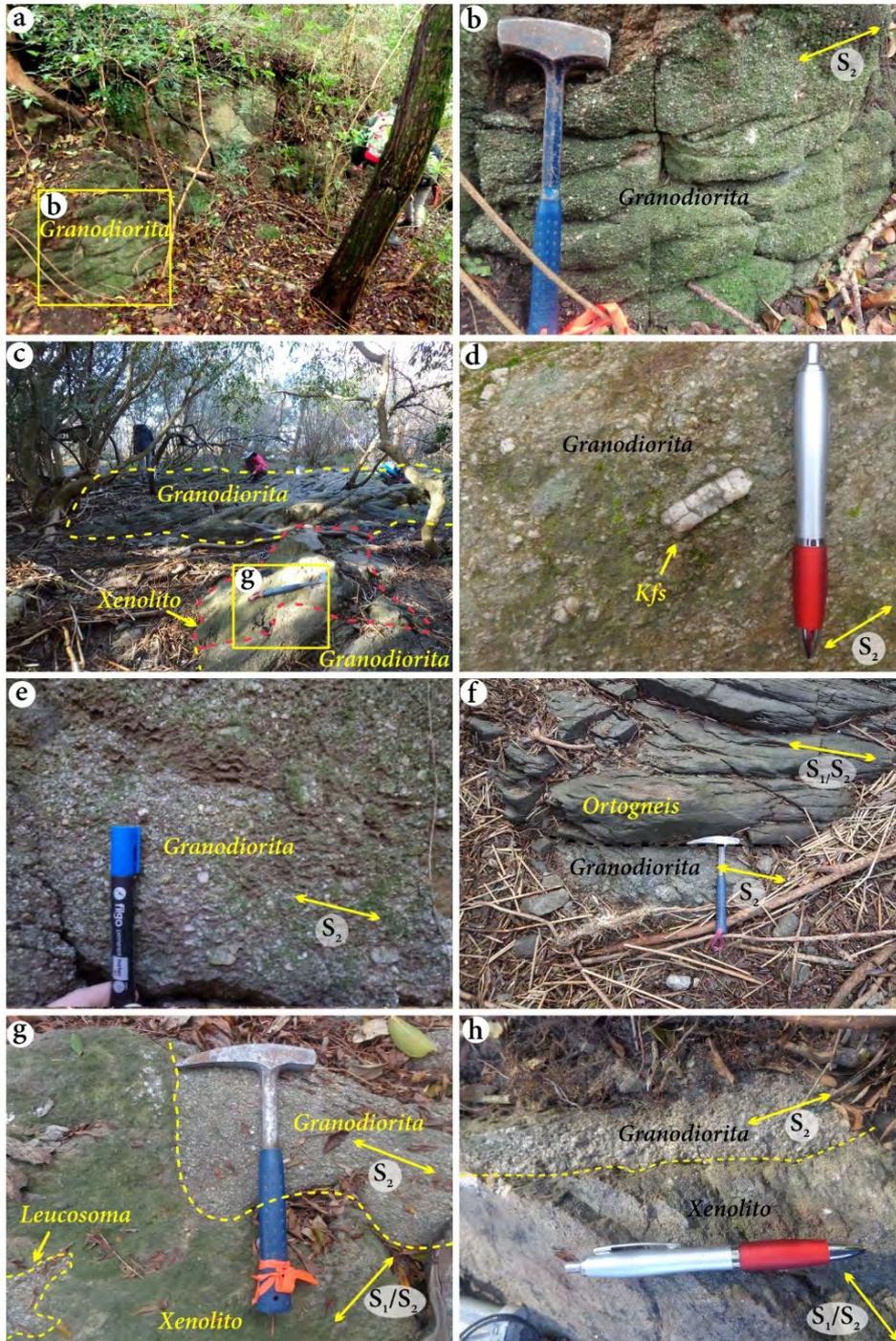
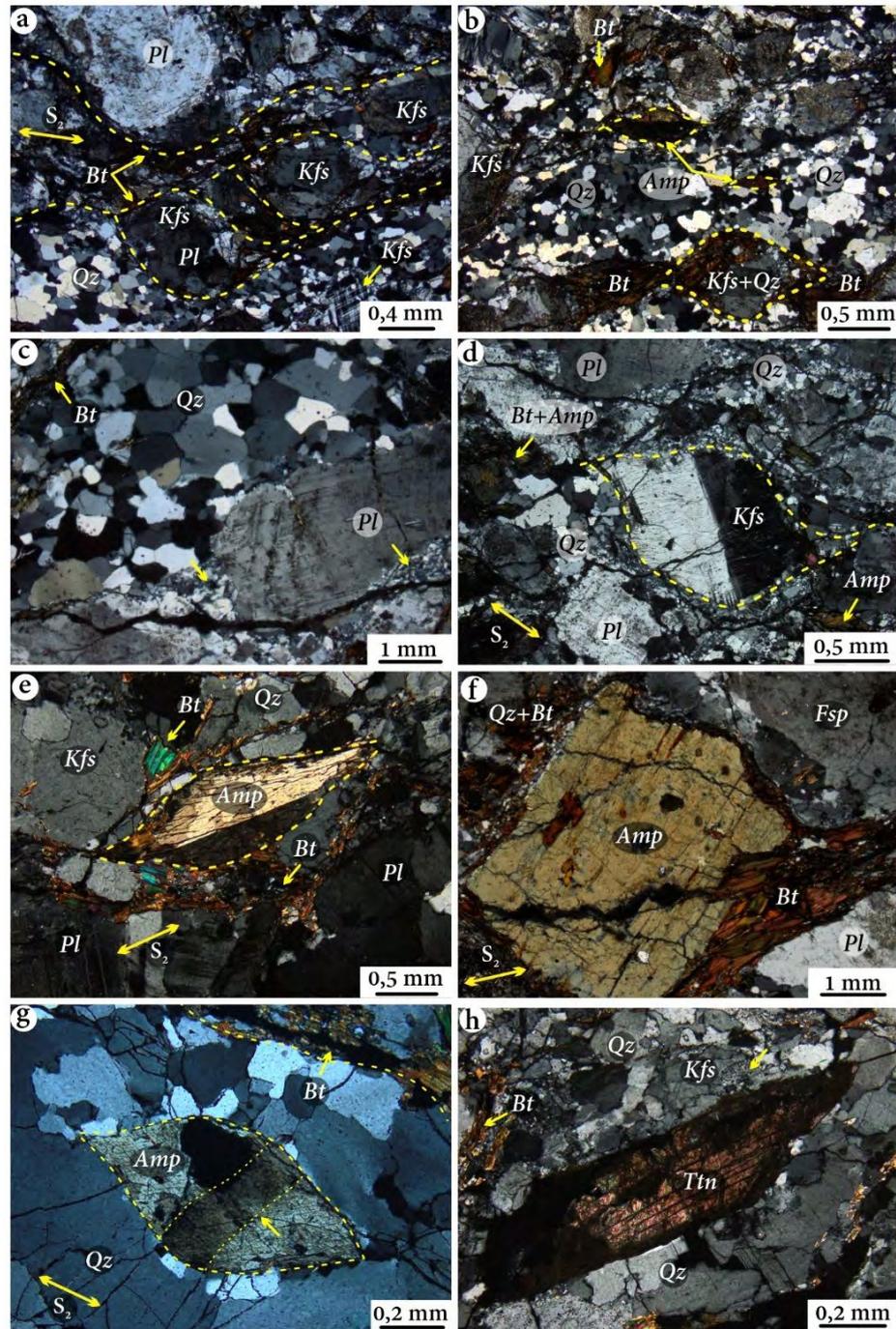


Figura 3.1.10. Sector suroccidental: a-b) Afloramiento de granodiorita parcialmente cubierto por vegetación y suelo, cercano a la cantera suroccidental de gabros (personas y martillo como escala). c) Vista general de afloramiento de granodiorita en la costa. d-e) Vista en detalle de la granodiorita (lapicera y fibra como escala). f) Contacto entre granodiorita y ortogneis. g-h) Contacto entre la granodiorita y el xenolito de ortogneis donde se pueden observar las foliaciones oblicuas ( $S_1$  vs.  $S_2$ ).

Dichas pertitas se encuentran deformadas (pertitas en flama) y, en algunos sectores, estos se presentan fragmentados conformando una estructura *domino-type*. Además, se definieron mirmequitas en bordes de cristales de feldespato (Figura 3.1.11h). El cuarzo en general se presenta recrystalizado, con evidencias de **recrystalización dinámica** (migración de borde de grano y rotación de subgranos), desarrollando cuarzo policristalino y **recrystalización estática** con el desarrollo de textura poligonal sectorizada (Figura 3.1.11a-h). La biotita se presenta como cristales aislados ( $Bt_1$ ) de hasta 2 mm de coloración castaña clara y posibles óxidos de Fe en bordes posiblemente por haber sufrido desferrización. Asimismo, se observaron las **láminas flexuradas** (*kinking*) y cómo escamas alineadas que definen la foliación  $S_2$  aisladas y rodeando cristales de feldespato y anfíbol ( $Bt_2$ ) (Figura 3.1.11a-h). Asimismo, se la identificó como reemplazo ( $Bt_3$ ) de cristales de anfíboles y parcial o totalmente reemplazada por cloritas ( $Chl_1$ ). Posee inclusiones de titanita de hasta 0,07 mm y apatitas de hasta 0,1 mm. El anfíbol se presenta como cristales aislados de formas euhedrales a anhedrales de hasta 1 mm exhibiendo su característico clivaje en dos direcciones, formando ángulos de  $120^\circ$  en algunas secciones transversales. En secciones longitudinales se identificaron **estructuras mineral-fish** (Figura 3.1.11b-f) rodeadas por cuarzo policristalino y biotita ( $Bt_2$ ) con **maclado deformacional** (*deformation twinning*) y, además, actinolita y clorita ( $Chl_1$ ) retrogradando a la biotita ( $Bt_2$ ). Frecuentemente, se observaron inclusiones redondeadas de cuarzo de ~0,1 mm y de apatita euhedral a subhedral de ~0,6 mm. La clorita se encuentra retrogradando al anfíbol ( $Chl_1$ ) y como relleno de fracturas ( $Chl_2$ ). La titanita se presenta frecuentemente como cristales euhedrales a anhedrales de hasta 1 mm (Figura 3.1.11g) con inclusiones de feldespato y rutilo (reconocidas a través de EDS) y estructuras *mineral-fish* (ver Apartado 3.1.6). El circón ocurre como cristales euhedrales límpidos, anhedrales, redondeados, de hasta 0,05 mm y de coloraciones castañas. El epidoto no es muy frecuente y se presenta formando cristales anhedrales de hasta 0,15 mm.

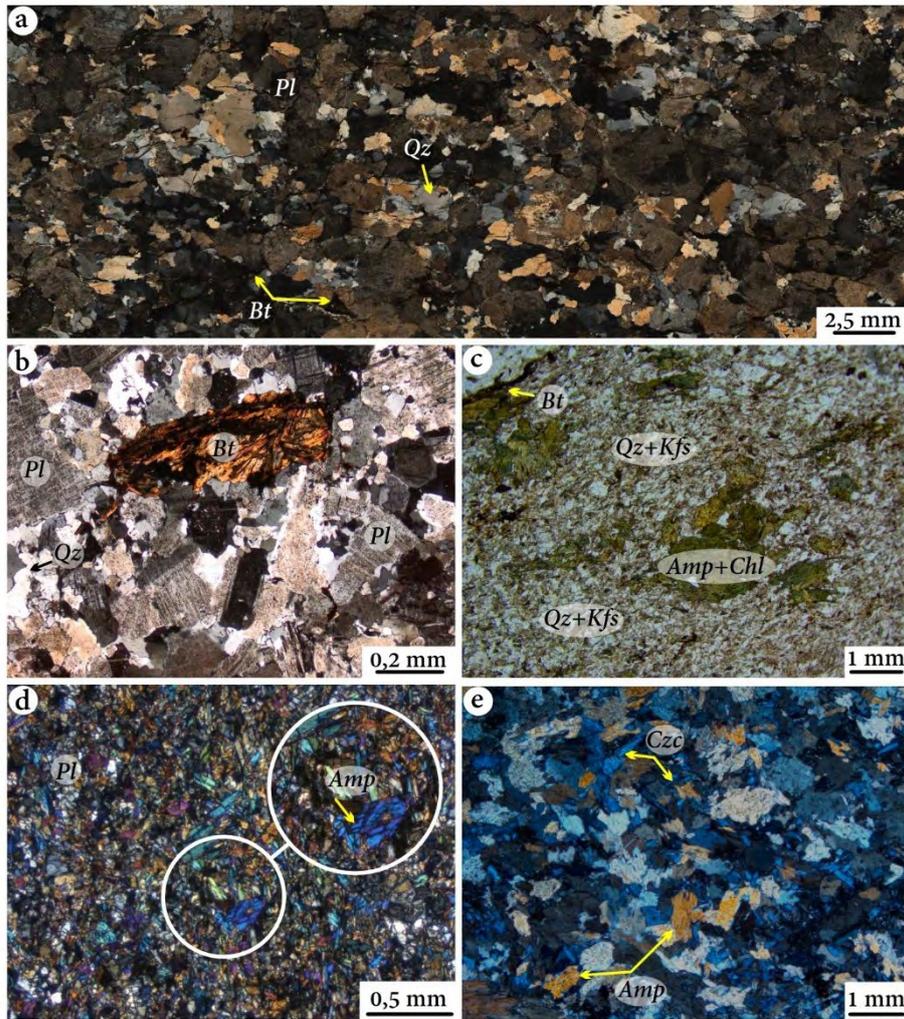


**Figura 3.1.11.** Fotomicrografías a nicoles cruzados del granitoide en el sector sur. Muestra M55: a) Porfiroclastos policristalinos de feldespato alcalino y plagioclasa, con estructura manto-núcleo. La línea discontinua amarilla marca la foliación anastomosada que delinean las biotitas. b) Vista general de la textura anastomosada con cristales de anfíbol con textura mineral-fish y porfiroclasto policristalino de feldespato y cuarzo indicados con la línea discontinua amarilla. c) Porfiroclasto de plagioclasa con estructura manto-núcleo y cuarzo con rotación de subgranos. Las flechas amarillas indican el manto recrystalizado de plagioclasa. d) Estructura manto-núcleo en porfiroclasto de feldespato alcalino con perfitas en flama. Muestra M53: e) Sección longitudinal de anfíbol con estructura mineral-fish con reemplazo parcial de biotita en los bordes y cristales de feldespato alcalino y plagioclasa. f) Sección longitudinal de anfíbol con reemplazo parcial de biotita en los bordes y hacia el centro del cristal. Además, se observa un manto recrystalizado rodeando al anfíbol. g) Sección transversal de anfíbol con maclado deformacional indicado con línea punteada y estructura mineral fish. h) Cristal euédral de titanita en matriz cuarzo-feldespática y cristales de biotita recrystalizados.

### 3.1.5 DIQUES

A lo largo de la costa sur, se identificaron pequeños cuerpos discordantes y concordantes, **félsicos y máficos** (ver Figura 3.1.21) a la unidad intermedio-ácida y a la unidad básica (Figura 3.1.12). Entre los diques félsicos se diferenciaron dos tipos: a) de tipo **hololeucocráticos** (entre 0 y 10 % de minerales máficos) de hasta ~20 cm de espesor, que intruyen al ortogneis tonalítico con una orientación que varía de noreste-suroeste, sin evidencias de deformación a escala mesoscópica. b) de tipo **mesocráticos** (entre 35 y 65 % de minerales máficos) con hasta ~30 cm de espesor, que intruyen al ortogneis y a los granitoides y presentan una foliación de orientación noreste-suroeste y orientación que varía de norte-sur a este-oeste.

Los **diques hololeucocráticos** poseen coloraciones blanquecinas con un tamaño de grano fino-medio (dimensiones de hasta 20 cm). Presentan una composición trondhjemítica a granítica con **plagioclasa y cuarzo**, y escasos cristales de **biotita**. La asociación mineral secundaria está constituida por clorita y epidoto, junto a calcita y baritina reconocidos mediante espectrometría EDS. A escala microscópica, exhiben una textura inequigranular de cristales de plagioclasa y agregados policristalinos de cuarzo de hasta 4 mm. La plagioclasa (albita) exhibe maclas sutilmente deformadas y alteración a argilominerales. Los agregados de cuarzo presentan extinción ondulosa, desarrollo de subgranado (Figura 3.1.12a-b) y textura poligonal sectorizada. Además, se presentan como rellenos de microfracturas posiblemente asociadas a un evento frágil-dúctil. Se identificaron cristales de biotita conformando grupos de hasta 0,5 mm con inclusiones de circón (Figura 3.1.12a-b) y como cristales aislados, de hasta 1,5 mm con flexuración y formando cintas (Figura 3.1.12). Algunos cristales se hallan reemplazados parcial o totalmente por clorita. Presentan inclusiones de titanita y óxidos de Fe concentrados en los bordes de los cristales. Como principales accesorios se describen titanita euhedral que van desde unos 0,5 hasta 3 mm. Se presenta en algunos casos muy fracturada, con evidencias de disolución y plagioclasa intercrecida. Además, se reconocieron cristales de apatita euhedral a subhedral y circón también euhedral de hasta 0,04 mm.



**Figura 3.1.12.**

Fotomicrografías de los diques descriptos: Muestra M86 de dique leucocrático: a) Fotografía digital donde se observan cristales de plagioclasa y cuarzo y escasas biotitas en un arreglo inequigranular. b) Vista en detalle de la textura con cristal de biotita completamente recrystalizada. c) Muestra M303: Fotomicrografía de dique granodiorítico a nicols paralelos donde se aprecia la matriz cuarzo-feldespática, láminas de biotita y grupos de anfíbol reemplazados parcialmente por clorita. d) Muestra M305: Fotomicrografía de dique básico en ortogneis con nicols cruzados donde se observa textura seriada

de la diabasa constituida por cristales de anfíbol y plagioclasa. G) Muestra M74A: Fotomicrografía de dique básico con nicols cruzados en gabro hornbléndico donde se observan los cristales de anfíbol y cristales de plagioclasa completamente reemplazados por clinozoisita.

Los diques **mesocráticos** se presentan de coloraciones verdoso-oscuro con tamaño de grano muy fino con foliación marcada de orientación noreste-suroeste. Posee una matriz conformada por cristales entre 0,3 y 0,5 mm de **cuarzo**, **feldespato alcalino** y **plagioclasa** y menores cantidades de **biotita** y **anfíbol**, que definen una textura seriada y una composición granodiorítica (Figura 3.1.12c). La asociación mineral secundaria está conformada por actinolita y clorita mientras que los argilominerales son los principales minerales de alteración. Los cristales de cuarzo se presentan con extinción ondulosa y subgranado en algunos sectores. Los cristales de feldespato alcalino están representados por microclino y ortoclasa de hasta 0,4 mm. Los cristales de plagioclasa (posiblemente oligoclasa-andesina) tienen hasta 0,8 mm con numerosas inclusiones de biotita y cuarzo con alteración a argilominerales en núcleos de los cristales. Los cristales de mayor tamaño se encuentran rodeados por láminas de biotita.

Presentan maclas sutilmente deformadas y extinción ondulosa. Las biotitas tienen morfologías euhedrales parcial o totalmente con una orientación preferencial de hasta 0,3 mm y con bajo color de interferencia posiblemente debido a una desferrización. Se encuentran reemplazadas por clorita. Se observaron secciones basales y transversales de anfíboles conformando grupos de hasta 2 mm, algunas parcialmente retrogradadas a actinolita y clorita. Las titanitas son euhedrales a subhedrales y tienen hasta 0,3 mm de longitud. Los cristales de apatita y circón tienen tamaños que no superan los 0,1 mm.

Por otra parte, se reconocieron dos tipos de **cuerpos máficos** discordantes: afectando al ortogneis e intruyendo al gabro hornbléndico. En el ortogneis, estos diques cortan la foliación predominante  $S_1$  y presentan un espesor de unos ~20 cm, coloración verdosa oscura y grano muy fino (<1 mm) de contacto neto y orientación este-oeste, sin evidencias mesoscópicas de deformación (ver **Figura 3.1.8g**). En los gabros hornbléndicos, los diques tienen una coloración verdosa oscura, con tamaño de grano muy fino (<0,6 mm), orientación este-oeste y una foliación grosera frágil-dúctil noreste-suroeste. Ambos, de composición básica.

Los **diques máficos**, reconocidos en el ortogneis, presentan una coloración oscura levemente verdosa con tamaño de grano muy fino. Se identificaron cristales de **plagioclasa** y **anfíbol** cuyos tamaños varían entre 0,02 y 0,5 mm, conformando una textura seriada. Las plagioclasas (bitownita) son subhedrales a anhedrales, de hasta 0,3 mm y exhiben maclado polisintético débil. Los cristales de hornblenda desarrollan típicas secciones basales y longitudinales euhedrales a subhedrales parcialmente reemplazadas por actinolita de hasta 0,5 mm (**Figura 3.1.12d**).

Los **diques máficos**, reconocidos en el gabro hornbléndico, presentan cristales de **anfíbol** de unos 0,6 mm, de coloración amarillenta a modo de parches, observándose algunas secciones basales reemplazadas parcialmente por clorita. Estos se encuentran en una matriz junto a antiguas tablillas de **plagioclasa** de morfologías euhedrales de hasta 0,2 mm, completamente transformadas en **epidoto** de coloración amarillenta-azulada (posible clinozoicita) conformando una textura intergranular (**Figura 3.1.12e**).

### 3.1.6 ANÁLISIS DE LOS EVENTOS DE DEFORMACIÓN

En las unidades litológicas básica e intermedio-ácida del **Complejo Martín García** (CMG), se han observado sucesivos eventos de deformación. Las evidencias de deformación están mejor representadas en la unidad intermedio-ácida, debido al comportamiento menos competente (reológico) de su mineralogía. Esta característica ha permitido que las rocas de composiciones graníticas sean las más eficientes para caracterizar procesos de deformación (Bucher & Grapes 2011). El metamorfismo de tipo dinamo-térmico en rocas graníticas ocurre generalmente en **terrenos polideformados**, generalmente asociados a una etapa de colisión continental (Bucher & Grapes 2011). Dentro de estos contextos deformacionales, se pueden localizar zonas donde se preserven estructuras y asociaciones mineralógicas primarias.

Las evidencias mesoscópicas y microscópicas sugieren que el basamento ígneo de la IMG registra al menos dos episodios de deformación dúctil:  $D_1$  y  $D_2$ . El primero de ellos se preserva como la fábrica metamórfica principal de los ortogneises, la cual está ligada al desarrollo de la primera foliación,  $S_1$ , durante el evento metamórfico  $M_1$ . El episodio  $D_2$  está vinculado con el desarrollo de la foliación de tipo milonítica  $S_2$ , de carácter regional y moderadamente penetrativa, que afecta tanto a las unidades intermedio-ácidas como a las básicas, plutónicas y filonianas. Este segundo episodio de deformación está ligado al evento metamórfico  $M_2$ . Por último, y de carácter frágil-dúctil, se identificaron microestructuras vinculadas a un tercer episodio,  $D_3$ .

En este apartado se realiza un análisis estructural del evento  $D_2$  que afectó a las unidades intermedio-ácida y básica. Los datos de foliaciones miloníticas se muestran en el siguiente **Cuadro 3.1.1**:

#### 3.1.1:

*Cuadro 3.1.1. Caracterización litológica y orientación de foliación milonítica de las muestras obtenidas en las unidades intermedio-ácida y básica.*

UBICACIÓN	UNIDAD	LITOLOGÍA	RUMBO	BUZAMIENTO	MUESTRA
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	206	45	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	204	40	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	225	40	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	205	41	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	216	45	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	210	30	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	212	41	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	214	40	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	224	38	M55

Costa suroccidental	UIA	granodiorita	220	39	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	214	38	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	217	35	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	218	30	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	214	30	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	201	35	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	211	25	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	218	55	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	218	45	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	197	55	M55
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	210	55	M55
Costa suroccidental	UIA	ortogneis tonalítico	144	75	M56
Costa suroccidental	UIA	ortogneis tonalítico	162	21	M59
Costa suroccidental	UIA	ortogneis tonalítico	240	27	M73
Costa centro-sur	UIA	ortogneis tonalítico	248	40	M87
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	242	81	-
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	231	83	-
Costa suroccidental	UIA	granodiorita	230	75	-
Costa suroriental	UIA	granodiorita	325	78	M77
Costa centro-sur	UIA	ortogneis tonalítico	221	69	-
Costa centro-sur	UIA	ortogneis tonalítico	135	40	M67
Costa suroccidental	UIA	ortogneis tonalítico	212	37	M47
Costa suroccidental	UIA	ortogneis tonalítico	175	41	M76
Costa centro-sur	UIA	ortogneis tonalítico	204	55	-
Cantera suroccidental	UB-Hbl	gabro hornbléndico	220	53	M52
Cantera suroccidental	UB-Hbl	gabro hornbléndico	217	50	M52
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	220	85	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	238	80	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	232	80	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	230	80	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	250	65	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	210	60	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	212	60	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	210	85	-
Costa centro-sur	UB-Hbl	gabro hornbléndico	218	75	-

En los ortogneises, la  $S_1$  está definida por el bandeo composicional gnéisico. En estas unidades resulta difícil de reconocer la  $S_2$ , la cual está claramente desarrollada en las unidades intermedio-ácidas. Las evidencias mesoscópicas, sugieren que ambas foliaciones son casi coaxiales, es decir, presentan una orientación similar. No obstante, las relaciones espaciales entre ambas son claramente reconocidas en xenolitos (*stopped blocks*) de ortogneises alojados en granitoides, donde la  $S_1$  (en ortogneis) y la  $S_2$  (en granitoide) se ubican formando altos ángulos entre ellas.

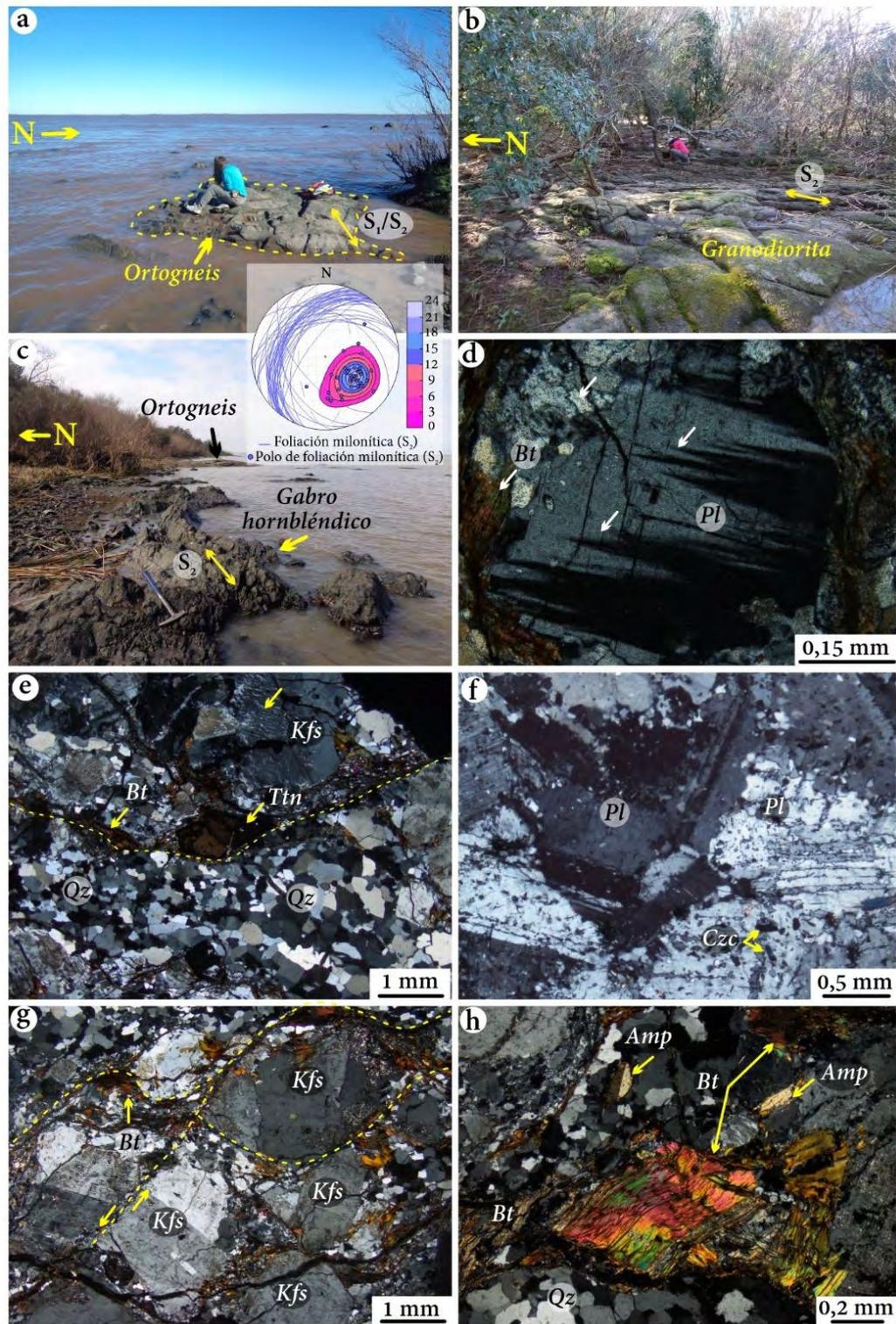
Los **granitoides** y **gabros hornbléndicos** intruyen a los ortogneises y presentan evidencias de deformación dúctil y dúctil-frágil distribuidas en, al menos, dos eventos:  $D_2$  y  $D_3$  respectivamente. En el caso de los granitoides, a escala mesoscópica la foliación  $S_2$  es grosera y moderadamente penetrativa (Figura 3.1.13a), definida por la orientación de agregados de cuarzo-feldspatos y minerales máficos que constituyen la matriz (Figura 3.1.13c). En los gabros hornbléndicos, la foliación  $S_2$  es débil o grosera. En la zona de canteras, la foliación es muy débil, pero localmente se reconocen fajas

centimétricas de cizalla (ver Figura 3.1.6g); mientras que, en la costa, presentan una foliación grosera y mejor definida (tipo anfíbolitas) (Figura 3.1.13). Por su parte, en los gabros olivínicos no se reconocieron evidencias de deformación a escala meso- y microscópica significativas (ver Figura 3.1.5).

Aunque el evento  $D_2$  se identificó en los ortogneises, granitoides y gabros hornbléndicos a escala mesoscópica (Figura 3.1.13) y a escala microscópica, en los granitoides se preservaron las microestructuras más representativas de dicho evento. En los ortogneises, se reconocieron porfiroclastos de plagioclasa con bordes pobremente redondeados y **recristalización estática** en los minerales de la matriz (cuarzo, plagioclasa y biotita; ver Figura 3.1.9). El cuarzo está parcialmente recristalizado, evidenciando que el rango de temperatura de este evento de deformación alcanzó los  $\sim 550^\circ\text{C}$  (Trouw *et al.* 2010). En los granitoides, el evento  $D_2$ , se pudo identificar a través de la presencia de los porfiroclastos de feldespato alcalino conformando **estructuras núcleo-manto** (Figura 3.1.13d-e). Además, se observó la formación de **pertitas en flama** (Figura 3.1.13e) que, posiblemente, estén relacionadas a condiciones de alta presión (Passchier & Trouw 2005). Las **mirmequitas** que, de la misma forma, ocurren en los bordes de porfiroclastos donde se concentran los esfuerzos durante una deformación progresiva, puede estar relacionada al metamorfismo retrógrado del feldespato alcalino (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí citadas). La plagioclasa se presenta como porfiroclastos mostrando estructuras núcleo-manto y **maclado polisintético ahusado** (Figura 3.1.13d). Este último se ha relacionado a temperaturas y/o a altas tasas de deformación (Passchier & Trouw 2005 y referencias allí citadas). Asimismo, la plagioclasa y el feldespato forman porfiroclastos policristalinos junto a cuarzo (ver Figura 3.1.11). El cuarzo presenta deformación intracristalina representada por la extinción ondulosa, recristalización dinámica con desarrollo de migración de borde de grano y rotación de subgranos (bordes lobulados) y texturas pseudopoligonales sectorizadas (Figura 3.1.13). La biotita ( $Bt_2$ ) se presenta recristalizada rodeando porfiroclastos de feldespatos mencionados anteriormente, siguiendo la foliación anastomosada (Figura 3.1.13d-e y g-h). En anfíboles se identificaron texturas **mineral-fish** (Figura 3.1.13g) y **maclado deformacional** (Figura 3.1.13j) asociadas a un contexto de altas tasas de deformación formando parte de la textura milonítica y en contacto con una matriz no milonítica, generalmente cuarzosa y con intensa recristalización (*e.g.*, Trouw *et al.* 2010). Asimismo, texturas **mineral-fish** también se observaron en cristales de titanita (Figura 3.1.13e). En las canteras

noroccidental y suroccidental, los **gabros hornbléndicos** exhiben fuertes diaclasas posiblemente producto de la exhumación y una deformación dúctil noreste-suroeste evidenciada por la presencia de fajas de cizalla centimétricas y la sutil orientación de los anfíboles a escala microscópica. Estas rocas, en general, son más resistentes a la milonitización por su bajo contenido de cuarzo y biotita (Trouw *et al.* 2009). El anfíbol está reemplazando pseudomórficamente antiguos cristales de piroxeno y agregados de anfíboles de menor tamaño (actinolita) posiblemente asociados a una retrogradación vinculada a la milonitización (*e.g.*, Trouw *et al.* 2009; ver Figura 3.1.7). La plagioclasa en algunos sectores presenta sus maclas sutilmente deformadas y extinción ondulosa, producto de una deformación en condiciones de medio grado metamórfico (400-500°C, Passchier & Trouw 2005). Por otra parte, en el área de la costa sur, los gabros hornbléndicos exponen la foliación  $S_2$  con una orientación NE-SO (Figura 3.1.13c), definida por orientación más notable en los anfíboles (ver Figura 3.1.7). En esta unidad, se identificó una fuerte recristalización de la plagioclasa consistente con condiciones de 450 a 600°C (Passchier & Trouw 2005; Figura 3.1.13f). Así, las evidencias descritas anteriormente, tanto para unidades intermedio-ácidas como básicas, permite acotar las condiciones del evento  $D_2$  a temperaturas entre los 450 y los 600 °C (Passchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010).

El evento  $D_3$  está relacionado a una deformación predominantemente frágil. La misma se reconoció en los granitoides a escala microscópica a través del desarrollo de microfracturas oblicuas a la  $S_2$ , como: 1) vetillas de cuarzo con lamelas de deformación, óxidos de Fe y clorita; 2) presencia de porfiroclastos de feldespato alcalino fracturados con estructuras tipo domino (Figura 3.1.13g); y 3) pliegues *kinking* en láminas de biotita (Figura 3.1.13h). Las evidencias texturales sugieren que este evento ocurrió en el rango térmico de 350 a 450° C (Passchier & Trouw 2005).



**Figura 3.1.13.** Vista general de la foliación  $S_2$  en la costa sur: en la a) ortogneis, b) granodiorita y c) gabro hornbléndico. Se incluye la proyección estereográfica de las foliaciones miloníticas medidas en ortogneises, granitoides y gabro hornbléndico. Microestructuras de la deformación dúctil y frágil-dúctil en granodiorita y gabro hornbléndico. d) Muestra M53: Vista en detalle de cristal de plagioclasa con maclas ahusadas y manto parcialmente recrystalizado rodeado de biotitas. e) Muestra M55: Cristal de titanita con textura mineral-fish en matriz cuarzosa recrystalizada y porfiroclastos de feldespato alcalino con pertitas en flama. f) Muestra MG6: Cristales de plagioclasa recrystalizada generalmente, a través de sus maclas. g) Muestra M55: Vista general de foliación anastomosada, porfiroclasto fragmentado tipo dominó y porfiroclasto policristalino de feldespato alcalino. h) Vista general de cristales de anfíbol con maclas de deformación, biotita con kink bands en matriz recrystalizada cuarzo-feldespática.

### 3.1.7 MAGNETOMETRÍA Y MODELADO 3D

#### 3.1.7.1 Introducción

La magnetometría es una técnica basada en el estudio de las variaciones del campo magnético terrestre. Permite obtener medidas del valor total del campo magnético las cuales pueden variar considerablemente con la presencia de cuerpos susceptibles a ser magnetizados de los que no. Tiene infinidad de aplicaciones en la exploración geológica (reconocimiento de cuerpos magnéticos), minera y contaminación del suelo, entre otros. Las propiedades magnéticas de las intrusiones ígneas en particular pueden reflejar la composición, el estado de oxidación, alteración hidrotermal y metamorfismo, entre otros (Clark 1999). El control fundamental sobre el magnetismo lo ejerce la partición del hierro entre las fases silicato y óxido, la cual depende de la relación de oxidación (Clark 1999).

En este capítulo se realizará un análisis e integración de los datos magnetométricos junto a datos de susceptibilidad magnética tomados de Rapalini *et al.* (1998) y lo observado en los trabajos de campo (ver apartados anteriores), con los cuales se realizó un modelado 3D y un mapa que pueda representar la historia geológica del Complejo Martín García. Las coordenadas utilizadas en el procesamiento de la magnetometría pertenecen al sistema de coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*). Debido a la espesa vegetación de la IMG, el relevamiento no pudo efectuarse según mallas simétricas y se utilizaron caminos y senderos de modo que se pueda trasladar el magnetómetro con facilidad. Se relevó el aeródromo en dirección norte-sur, la costa de este a oeste y los principales senderos ubicados hacia el norte de la isla (Figura 3.1.14).

#### 3.1.7.2 Magnetometría

La Figura 3.1.14 muestra las anomalías magnéticas detectadas en Isla Martín García. Se identifican tres anomalías dipolares importantes y notorias. Se puede observar una anomalía magnética dipolar alargada, con tendencia ~ENE-WSW, con polaridad normal y valores máximos y mínimos de ~600 nT y ~-500 nT, respectivamente, en el sector más al norte de la zona estudiada (Figura 3.1.14). Inmediatamente hacia el sur, se detectó otra anomalía magnética dipolar normal alargada, ~ ENE-WSW, pero con menor amplitud (valores máximo y mínimo de ~130 nT y ~-300 nT, respectivamente)

(Figura 3.1.14). Finalmente, en el sector sureste de la isla, se identifica una anomalía dipolar subcircular con valores máximos y mínimos de  $\sim 420$  nT y  $\sim -400$  nT, respectivamente (Figura 3.1.14). Esta anomalía se extiende hacia el este, pero con una amplitud mucho menor (valores promedio máximo y mínimo de  $\sim 150$  nT y  $\sim -100$  nT, respectivamente) por lo cual la polaridad de esta anomalía se revertiría. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que no se dispone de datos magnéticos al sur de los máximos de anomalía que corroboren su polaridad.

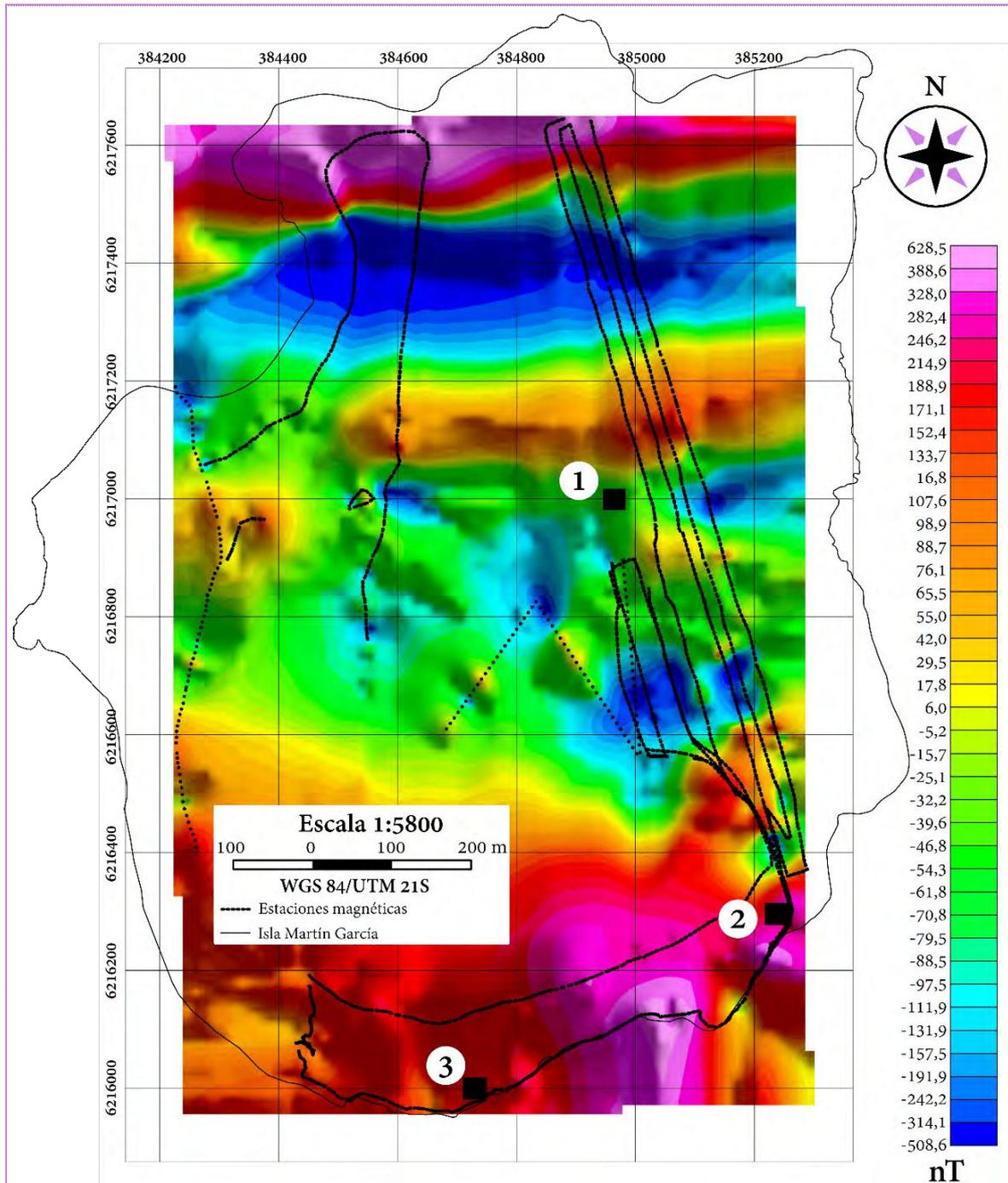


Figura 3.1.14. Anomalías magnéticas detectadas en Isla Martín García. Los pequeños círculos negros corresponden a estaciones magnéticas y los cuadrados negros, a sitios de muestreo paleomagnético 1, 2 y 3 de [Rapalini et al. \(1998\)](#).

La [Figura 3.1.15](#) muestra las anomalías magnéticas y las soluciones de Euler obtenidas considerando un SI de 1 y un tamaño de ventana de 600 m. La mayoría de las soluciones están ubicadas a lo largo de las dos anomalías magnéticas alargadas que muestran una tendencia ~E-W, o coinciden con la subcircular sur anomalía inversa. Estas soluciones sugieren que la parte superior de los cuerpos estaría ubicada a profundidades que oscilan entre ~50 y 140 m ([Figura 3.1.15](#)). La deconvolución de Euler aplicada al mapa de anomalía magnética y las continuaciones ascendentes (a 20, 40, 70 y 100 m) produjeron las soluciones que se muestran en la [Figura 3.1.16](#). La distribución de tales soluciones sugiere una caída abrupta a los cuerpos causales subverticales, el más al norte sería buzamiento hacia el norte, el cuerpo ubicado inmediatamente al sur se inclinaría hacia el sur, mientras que el ubicado más al sur se inclinaría hacia el norte ([Figura 3.1.16](#)). Las curvas de nivel cero de las derivadas de la inclinación de las anomalías magnéticas continuas hacia arriba (a 0, 20, 40, 70 y 100 m) delimitan los contactos e indican el descenso de las fuentes magnéticas ([Figura 3.1.16](#)). El borde norte de la fuente magnética más al norte y el borde sur del cuerpo más al sur estarían ubicados principalmente fuera del área estudiada, en el Estuario del Río de la Plata ([Figura 3.1.16](#)). La mayoría de los contactos serían subverticales, con la excepción del borde norte del cuerpo central, que se inclinaría hacia el sur en coincidencia con la distribución de las soluciones de Euler ([Figura 3.1.16](#)).

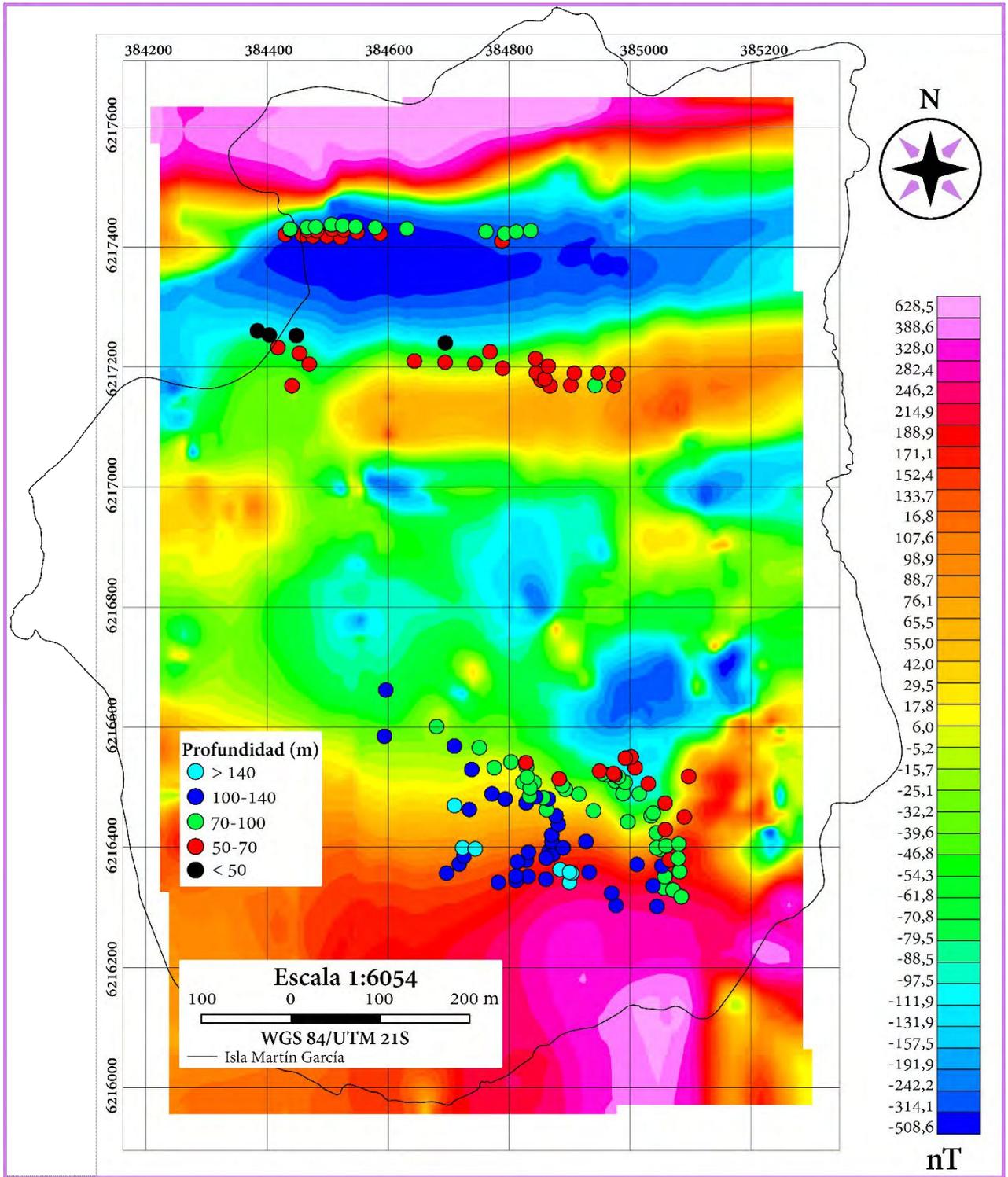


Figura 3.1.15. Soluciones de Euler superpuestas a las anomalías magnéticas, calculadas utilizando un  $SI = 1$  y un tamaño de ventana de 600 m.

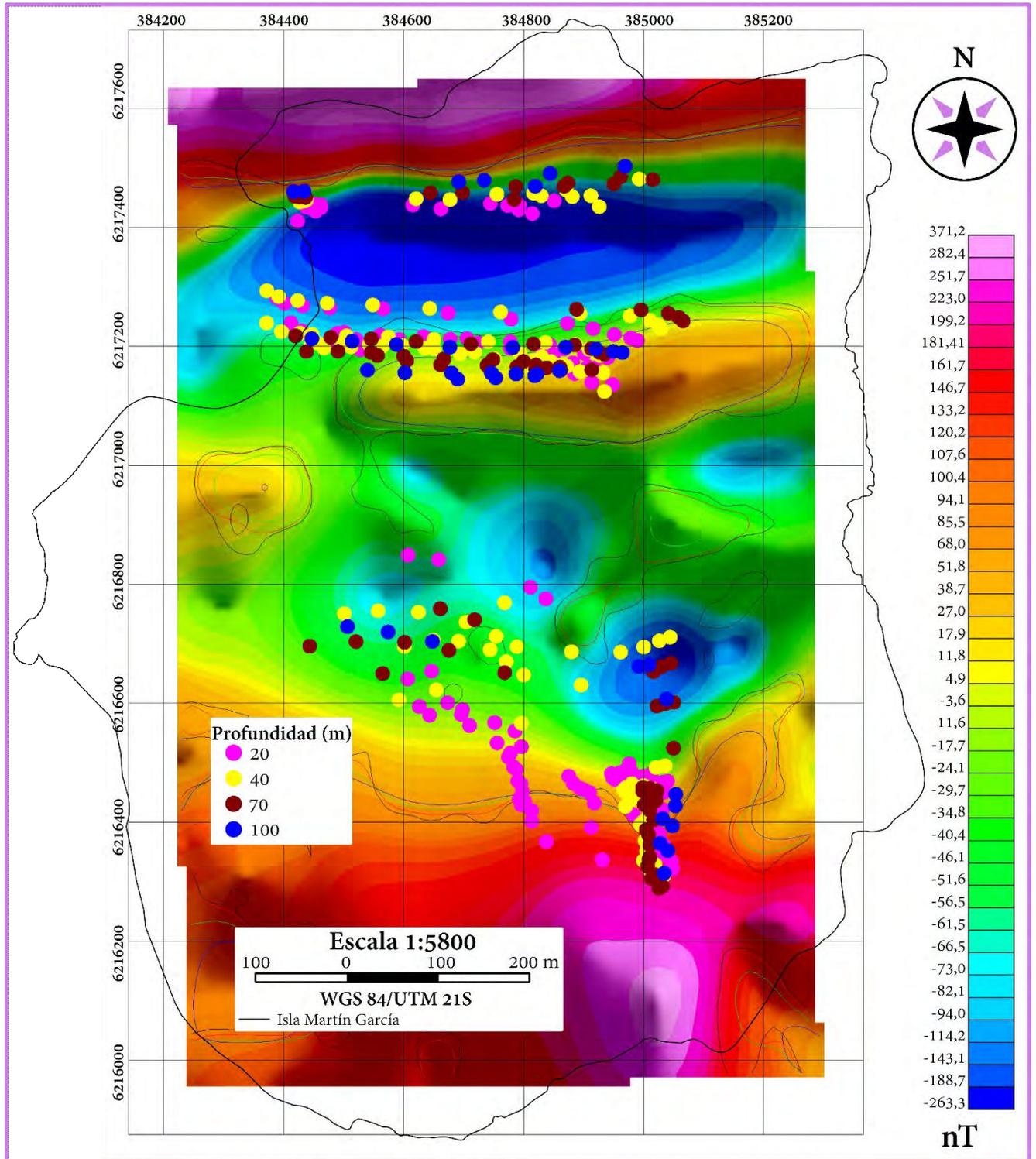


Figura 3.1.16. Soluciones de Euler y líneas de contorno cero de derivadas de inclinación calculadas para continuaciones de anomalías magnéticas de 20, 40 y 70 m hacia arriba, colocadas sobre el mapa de anomalías magnéticas continuas de 40 m hacia arriba. Las líneas de color indican las curvas de nivel cero de las derivadas de inclinación correspondientes a las diferentes continuaciones ascendentes: negro: 20 m, rojo: 40 m, verde: 70 m, azul: 100 m.

### 3.1.7.3 Modelado 3D

De acuerdo con los resultados mencionados anteriormente, el modelo magnético directo 3D se construyó considerando la presencia de tres unidades de alta susceptibilidad de tendencia ~E-O en un basamento ígneo-metamórfico no magnético. A cada uno de los cuerpos modelados se le asignaron los parámetros presentados en el Cuadro 3.1.2, tomando en cuenta las mediciones realizadas por Rapalini *et al.* (1998). Para reducir la ambigüedad inherente al método magnético, las susceptibilidades magnéticas asignadas y las relaciones de Köenigsberger no se modificaron durante el modelado directo. Sin embargo, para lograr un buen ajuste entre las anomalías medidas y modeladas, se asignó una magnetización dominada por una remanencia natural inversa a la Unidad 3 (declinación: 0 °, inclinación: 39 °) (Cuadro 3.1.2).

**Cuadro 3.1.2.** Declinación e inclinación de magnetización natural remanente, susceptibilidad magnética y relación Köenigsberger de las diferentes unidades geológicas consideradas en el modelo magnético 3D.

CUERPOS	SUSCEPTIBILIDAD (SI)	MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL (°)		RELACIÓN KÖENISBERGER
		DECLINACIÓN	INCLINACIÓN	
Basamento no magnético	0,0004	0	0	0
Unidad 1	0,0700	0	0	0
Unidad 2	0,0300	0	0	0
Unidad 3	0,0300	0	38	9

La Figura 3.1.17 muestra 4 de las 8 secciones N-S paralelas que componen el modelo. La estructura de susceptibilidad 3D modelada hacia adelante reproduce a fondo las anomalías magnéticas medidas. Solo menos del ~ 5% del área estudiada muestra anomalías residuales mayores a  $\pm 50$  nT (Figura 3.1.18). Son de longitud de onda muy corta y no se distribuyen sistemáticamente. Los valores residuales están estrechamente concentrados alrededor de 0 nT, con una desviación estándar de 17,5 nT y un coeficiente de correlación de 0,99. Estos valores indican que el modelo construido es una representación simplificada plausible de la susceptibilidad magnética y la distribución de magnetización remanente natural en el área estudiada. La Figura 3.1.19 presenta vistas en 3D de la anomalía magnética medida y el modelo de la estructura 3D.

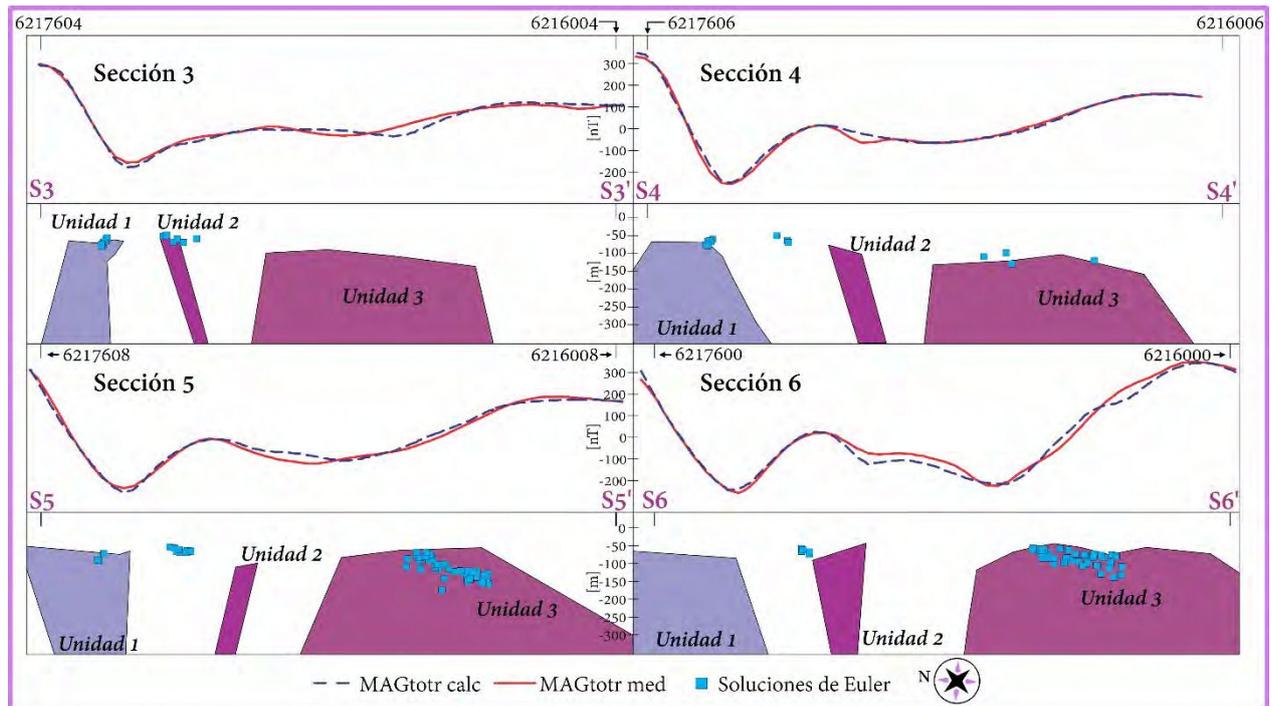


Figura 3.1.17. Secciones verticales paralelas N-S que componen el modelo magnético 3D de la Isla Martín García. La ubicación de las secciones se observa en la Figura 3.1.18.

### 3.1.8 SÍNTESIS Y CONCLUSIONES PARCIALES

#### 3.1.8.1 Consideraciones sobre el Complejo Martín García

Irvine (1982) definió un cumulato como una roca ígnea caracterizada por una red de cristales o granos que están en contacto y que se formaron y concentraron de forma primaria a través de cristalización fraccionada. Esta roca comúnmente suele poseer composiciones globales similares a dunitas o wherlitas (Thakurta 2017) siendo este tipo de rocas, muy útiles para inferir la secuencia de cristalización (Wager *et al.* 1960). En primer lugar, cristalizaron los primocristales (olivinos) y luego, a partir del líquido intercumular, cristalizaron las demás fases tales como plagioclasa piroxenos y espinelos constituyendo un proceso enteramente magmático (*e.g.*, Cox *et al.* 1979). La peridotita (posiblemente dunita y wherlita) descrita presenta una clara textura de tipo adcumular, donde cristales de olivinos y espinelos se hallan incluidos total y parcialmente en cristales de clinopiroxeno y plagioclasa intercumular, mientras que los cristales de ortopiroxeno son escasos (*ver Apartado 3.1.2.1*). La textura poiquilítica se ha interpretado anteriormente como un sistema de cristalización cerrado (*e.g.*, Larocque & Canil 2010) o también como un proceso en sistema abierto de recarga (*e.g.*, Tiepolo *et al.* 2011).

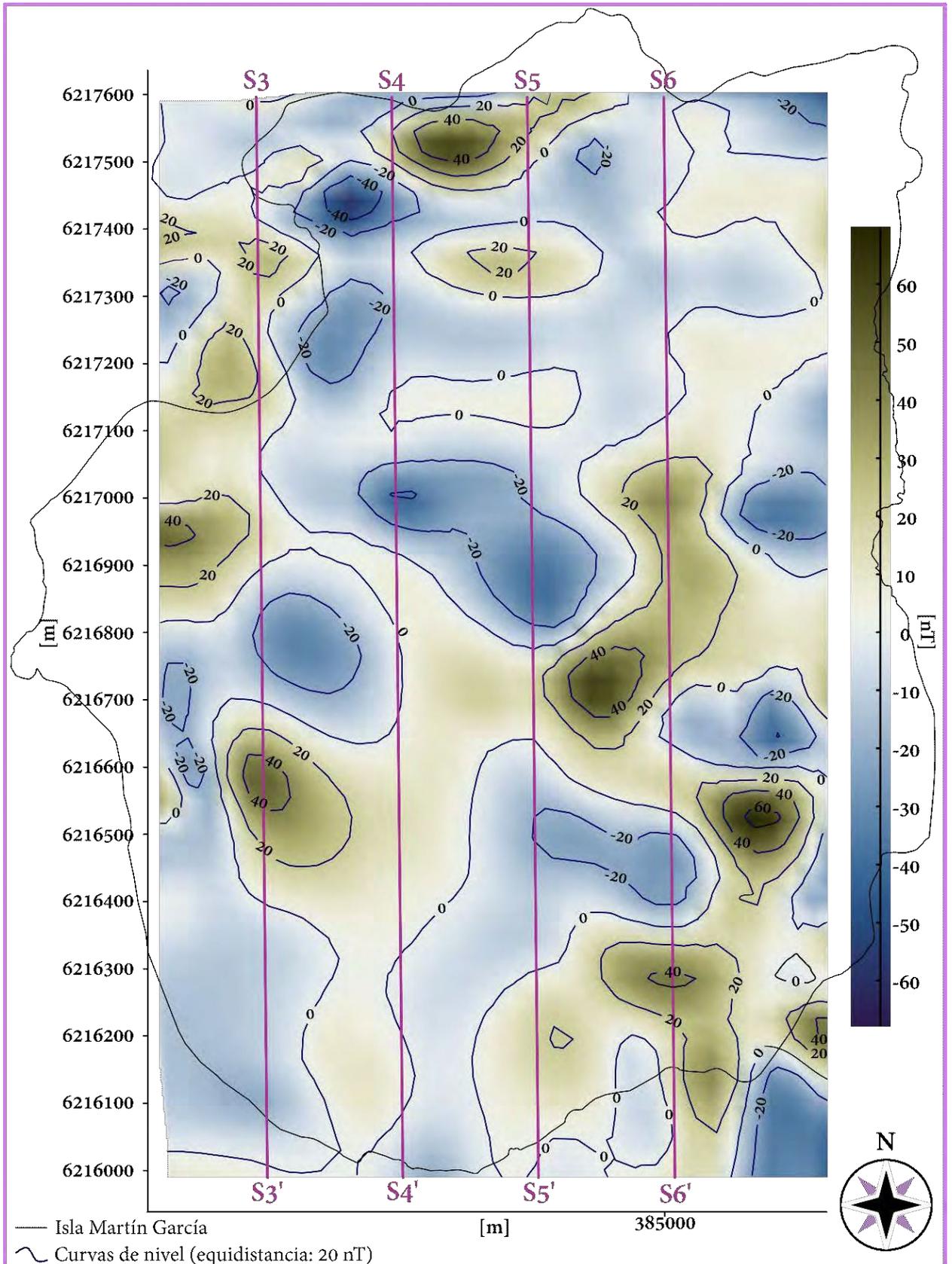


Figura 3.1.18. Anomalías residuales magnéticas calculadas para la Isla Martín García.

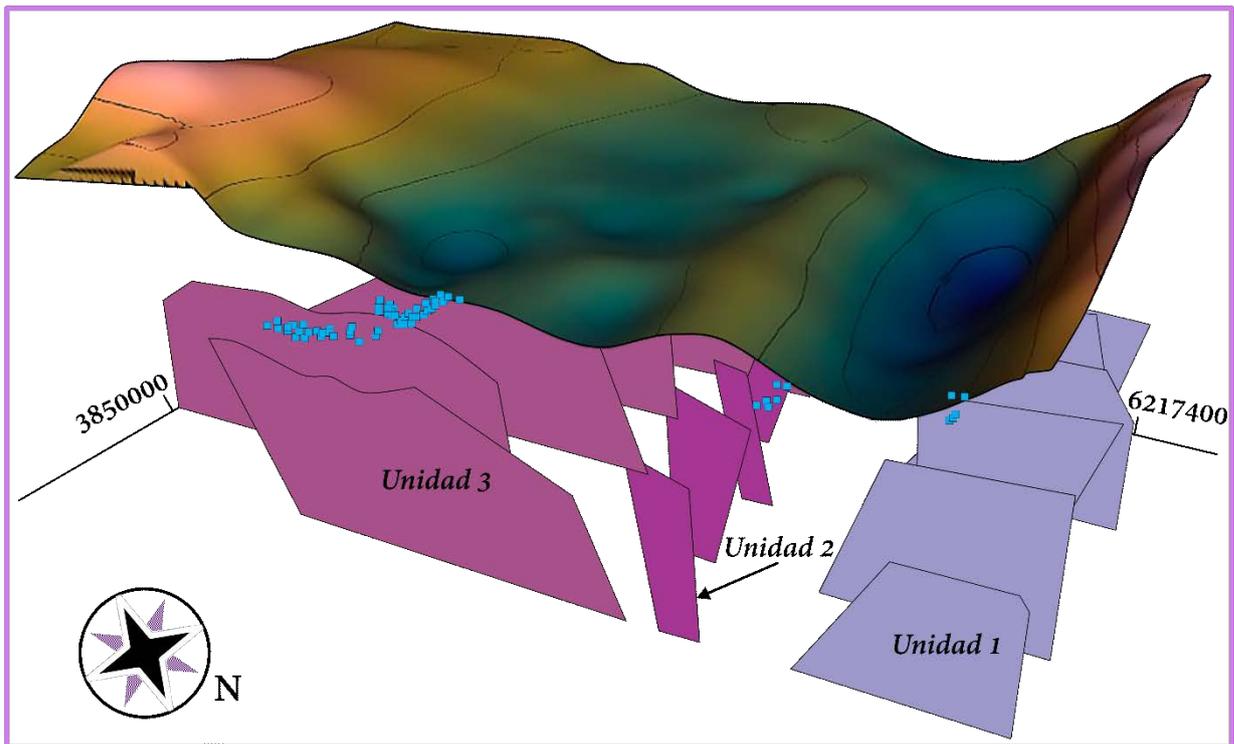


Figura 3.1.19. Vista 3D del modelo magnético mostrando las anomalías magnéticas medidas.

De todos modos, la ausencia de anfíbol primario en estas rocas estaría sugiriendo la naturaleza de un magma deshidratado. Asimismo, la morfología de los cristales de espinelo podría sugerir la naturaleza del líquido residual, atribuyéndole a cristales euhedrales de Cr-espinelos (ver Apartado 3.1.2.1) una cristalización a partir de líquidos percolados durante la interacción roca de caja-líquido (e.g., Matsumoto & Arai 2001, Feng & Zhu 2018). De igual manera, la presencia de plagioclasa puede ser explicada como consecuencia de la filtración de líquidos que interactúan con la roca de caja (Fumagalli & Klemme 2015 y referencias allí citadas).

Por otra parte, las peridotitas se encuentran con grados variables de **serpentinización** (ver Apartado 3.1.2.1). Las serpentinas, los minerales hidratados más abundantes en la alteración de las rocas ultramáficas a temperaturas  $<500^{\circ}\text{C}$ , se generan debido a la baja actividad de la sílice y los fluidos que desprenden proveen de un ambiente altamente reductor, con un  $\text{pH} > 10$ , siendo uno de los fluidos más alcalinos (Frost & Beard 2007 y referencias allí citadas). Esta reacción incongruente, libera Fe produciéndose magnetita, por lo que este proceso genera un aumento en la magnetización, además de la conductividad eléctrica y una reducción en la resistencia mecánica (Hyndman & Peacock 2003), lo cual se observó en las anomalías magnéticas obtenidas (ver Apartado anterior). De hecho, las

peridotitas con menor grado de serpentinización mostraron anomalías magnéticas significativas. Esto podría ser explicado por la magnetización remanente estable y elevada susceptibilidad magnética que pueden portar las cromitas alteradas a Fe-cromita y Cr-magnetita y totalmente comparables a las de aquellas magnetitas puras relacionadas a serpentinización (e.g., Refai *et al.* 1989, Hodel *et al.* 2020).

Los **gabros olivínicos** (Figura 3.1.20) presentan relaciones texturales (ver Apartado 3.1.3.1) similares a otros gabros olivínicos descritos en diversas investigaciones (e.g., Cruciani *et al.* 2008, Gallien *et al.* 2012), especialmente en el Cratón del Río de la Plata (Rapela & Baldo 2014), y una deformación grosera que se asocia con al menos un evento M<sub>2</sub> de carácter dúctil (ver Apartado 3.1.6). Estos gabros preservan una asociación magmática conformada por olivino, ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno. En estas rocas se identificaron características texturas coroníticas en cristales de olivino de tipo quelíftica que serán analizadas en un próximo apartado (ver Capítulo 3, Apartado 3.3.12).

Los **gabros hornbléndicos** se encuentran en contacto con los ortogneises y los gabros olivínicos (Figura 3.1.20). Describen texturas de tipo granuda a cumular de anfíbol y plagioclasa y como principal accesorio titanita con proporciones bajas a moderadas de epidoto y cuarzo. La presencia de plagioclasa rica en Ca (bitownita) y anfíbol reemplazando casi completamente cristales de piroxeno sugiere una fuente magmática hidratada (saturación de vapor de agua), lo que también explicaría la presencia de cuarzo (e.g., Deer *et al.* 1992). Rocas similares se han descrito en el Terreno Piedra Alta en Uruguay y se han utilizado como indicadores de magmatismo calcoalcalino post-tectónico de emplazamiento poco profundo (3-6 km) (Bossi & Schipilov 2007). Asociadas a estas, se describieron términos tipo pegmatoides que denominaron **hornblenditas** (Bossi & Schipilov 2007), reconocidos en el sector de la costa sur de la isla, con cristales de hasta 4 cm de anfíbol y plagioclasa siendo interpretados como una facies tardía de recristalización por acumulación de vapor de agua favoreciendo el crecimiento de estos cristales (e.g., Gill 2010). Dichas facies de grano grueso también se han descrito en el Terreno Piedra Alta. Ambas litologías se identificaron siempre asociadas a suites TTG mediante mezcla de magmas (Bossi & Schipilov 2007).

Un proceso tardío de alteración se reconoció afectando de manera moderada a alta a olivinos y piroxenos de las peridotitas (ver Apartado 3.1.2.1). Este episodio de alteración genera principalmente

serpentin, iddingsita y óxidos de hierro. Posteriormente, un proceso de baja temperatura asociado a circulación de fluidos pervasivo, permitió la precipitación de cuarzo y calcita en vetillas en las peridotitas y gabros rellenando un patrón irregular de fracturamiento (ver apartados 3.1.2.1, 3.1.3.1 y 3.1.3.2).

El contacto entre el ortogneis y el gabro hornbléndico se identificó solo en el sector de la costa sur (Figura 3.1.20). La **unidad intermedio-ácida** está caracterizada por afloramientos discontinuos de **ortogneises tonalíticos** intruidos por **granodioritas y granitos** (Figura 3.1.20). A su vez, esta unidad está intruida por diques y filones de composiciones que varían desde granodioríticas a trondhjemítica (ver Apartado 3.1.5). La presencia de bolsones félsicos en los ortogneises y el contacto difuso con los cuerpos granitoides podría estar vinculado a procesos de fusión parcial. Exhiben cristales de plagioclasa con una zonación oscilatoria (ver Apartado 3.3) notable que podría estar evidenciando cambios abruptos en las condiciones de la cámara magmática durante la cristalización de nuevos pulsos de magmas básicos (e.g., Castro Dorado 2015), lo cual se observó a través de la presencia de enclaves máficos de hasta 30 cm. Tanto en los ortogneises como en los granitoides se ha observado que las plagioclasas poseen inclusiones de biotita y cuarzo, lo cual podría sugerir que estos dos últimos minerales han cristalizado antes y que la plagioclasa no formaba parte del líquido. No obstante, no hay que descartar que pueden haber comenzado a cristalizar al mismo tiempo, pero el poder de nucleación de la plagioclasa fue mucho mayor que el de la biotita y cuarzo (e.g., Vernon 2018 y referencias allí citadas). Sin embargo, los cristales de anfíbol muestran que se formaron en distintos estadios, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales con inclusiones de cuarzo y biotita en los granitoides, indicando que se pudieron formar en etapas tempranas, mientras que en los ortogneises se presentan cristales anhedrales. Estos últimos podrían representar los últimos estadios de cristalización de estos magmas o bien, tener un origen subsólido asociado al evento  $M_1$  (ver Apartado 3.1.6). Tanto la unidad intermedio-ácida, incluidos los cuerpos discordantes mencionados, como la básica, presentan deformación dúctil de orientación noroeste-sureste ( $D_2$ ) siendo su mejor registro en los granitoides (ver Apartado 3.1.6).

### 3.1.8.2 Análisis magnetométrico de la Isla Martín García

Los resultados sugieren la existencia de **tres unidades magnéticas** en el **basamento metamórfico ígneo no magnético** del Complejo Martín García. Como se desprende de las observaciones petrográficas presentadas anteriormente, de las unidades descritas, solo la **unidad ultrabásica** presenta minerales magnéticos (magnetita y cromita). Las unidades modeladas 1, 2 y 3 (**Cuadro 3.1.2**, **Figuras 3.1.17** y **3.1.19**) presentan una geometría alargada con tendencia ~ENE-OSO y buzamiento pronunciado.

**Rapalini et al. (1998)** recolectaron 14 muestras orientadas distribuidas en tres sitios para mediciones y análisis paleomagnéticos en el Complejo Martín García. Según estos autores, las rocas muestreadas en los sitios 1 y 2 (**Figura 3.1.14**) muestran altos valores de susceptibilidad magnética ( $4,96 \times 10^{-2}$  y  $8,38 \times 10^{-2}$  SI, respectivamente) y fuerte remanencia (razones de Köenisherger de 2,9 y 9,0, respectivamente). Sin embargo, los vectores de remanencia natural en esas muestras están muy dispersos y muestran polaridades normales e inversas dentro del mismo sitio. Por otro lado, las rocas muestreadas en el sitio 3 (**Figura 3.1.14**) muestran baja susceptibilidad magnética ( $4,44 \times 10^{-4}$  SI) y remanencia débil (razón de Köenisherger de 0,09) (**Rapalini et al. 1998**). Teniendo en cuenta las relaciones de Köenisherger mencionadas anteriormente, los datos no se redujeron al polo (RTP). La **Unidad 1** estaría ubicada en el sector más al norte del área relevada, siendo su límite norte ubicado en el Estuario del Río de la Plata. De acuerdo con el valor de susceptibilidad magnética promedio usado en el modelo 3D (0,07 SI), las rocas que componen la **Unidad 1** serían fuertemente ferromagnéticas con más de 1% en volumen de contenido de magnetita (**Clark 1999**). Sin embargo, no se han observado rocas de naturaleza ígnea y/o metamórfica en superficie en el sector norte de la isla que permitan una caracterización detallada de la **Unidad 1**.

Hacia el centro-oeste del Aeródromo Martín García (**Figura 3.1.20**) se ha muestreado un pequeño afloramiento de peridotita intensamente serpentizada (Muestra M69) similar a las descritas por **Dalla Salda (1981)** y en esta tesis anteriormente (**ver Apartado 3.1.2.1**). Del mismo afloramiento, **Rapalini et al. (1998)** tomaron muestras orientadas (Sitio 1 en la **Figura 3.1.14**) con una susceptibilidad magnética promedio de 0,049 SI. Estas rocas corresponderían a la **Unidad 2** modelada (0,03 SI) (**Cuadro 3.1.2**, **Figuras 3.1.17** y **3.1.19**), que, considerando su susceptibilidad magnética, sería de

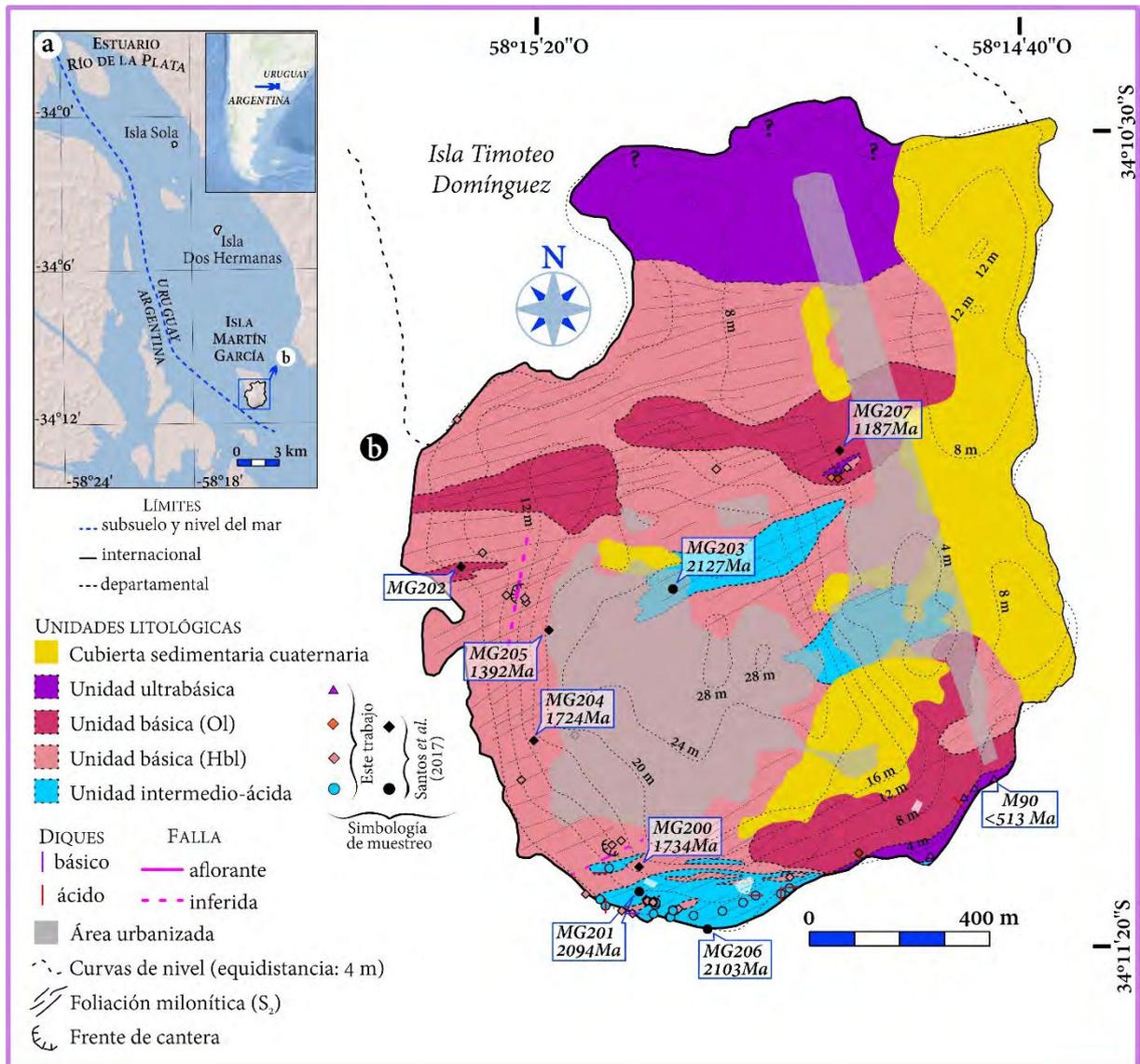
moderada a fuertemente ferromagnética (con 0,1 a más de 1 % de contenido de magnetita) (Clark 1999), coincidente con lo descripto para la muestra M69.

En el sector sureste de la isla, Rapalini *et al.* (1998) obtuvieron muestras orientadas con una susceptibilidad magnética promedio de  $\sim 0,08$  SI y una relación de Köenigsberger de  $\sim 9$  (Sitio 2, Figura 3.1.14), lo que sugiere que las anomalías magnéticas correspondientes estarían dominadas por la magnetización remanente natural de las rocas. En coincidencia, se detectó una anomalía magnética dipolar inversa de gran amplitud en el área. Este afloramiento podría corresponder a la **Unidad 3** modelada (Cuadro 3.1.2, Figura 3.1.17 y 3.1.19). Sin embargo, se logró un buen ajuste entre las anomalías medidas y modeladas utilizando una susceptibilidad magnética de 0,03 SI para la **Unidad 3**, considerablemente más baja que los valores reportados por Rapalini *et al.* (1998). Este hecho podría explicarse considerando la gran variabilidad mineralógica y composicional observada entre las muestras recolectadas. En cualquier caso, según Clark (1999), las rocas que componen la **Unidad 3** serían de moderada a fuertemente ferromagnéticas, con un contenido de magnetita de 0,1 a más de 1% en volumen. Sin embargo, las rocas ultrabásicas muestreadas muy cerca del Sitio 2 de Rapalini *et al.* (1998) (muestra M323, Figura 3.1.14), presentan un grado de serpentinización menor a la muestra M69, recolectada en el Sitio 1 de Rapalini *et al.* (1998) pero exhiben contenidos de espinelos ricos en Cr lo cual podría estar explicando la gran magnetización del área.

Recientemente, Núñez Demarco *et al.* (2020) y Sánchez Bettucci *et al.* (2021) presentaron nuevas interpretaciones de levantamientos magnéticos aéreos de alta resolución realizados en 2014 y 2015 en el oeste de Uruguay (Terreno Piedra Alta). Aquí observaron patrones magnéticos similares a los detectados en Isla Martín García. Núñez Demarco *et al.* (2020) identificaron marcadas anomalías lineales asociadas con enjambres de diques del Proterozoico y Mesozoico, así como diques aislados. En particular, reconocieron un enjambre de diques de menor extensión con tendencia N78° E, probablemente de edad Proterozoica. Además, proponen que los diques se extenderían hacia el suroeste hacia el territorio argentino. Sánchez Bettucci *et al.* (2021) documentaron la ocurrencia de anomalías magnéticas dipolares inversas subcirculares, algunas de ellas con diámetros mínimos de 800 m y amplitudes mayores a 600 nT, en el sector más occidental del Terreno Piedra Alta y sugieren que estos cuerpos podrían corresponder a plutones alcalinos o máficos de material altamente magnético.

Estas similitudes con los resultados magnéticos registrados en la Isla Martín García sugieren que la misma podría ser una extensión del Terreno Piedra Alta.

Luego del modelado de las mencionadas unidades, se confeccionó un mapa geológico con la integración de los resultados obtenidos en el campo a través de la descripción petrográfica y estructural, y la magnetometría junto al modelado 3D que se puede observar en la siguiente **Figura 3.1.20**:



**Figura 3.1.20.** a) Vista general del Estuario Río de la Plata mostrando la ubicación de la Isla Martín García (Argentina). b) Mapa geológico de la Isla Martín García obtenido a partir de la integración de observaciones de campo, petrografía y geofísica. Se indican los puntos de muestreo litológico de esta Tesis y los de Santos et al. (2017) incluyendo la geocronología U-Pb. Las muestras MG200-201-202-203-204-205-206-207 corresponden a las datadas por Santos et al. (2017) mientras que la muestra M90 corresponde a esta Tesis Doctoral.

## 3.2 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

### 3.2.1 INTRODUCCIÓN

La geoquímica es una disciplina que utiliza los principios de la química para identificar y explicar mecanismos que ocurren en los sistemas geológicos (e.g., [White 2005](#), [McSween et al. 2010](#)). Víctor M. Goldschmidt (1888-1947) es considerado como el “padre de la geoquímica moderna”. Entre muchos de sus aportes, fue quien estableció la abundancia absoluta y relativa de los elementos químicos y los isótopos presentes en la Tierra, y la distribución y migración de estos elementos en todas las capas de la tierra (atmósfera, hidrósfera, corteza y manto) y en rocas y minerales para poder identificar procesos ([Mason 1992](#), [Rapela & Depetris 2016](#)).

El objeto de estudio de este trabajo lo conforman rocas de origen magmático con procesos variables de alteraciones deutérica e hidrotermal y metamorfismo. La composición química y mineralogía de la fuente origen ejerce un control fundamental sobre la química de las rocas magmáticas. Los elementos mayoritarios y trazas de un líquido estarán definidos por el tipo y grado de fusión y, a su vez, esta composición puede modificarse hasta llegar a la superficie ([Rollinson 1993](#)). Por lo que, la composición de la fuente será función de los procesos de cristalización fraccionada, mezcla de magmas, fusión parcial y/o una combinación de estos. Desde el emplazamiento o la erupción, las rocas pueden modificarse químicamente, por lo que, idealmente, se deberían seleccionar las muestras más frescas posibles ([Rollinson 1993](#)). En general, se espera que elementos como las REE y las HFSE se comporten relativamente inmóviles durante la alteración post-magmática y bajo condiciones metamórficas variables. Por el contrario, los LILE tienden a ser mayormente móviles bajo condiciones de alteración (e.g., [Winchester & Floyd 1977](#), [Kerrick & Fyfe 1981](#), [Polat & Hofmann 2003](#), [Polat et al. 2012](#)).

En este capítulo se presenta un estudio integral de los análisis geoquímicos de roca total (elementos mayoritarios, minoritarios y trazas) efectuados en las unidades ultrabásica, básica e intermedia-ácida (ver [Apartado 3.1](#)). Se incluyeron las muestras analizadas por [Santos et al. \(2017\)](#) denominadas MG200, MG201, MG202, MG203, MG204, MG205 y MG206 ([Figura 3.2.1](#)) y por [Segal & Crosta \(2010\)](#) de ubicación desconocida, por lo que la denominamos MSC.

Este mismo, se confeccionó sobre las bases establecidas por Rollinson (1993) junto a criterios recientes actualizados (e.g., Frost & Frost 2013, Rollinson & Pease 2021). Asimismo, se incluyen bases de datos no experimentales (e.g., Rapela *et al.* 2011, Oyhantçabal *et al.* 2011, Chernicoff *et al.* 2016) a modo de comparación. Los elementos trazas se normalizaron según valores de N-MORB (*Normal-Middle Ocean Rift Basalts*) y Manto Primitivo (Sun & McDonough 1989) y las tierras raras, según valores de Condrito (McDonough & Sun 1995). Los análisis geoquímicos y parámetros calculados se exhiben en los Anexos 3.2.1 y 3.2.2 y a continuación, se indican los detalles de las muestras analizadas:

◆ Unidad ultrabásica:

- M90: peridotita con serpentización avanzada.
- M69: peridotita con serpentización moderada.

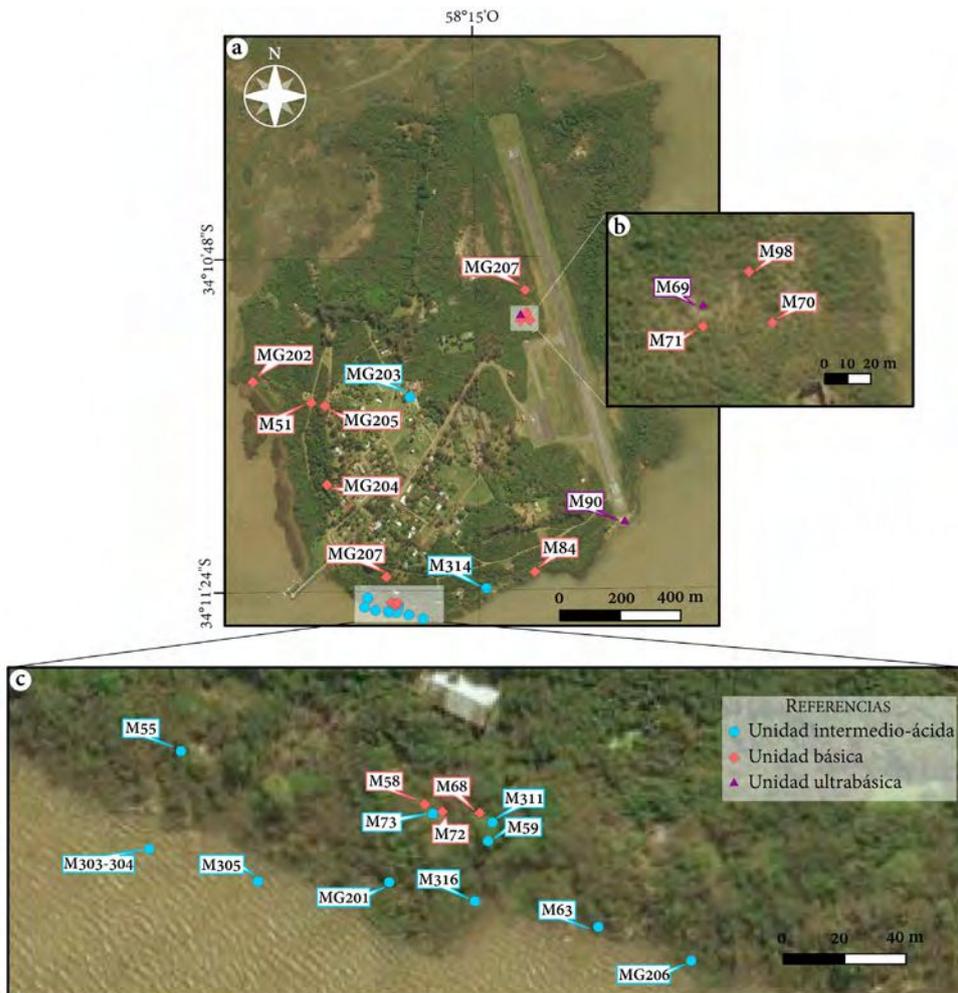
◆ Unidad básica

- M84: gabro olivínico con alteración avanzada.
- M51: gabro hornbléndico.
- M68: gabro hornbléndico
- M70: gabro hornbléndico
- M71: gabro
- M72: gabro
- MG200, MG202, MG204 y MG207: gabros olivínicos. Santos *et al.* (2017)
- MG205: gabro. Santos *et al.* (2017).
- MSC: metaultrabásita definida por Segal & Crosta (2010). En esta Tesis Doctoral, se considera esta muestra como parte de la unidad básica y corresponde a un gabro olivínico con alteración avanzada.

◆ Unidad intermedio-ácida

- M55: granodiorita
- M59: ortogneis tonalítico
- M73: ortogneis tonalítico
- M59: ortogneis tonalítico
- M303: dique granodiorítico
- M304: ortogneis tonalítico
- M311: diorita
- M314: ortogneis tonalítico

- M316: ortogneis tonalítico
- M63: enclave máfico en ortogneis tonalítico
- MG201: gneis granodiorítico definida por Santos *et al.* (2017) y redefinida en esta Tesis Doctoral como granodiorita.
- MG203: metadacita definida por Santos *et al.* (2017) y redefinida en esta Tesis Doctoral como ortogneis tonalítico.
- MG206: gneis cuarzodiorítico definida por Santos *et al.* (2017) y redefinida en esta Tesis Doctoral como ortogneis tonalítico.



**Figura 3.2.1.**  
 a) Ubicación de las muestras en las que se realizaron análisis de geoquímica de roca total incluidas aquellas analizadas por Santos *et al.* (2017). b) Vista en detalle de la costa sur. c) Vista en detalle del área central de la isla.

### 3.2.2 ELEMENTOS MAYORITARIOS

Todos los análisis de elementos mayoritarios fueron recalculados al 100 % debido a que, en algunos casos, los valores de LOI% son muy altos por alteración deutérica y/o serpentización en las rocas básicas y ultrabásicas. Además, el metamorfismo posiblemente haya modificado en mayor o menor medida los contenidos de los elementos más móviles (*e.g.*, Lahaye & Arndt 1996, Herzberg *et al.* 2010)

Las unidades se proyectaron en el diagrama AFM de Miyashiro (1978) para aproximar el origen del magma parental (Figura 3.2.2). Para clasificar la unidad intermedio-ácida, se utilizó el diagrama ternario An-Ab-Or de Barker (1979) dadas las condiciones subsólidas que atravesaron estas rocas, que pudieron afectar la composición modal especialmente del cuarzo (Figura 3.2.2). En el caso de las unidades básica y ultrabásica, se clasificaron según los diagramas ternarios Px-Ol-Pl y Ol-Cpx-Opx de Le Maitre (1992) con la moda normativa, debido a la avanzada alteración que presentan las rocas teniéndose en cuenta en cada caso la moda mayoritaria de los minerales observados en petrografía que pudieron reconocerse. Las rocas pertenecientes a la unidad básica se clasificaron en el triángulo Px-Ol-Pl teniendo en cuenta que la moda aproximada de un 50% de feldspatos y hasta 5% de ortopiroxenos sugieren que son gabros (Le Maitre 1992). Las rocas consideradas como ultrabásicas se clasificaron en el diagrama Ol-Cpx-Opx con más de un 40% modal de olivino y contenidos de plagioclasa de hasta 16% (Figura 3.2.2), sin embargo, podrían considerarse como rocas ultramáficas con plagioclasa.

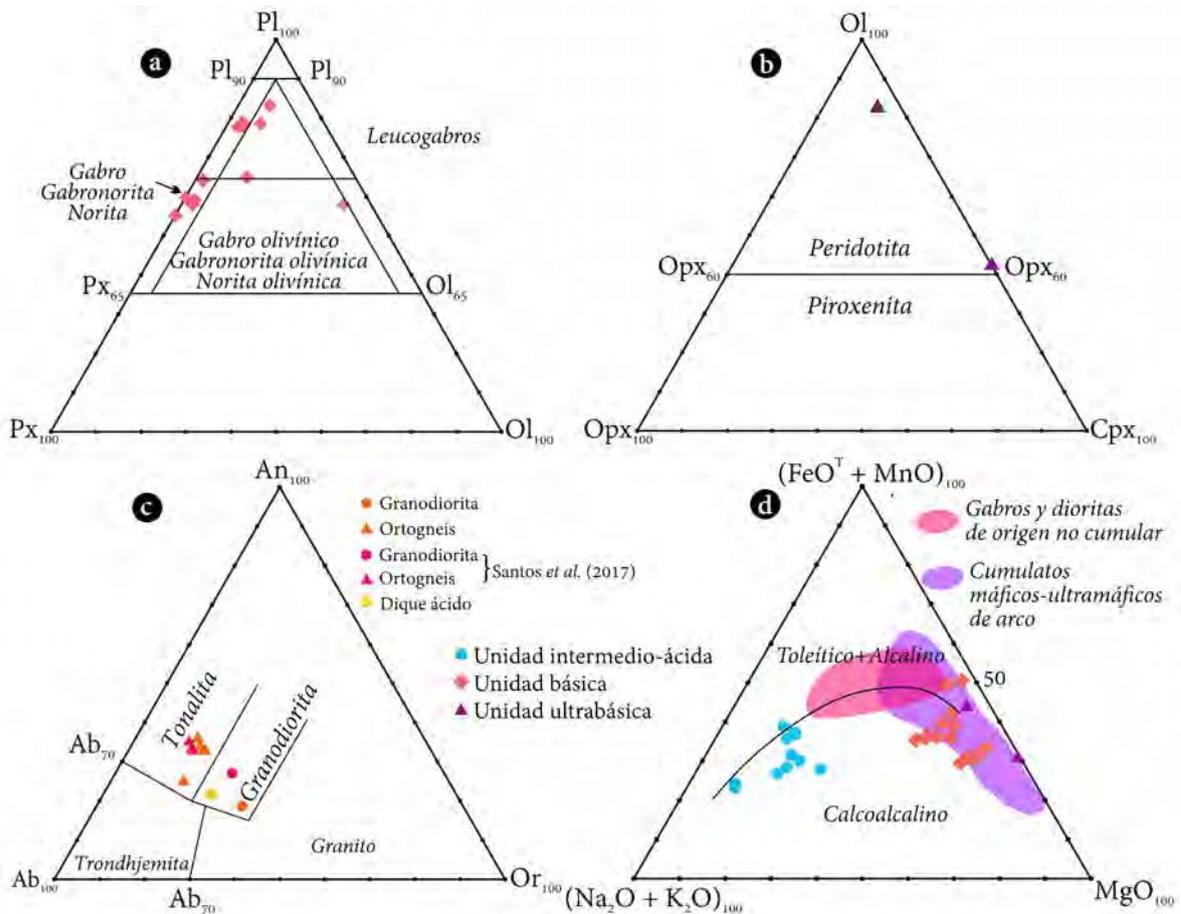


Figura 3.2.2. Diagramas normativos de clasificación de rocas plutónicas máficas y ultramáficas según la comisión de nomenclatura de rocas ígneas de la IUGS (Le Maitre 2002): a) Px-Pl-Ol. b) Px-Ol-Hbl. c) Diagrama An-Ab-Or de Barker (1989) de clasificación para las rocas de la unidad intermedio-ácida. d) Diagrama AFM de Miyashiro (1978) con las muestras analizadas de todas las unidades. Se indica el campo de las rocas máficas y ultramáficas cumulares de arco y de dioritas y gabros no cumulares según Beard (1986).

### 3.2.2.1 Unidad intermedio-ácida

Los **ortogneises** (Muestras M59, M73, M304, M314, M316, MG203 y MG206) tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 62,45-66,48 y 15,26-16,89 %, respectivamente. La relación alcalina (=K/K+Na) propuesta por Debon & LeFort (1988) varía entre 0,18 y 0,35 y el #Mg (Mg/Fe<sup>2+</sup>+Mg) varía entre 0,26 y 0,54. Los **granitoides** (Muestras M55 y MG201) tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 69,62-70,65 y 13,59-13,63%, respectivamente. La relación alcalina propuesta por Debon & LeFort (1988) varía entre 0,30 y 0,38 y el #Mg varía entre 0,30 y 0,42 mientras que el **dique ácido** (muestra M303) tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 69,30 y 16,50%, respectivamente. La relación alcalina propuesta por Debon & LeFort (1988) es de 0,34 y el #Mg de 0,41. La **diorita** (Muestra M311), tiene contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 59,40 y 22,70%, respectivamente con un #Mg de 0,51. Por otra parte, el **dique máfico** (Muestra M305)

presenta contenidos de SiO<sub>2</sub> y TiO<sub>2</sub> de 50,3% y 0,17% con concentraciones de FeO<sub>T</sub>, MgO y CaO de 8,97%, 10,6% y 12%, respectivamente. Los contenidos de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O son de 0,8 y 1,24, respectivamente. El #Mg es de 0,54 y el LOI es de 2,34%. El **enclave máfico** (Muestra M63) presenta contenidos de SiO<sub>2</sub> y TiO<sub>2</sub> de 48,6% y 0,14% con concentraciones de FeO<sub>T</sub>, MgO y CaO de 3,79%, 4,92% y 15,55%, respectivamente. Los contenidos de K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O son de 0,12 y 1,75, respectivamente. El #Mg es de 0,56 y el LOI es de 0,97% (**Anexo 3.2.1**).

Debido a los procesos de recristalización que posiblemente han modificado la moda mineral, se utilizó el diagrama de **Barker (1979)** donde se tienen en cuenta los contenidos de anortita, albita y ortoclasa calculados en la norma CIPW. Los ortogneises se clasifican como tonalitas y los granitoides y dique ácido como granodioritas (**Figura 3.2.2c**). Pertenecen a una típica **suite subalcalina** de tipo **calcoalcalina** (e.g., **Miyashiro 1978; Figura 3.2.2d**). El índice de saturación en alúmina [ASI= Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+CaO)<sub>m</sub>] varía entre 0,85 y 0,97, que define una **naturaleza metaluminosa**, clasificándose de la misma forma según los criterios de varios autores (e.g., **Debon & LeFort 1988, Frost et al. 2001**). En la **Figura 3.2.3b** se muestra el diagrama propuesto según **Frost et al. (2001)**. En el diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO % (MALI= *modified alkali-lime index*) de **Frost et al. (2001; Figura 3.2.3c)**, plotean en el campo de la **serie cálcica**. Según los parámetros de **Frost et al. (2001)** y **Debon & LeFort (1988)**, pertenecen a la **serie magnesiana**. En la **Figura 3.2.3d** se muestra el diagrama propuesto por **Frost et al. (2001)**.

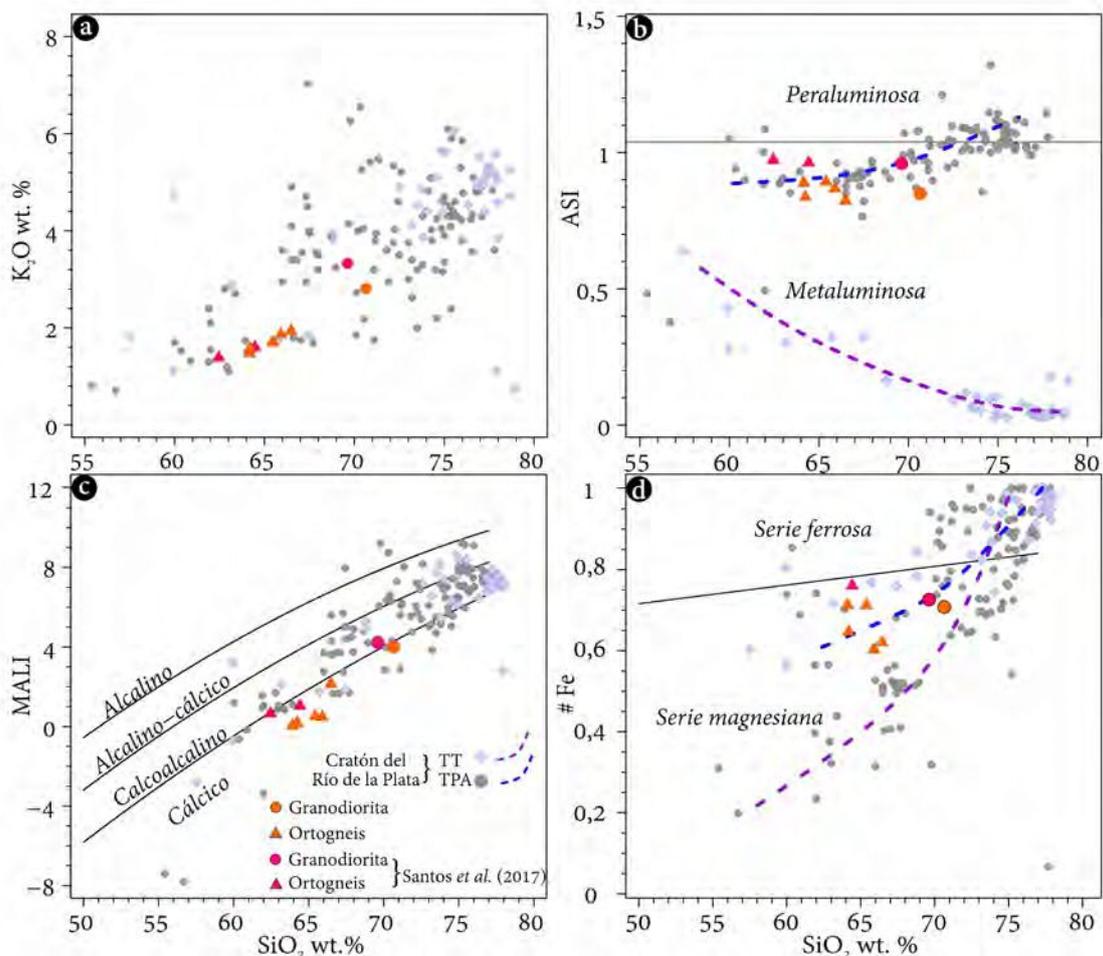


Figura 3.2.3. Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs. a)  $\text{K}_2\text{O}$ %, b) ASI, c) MALI y d)  $\#\text{Fe}$ . Se incluyeron base de datos del magmatismo paleoproterozoico del Terreno Piedra Alta y Tandilia tomados de *Oyhantçabal et al. (2011)* y se marcaron con línea discontinua los trenes evolutivos de cada uno. Las muestras analizadas coinciden mayormente con los trenes evolutivos de las rocas del Terreno Piedra Alta.

El ortogneis aquí estudiado, identificado como la roca de caja, se interpretó anteriormente como rocas de protolitos sedimentarios (*Dalla Salda 1981*). En este trabajo, se estableció que provienen de un **protolito ígneo** a través del análisis petrográfico (ver **Capítulo 3, Apartado 3.1**) y se confirmó su naturaleza a partir de su geoquímica de elementos mayores. Tienen bajas relaciones de  $\text{MgO}/\text{CaO}$  (entre 0,30 y 0,49) y de  $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  (entre 0,11 y 0,33) y altas relaciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (entre 0,57 y 0,60) y de  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$  (entre 0,20 y 0,28) (**Figura 3.2.4a-b**). Estas relaciones son características de **rocas metamórficas derivadas de material ígneo de composiciones granodioríticas a tonalíticas**. Asimismo, se aplicó la función discriminante entre rocas sedimentarias e ígneas propuesta por *Velikoslavinkii et al. (2013)* donde se obtuvieron valores de DF ( $X = -0,24 * \text{SiO}_2 - 0,16 * \text{TiO}_2 - 0,25 * \text{Al}_2\text{O}_3 -$

$0,28 * FeO^{(*)} - 0,3 * MgO - 0,48 * CaO - 0,79 * Na_2O - 0,46 * K_2O - 0,1 * P_2O_5 + 26,64$  siendo  $FeO^{(*)} = (0,9 * Fe_2O_3) + FeO$ , entre -4,66 y -2,14 típicos de **rocas magmáticas** (Figura 3.2.4c).

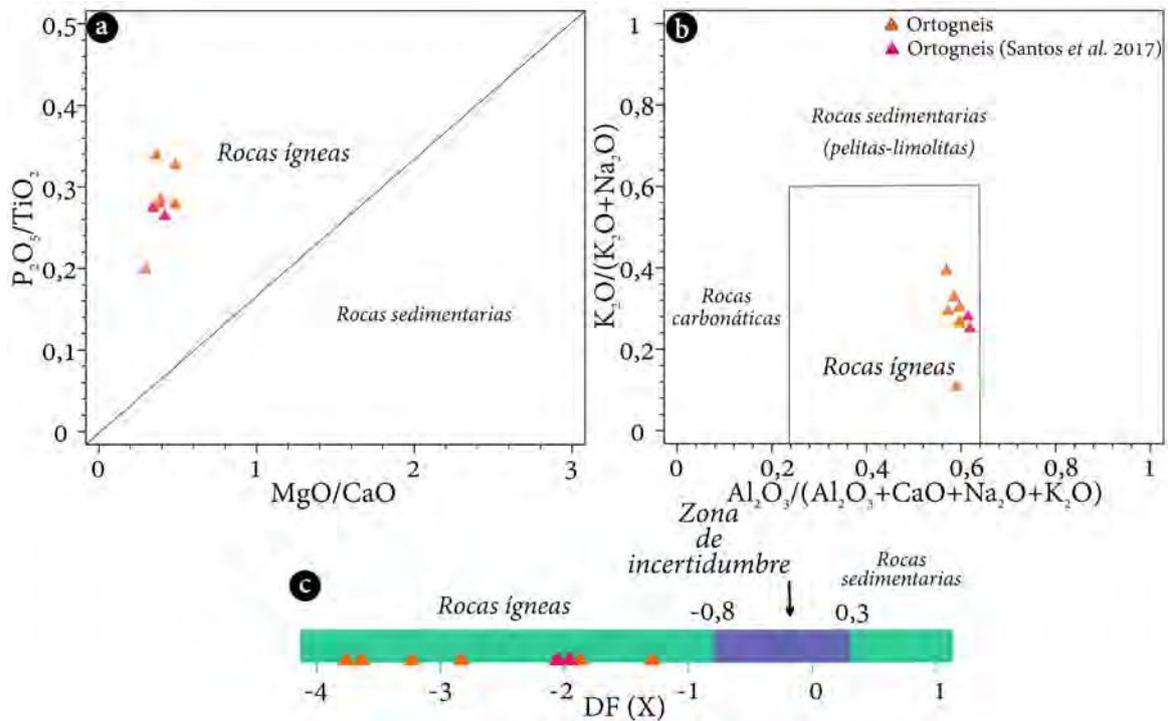


Figura 3.2.4. Diagramas de discriminación de protolitos de los ortogneises reconocidos del Complejo Martín García. Se incluyen los datos de Santos et al. (2017): a) Diagrama  $P_2O_5/TiO_2$  vs.  $MgO/CaO$  según Werner (1987). b) Diagrama  $K_2O/(K_2O+Na_2O)$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+K_2O+Na_2O)$  según Shan et al. (2016). c) Gráfica de distribución del factor  $DF(X)$  propuesto por Velikoslavinkii et al. (2013).

### 3.2.2.2 Unidad básica

Aquí se incluyó el dato publicado por Segal & Crosta (2010). Los gabros (Muestras M51, M68, M70, M71, M72 y MG205) presentan contenidos de  $SiO_2$  y  $TiO_2$  de 46,80-50,74% y 0,13-0,23% con concentraciones de  $FeO_T$ ,  $MgO$  y  $CaO$  de 3,41-6,21%, 4,32-11,43% y 10,00-15,15%, respectivamente. Los contenidos de  $K_2O$ ,  $Na_2O$  y  $P_2O_5$  son de 0,08-0,23, 1,60-2,07 y 0,01-0,04, respectivamente. El #Mg varía entre 0,55-0,66 y el LOI es de 0,96-1,97% (Anexo 3.2.1). Pertenecen a la suite subcalcina de tipo calcoalcalina (e.g., Miyashiro 1978; Figura 3.2.2d).

Los gabros olivínicos (Muestras M98, M84, MG200, MG202, MG204, MG205, MG207 y MSC) presenta contenidos de  $SiO_2$  y  $TiO_2$  de 42,08-50,74% y 0,07-0,21% con concentraciones de  $FeO_T$ ,  $MgO$  y  $CaO$  de 4,21-8,85%, 8,24-21,22% y 6,70-24,30%, respectivamente. Los contenidos de  $K_2O$ ,  $Na_2O$  y  $P_2O_5$  son de 0,10-0,54, 0,74-2,07 y 0,02-0,06, respectivamente. El #Mg varía entre 0,54-0,71 y el LOI es de 1,46-4,24% y llega hasta un 13,45% en la muestra M84

que presenta avanzada serpentinización y altos contenidos de talco ([Anexo 3.2.1](#)). Todos los gabros muestran características similares, perteneciendo a la **suite subalcalina** de tipo **calcoalcalina** coincidentes con el campo propuesto por [Beard \(1986\)](#) para **rocas máficas y ultramáficas cumulares** (e.g., [Miyashiro 1978](#); [Figura 3.2.2d](#)).

### 3.2.2.3 Unidad ultrabásica

Las rocas ultrabásicas (Muestras M69 y M90) exhiben contenidos de LOI que alcanzan hasta un 22,4 % en peso, debido a su **avanzado estado de serpentinización y alteración deutérica**. Son **peridotitas** según sus contenidos normativos ([Figura 3.2.2b](#)). Tienen contenidos de SiO<sub>2</sub>, MgO y FeO<sup>T</sup> que varían entre 32,40-38,10%, 6,81-28,5 % y 7,48-12,64 % en peso, respectivamente. El TiO<sub>2</sub> varía entre 0,07 y 0,24 %, siendo la muestra con mayor contenido de clinopiroxeno la que tiene mayores contenidos de Ti. La relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 0,58 y 3,66 siendo la peridotita que contiene clinopiroxeno de mayor relación (CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>1). No obstante, debe tenerse en cuenta que los procesos de metasomatismo pueden modificar los contenidos de CaO (e.g., [Downes 2001](#)). Los contenidos de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>%, Cr y V son de 0,01-0,24%, 2240-3720 ppm y 46-56 ppm ([Anexo 3.2.1](#)). Las dos muestras analizadas pertenecen a la **suite subalcalina** de tipo **toleítica** coincidentes con el campo propuesto por [Beard \(1986\)](#) para **rocas máficas y ultramáficas cumulares** (e.g., [Miyashiro 1978](#); [Figura 3.2.2d](#)).

## 3.2.3 ELEMENTOS TRAZAS Y TIERRAS RARAS

### 3.2.3.1 Unidad intermedia-ácida

Los ortogneises, granodioritas y el dique ácido presentan contenidos similares de elementos traza y REE. Exhiben altos contenidos de Sr (349-489 ppm) y bajos de Cr (20-90 ppm) y contenidos de Y que varían entre 3,81 y 11,0 ppm. Las relaciones Nb/Th, Lu/Hf y Zr/Sm tienen valores entre 0,75-1, 0,02-0,04 y 39,14-62,89, respectivamente. Las relaciones Nb/Ta y Sr/Y varían entre 5,47-19 y entre 43,42-56,23, respectivamente. Normalizados a Manto Primitivo según [Sun & McDonough \(1989\)](#), se observa una tendencia general de un **enriquecimiento de los LILE sobre los HFSE** ([Figura 3.2.6a](#)), mostrando **anomalías marcadas positivas de Sr y Zr** mientras que la de Ti es más pequeña. Además, se observan **anomalías negativas de Nb y P**

(Figura 3.2.6a). Se indican los patrones de corteza continental superior (CCS; Figura 3.2.6a) e inferior (CCI; Figura 3.2.6a) mostrando similitudes en los LILE con la CCS mientras que, con la CCI se asemejan a los HFSE. Tienen un contenido total de REE que varía entre 88 y 1046 ppm (Anexo 3.2.1). Los REE se normalizaron a Condrito según McDonough & Sun (1995) donde se observó un marcado enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE con una relación  $La_N/Yb_N$  que varía entre 14,25 y 30,24. También se observó que las anomalías de Eu son ligeramente negativas muy cercanas a 1 ( $Eu/Eu^* = 0,85-0,95$ ; Figura 3.2.6). En el caso de la diorita, el patrón con respecto al manto primitivo se aleja un poco del grupo de los ortogneises y granitoides, pero muestra anomalías similares (Figura 3.2.6) mientras que el patrón normalizado según CCI es similar al descripto para toda la unidad intermedio-ácida. En el patrón de las REE sucede algo similar con una anomalía levemente positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 1,3$ ). Para el caso de la diorita, se observan menores contenidos de todos los elementos traza (28,47 ppm) con mayores similitudes a la CCI.

El dique básico presenta contenidos de V y Cr de 229 y 290 ppm, respectivamente. Según el manto primitivo, muestra un enriquecimiento en LILE con respecto a las HFSE, con marcada anomalía positiva de Sr y una de menor magnitud, de Ti (Figura 3.2.6a). Se aprecia un empobrecimiento con respecto a las HFSE de los E-MORB y N-MORB mientras que en los LILE se observa cierto enriquecimiento en elementos como el Rb y el Ba. Posee bajos contenidos de REE con una suma total de 4 ppm (Anexo 3.2.1). En el diagrama de REE presenta un patrón bastante plano con una marcada anomalía positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 2,6$ ; Figura 3.2.6b) y se encuentra empobrecido con respecto a los patrones MORB. El enclave máfico presenta contenidos de V y Cr de 83 y 490 ppm, respectivamente. Según el manto primitivo, muestra un enriquecimiento en LILE con respecto a las HFSE, con marcada anomalía positiva de Sr y anomalías negativas de menor magnitud de Th y Zr (Figura 3.2.6a). Se observan mayores contenidos LILE y empobrecimiento en HFSE con respecto al N-MORB. Posee bajos contenidos de REE con una suma total de 11,81 ppm (Anexo 3.2.1). En el diagrama de REE presenta un patrón plano con una anomalía positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 1,37$ ; Figura 3.2.6b) y se observa empobrecido con respecto a los patrones MORB (Figura 3.2.6b).

### 3.2.3.2 Unidad básica

Todos los gabros muestran contenidos similares de elementos trazas y tierras raras. Poseen contenidos de Cr entre 400-950 ppm, Zr entre 4 y 9 ppm y valores de V entre 70 y 168 ppm. Según sus relaciones Zr/Ti y Nb/Y, todas las muestras analizadas tienen una composición afín a basaltos de tipo subalcalino (Figura 3.2.5). Normalizados a Manto primitivo según Sun & McDonough (1989), se observaron anomalías positivas de algunos LILE tales como Ba y U, y anomalías negativas en Rb, Th y Nb (Figura 3.2.6c). En lo que respecta a los HFSE, presentan anomalías positivas de Sr, así como una fuerte anomalía negativa en Nb (Figura 3.2.6c). Se observa un marcado fraccionamiento de Th/U en todas las muestras ( $Th/U = 0,24-1$ ). Muestran ciertas similitudes con el patrón de N-MORB específicamente en elementos como el Th, Nb, La, Ce, Pr y Nd mientras los patrones de Rb y Ba son variables y en general están enriquecidos. El contenido total de REE varía entre 8,07 y 34,99 ppm (Anexo 3.2.1). Las REE normalizadas a Condrito según McDonough & Sun (1995) muestran un patrón general plano (Figura 3.2.6d) con un leve enriquecimiento en LREE ( $La_N/Yb_N = 0,82-2,49$ ) y anomalías positivas de Eu ( $Eu/Eu^* = 1,10-2,80$ ). Todos los gabros muestran un patrón empobrecido con respecto a E-MORB y N-MORB (Figura 3.2.6d).

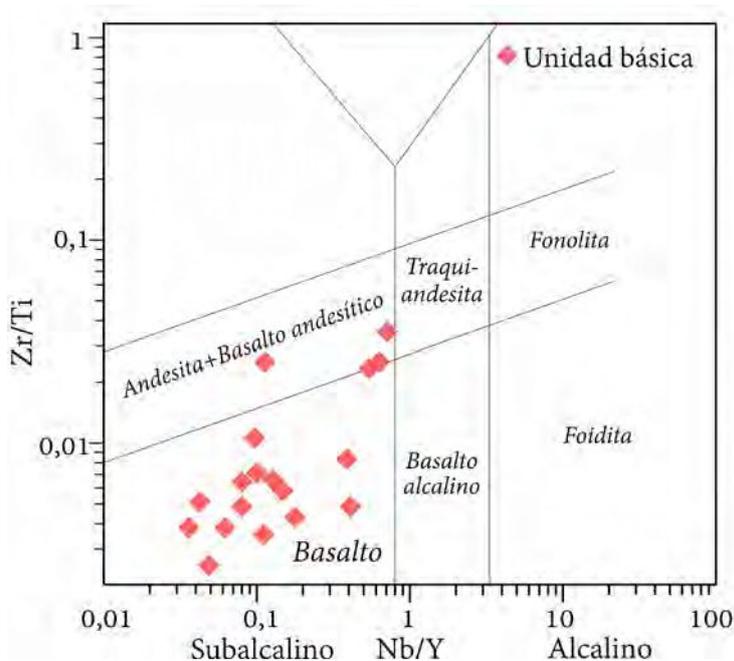


Figura 3.2.5. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de discriminación de las rocas de composición básica según Pearce (1996). Se incluyen las muestras analizadas por Santos et al. (2017).

### 3.2.3.3 Unidad ultrabásica

Estas rocas poseen altos valores de V (46-56ppm) y Cr (2240-3720 ppm). Normalizados a Manto primitivo según Sun & McDonough (1989), se

identifica un leve enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE y anomalías positivas

de Ba y U y anomalías negativas en Rb, Th y Nb (Figura 3.2.6d). En el caso de la muestra M90, se observan anomalías positivas marcadas de Sr y Ti mientras que en la muestra M69 no se observan. La muestra M69 se encuentra enriquecida en todos los elementos trazas con respecto a la muestra M90 y muestra similitudes con el patrón de OIB, mientras que la M90 se asemeja más al de N-MORB. El contenido total de REE varía entre 2,84 y 98,35 ppm. Como se mencionó anteriormente, la muestra M69, muestra enriquecimiento de todas las REE con respecto a la muestra M90. Las REE normalizadas a Condrito según McDonough & Sun (1995) muestran un leve enriquecimiento en LREE ( $La_N/Yb_N = 1,2-3,2$ ) pero en general muestran patrones planos. La muestra M69 tiene anomalía negativa (Eu/Eu\* = 0,72) mientras que la muestra M90 tiene anomalía positiva de Eu (Eu/Eu\* = 2,39). En el caso de la M69 que es una peridotita muy serpentizada, presenta enriquecimiento de LREE que podrían relacionarse con una mayor moda de clinopiroxeno el cual puede haberlas fraccionado.

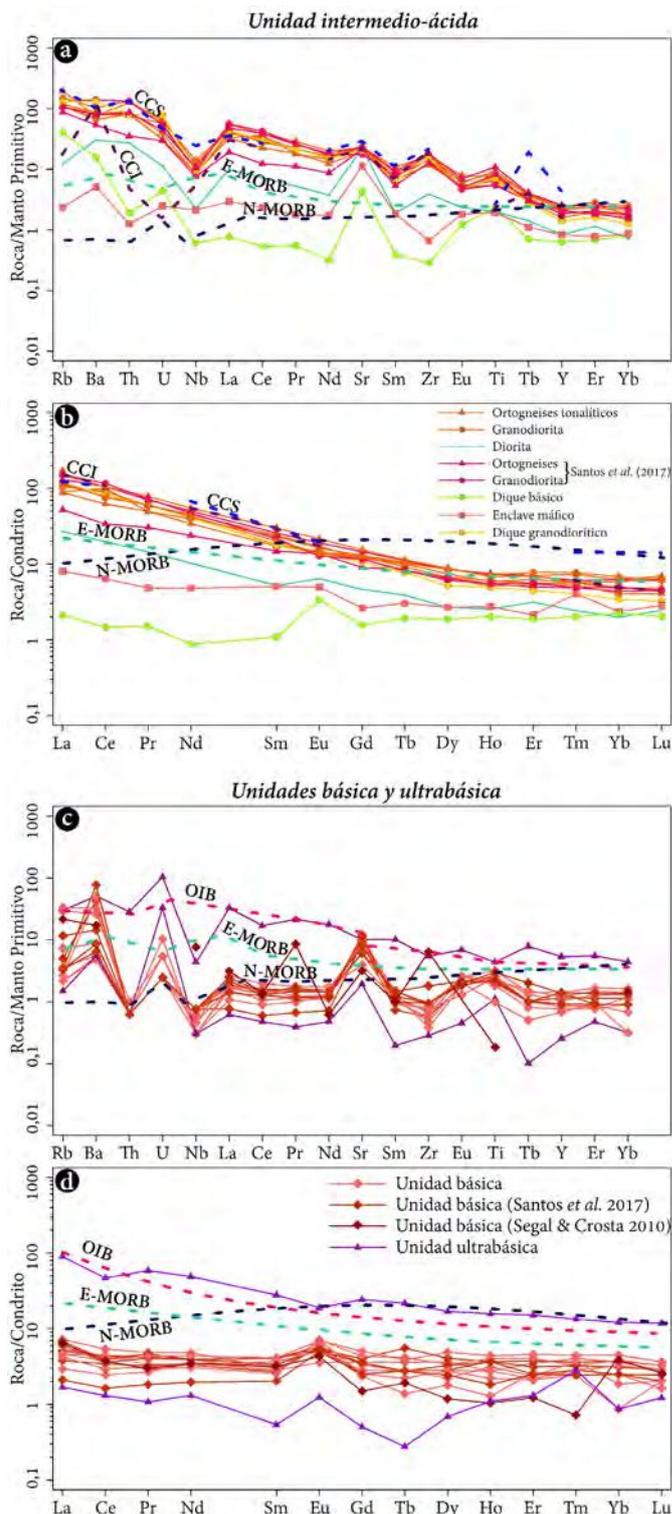


Figura 3.2.6. Diagramas normalizados a (a-c) manto primitivo según Sun & McDonough (1989) y a (b-d) condrito según McDonough & Sun (1995) de las unidades a-b) intermedio-ácidas y c-d) básica y ultrabásica. Se incluyen los patrones de OIB, E-MORB y N-MORB según Sun & McDonough (1989) y de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) según Weaver & Tarney (1984) a modo de comparación.

### 3.2.4 Síntesis y análisis geoquímico de las unidades litológicas del Complejo Martín García

En base al estudio de los resultados geoquímicos de roca total se pudo definir que todas las rocas analizadas poseen un componente de subducción y se originaron en la corteza continental y/o atravesaron procesos de contaminación durante su génesis (Figura 3.2.7a-b). Todas ellas poseen anomalías negativas de Nb, las cuales son características de todos los magmas relacionados con la

subducción y de la corteza continental (e.g., Weaver & Tarney 1984). La depresión de Nb y Ti (menos marcada) puede reflejar la retención en los magmas de arco continental debido a la mayor estabilidad de los minerales ricos en Ti en ambientes hidratados (Weaver & Tarney 1984).

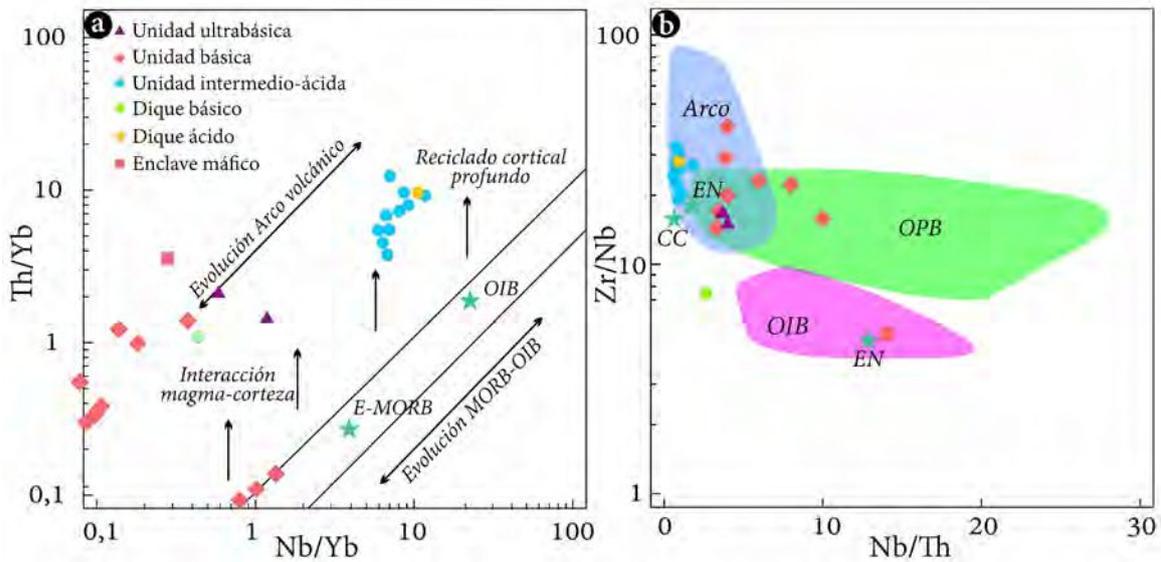


Figura 3.2.7. a) Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb donde se observan las muestras de la unidad intermedio-ácida mostrando una tendencia a un reciclado cortical profundo tomado de Pearce (2008). Diagrama Nb/Th vs. Zr/Nb donde se observa que la mayor cantidad de muestras presentan composiciones de arco tomado de Condie et al. (2005). CC: Corteza continental. EN: Componente enriquecido. REC: Componente reciclado.

En base al estudio de los resultados geoquímicos de roca total se pudo definir con claridad que las rocas de la unidad intermedio-ácida (ortogneises y granitoides) pertenecen a granitoides tipo cordillerano formados en un contexto de arco magmático con una **composición magnesiana, calcoalcalina y cálcica** (e.g., Frost et al. 2000, Frost & Frost 2013). Presentan contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían entre 65,6 y 71,9 % en peso siendo rocas de composición intermedia-ácida, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>15,00 % en peso y el Mg# con valores entre 0,42 y 0,52 clasificándose como granodioritas y tonalitas de **tipo M** correspondiente a **granitoides primitivos** a excepción de dos muestras del dique granodiorítico y una granodiorita que corresponden a granitoides de **tipo I** (ver Capítulo 6; Bea et al. 2000). Muestran una tendencia subparalela al límite calcoalcalino-cálcico propuesto por Frost et al. (2001) sugiriendo que la cristalización fue controlada principalmente por feldespatos (Figura 3.2.3). Se observa una relación lineal del contenido de la SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O % en los ortogneises y un incremento abrupto en los granitoides, que podría indicar un **aporte de rocas metasedimentarias, cristalización fraccionada o incluso mezcla de magmas** (Figura 3.2.3). La muestra de diorita (M311) presenta el patrón de tierras raras similar a la unidad intermedio-ácida, sin embargo, se ha observado cierto desvío en los componentes mayores, interpretándose como un híbrido producto de la mezcla de magmas caracterizado en el capítulo anterior (ver Capítulo 3, Apartado 3.1).

Por otra parte, para realizar un análisis petrogenético integral y confiable, que permita reconstruir la composición original de los magmas máficos, se utilizaron elementos que se han establecido como inmóviles frente a procesos de metamorfismo o alteración hidrotermal, tales como Ti, V, Zr, Y, Nb, Th y Yb (e.g., [Dilek et al. 2008](#), [Furnes & Safonova 2019](#) y referencias allí citadas). Entre las muestras analizadas se incluyen el enclave máfico y el dique básico. Estos poseen valores de LOI <6% y valores Th/La <0,2 indicando que la contaminación cortical no fue significativa durante el emplazamiento o bien que el **emplazamiento se dio cercano a la fuente** (e.g., [Polat & Hoffmann 2003](#), [Yang & Zhou 2009](#)). Los gabros y enclaves máficos y diques exhiben afinidad geoquímica con **basaltos** y en menor medida, a **basaltos andesíticos** (correspondientes a los leucogabros), todos **subalcalinos** en los diagramas propuestos por [Winchester & Floyd \(1977\)](#). Los gabros presentan **anomalías positivas de Eu y Sr** lo cual sugiere que la **plagioclasa sería una fase cumular**. Esto es consistente con lo que se observó a escala mesoscópica ([ver Capítulo 3, Apartado 3.1](#)) y se puede interpretar como un reservorio de plagioclasa cálcica habiendo retenido Eu y Sr disponibles y originando líquidos empobrecidos en ella. Sin embargo, esto no se ha observado en los líquidos más diferenciados correspondientes a aquellos formadores de la unidad intermedio-ácida ([ver Apartado anterior](#)) lo que puede estar sugiriendo una **fuentes magmática distinta**.

Con respecto a la unidad ultrabásica, se indican altos contenidos de LOI que se relacionaron a su **alto grado de serpentinización y alteración deutérica** ligada a la presencia de arcillas y clorita, entre otros ([Deschamps et al. 2013](#)), además del alto grado de **carbonatación**. En la muestra M69, la ausencia de anomalía positiva de Ti sugiere que **la cromita no es una fase acumulada** mientras que la M90 podría darse una posible acumulación de ésta al igual que la plagioclasa donde también se observa **anomalía positiva de Sr**. La muestra M69 exhibe un enriquecimiento de todas las trazas en general con respecto al manto primitivo y notables anomalías positivas de Nb y U. En la muestra M90, se observa un patrón muy aserrado con una anomalía positiva de Eu, que podría reflejar la presencia local de **talco como alteración de los piroxenos**, que excluye al Eu de su estructura (e.g., [Cárdenas-Párraga et al. 2017](#)). A través de estudios experimentales, se sabe que las lherzolitas son las litologías dominantes dentro de

escudos orogénicos y fuentes fértiles capaces de producir magmas basálticos ricos en elementos incompatibles como Na, K, Ca y Al dejando un residuo mantélico rico en elementos compatibles como el Mg (Fumagalli & Klemme 2015 y referencias allí citadas). Por el contrario, las harzburgitas y dunitas, presentes en ofiolitas y peridotitas abisales, representan el manto deprimido poco eficientes para producir líquidos máficos por fusión parcial (Fumagalli & Klemme 2015 y referencias allí citadas). Es de esperarse, que el escaso clinopiroxeno presente en lherzolitas desaparezca a altos grados de fusión parcial llegando a consumirse el ortopiroxeno. Teniendo en cuenta que la diferenciación del manto se produce, por fusión parcial y, además, por la **reacción fusión-roca** (Fumagalli & Klemme 2015 y referencias allí citadas) se ha reportado que, a niveles menos profundos, la infiltración de líquidos genera peridotitas ricas en plagioclasa que reflejan dicha interacción líquido-roca (Fumagalli & Klemme 2015 y referencias allí citadas), generando la presencia de **anomalías positivas de Eu y valores altos de Sr**. Esto se observó en las dos muestras de peridotita serpentinizada analizada y en aquella con menor grado de serpentización, se observó la presencia de plagioclasa como líquido intercumular (Ver **Apartado 3.1**) con valores de Sr hasta 200 ppm. Las relaciones subcondríticas Nb/Ta (0-9) y Zr/Hf (15-38) sugieren que provienen de un magma con una fuente mantélica que experimentó un evento de **extracción de fundido que lo empobreció** (e.g., Yang & Zhou 2009, Abdallah *et al.* 2019).

Teniendo en cuenta las unidades reconocidas en el Complejo Martín García, se puede establecer la existencia de dos series distintas: **un magma parental calcoalcalino y uno toleítico**. En los diagramas de Pearce (2008) y Condie *et al.* (2005), donde se graficaron las relaciones Th/Yb vs. Nb/Yb y Zr/Nb vs. Nb/Th, se pudo observar a las muestras correspondientes a la **unidad intermedio-ácida** donde muestran composiciones dentro de la evolución de **arco volcánico** con un evidente **reciclado cortical profundo que las han enriquecido** (Figura 3.2.7). Tanto la unidad básica, el dique básico y el enclave máfico sugieren una **interacción significativa del magma con la corteza** y también son afines a un **ambiente de arco** a excepción de unas muestras que se ubican en el campo de OPB. La única muestra que se encuentra en el campo de los OIB y su composición es cercana a **componentes reciclados**, debido a la **interacción entre**

**magmas de diferentes características** (Figura 3.2.7). Las muestras correspondientes a los gabros hornbléndicos de la **unidad básica** grafican en el campo de **arco** mostrando evidencias de la **interacción del magma con la corteza continental** y la presencia de **componentes que enriquecieron dichos magmas**. Por otra parte, los gabros olivínicos analizados por Santos *et al.* (2017), sugieren menor interacción con la corteza y se alinean con la **evolución MORB-OIB**. Para el caso de las muestras de la **unidad ultrabásica**, también muestran **evidencias de interacción con la corteza y afinidad de arco** (Figura 3.2.7).

### 3.3 QUÍMICA MINERAL

#### 3.3.1 INTRODUCCIÓN

A través de los años, el estudio de la mineralogía ha avanzado notablemente con la aparición de nuevas técnicas y mejoras tales como difracción de rayos X y microscopía electrónica de alta resolución, para conocer las estructuras cristalinas, y, gracias al microanálisis por sonda de electrones, la composición química de forma cuantitativa (Deer *et al.* 1992). Esta última ha sido de gran utilidad para el análisis de procesos magmáticos y metamórficos como así también la determinación de las condiciones fisicoquímicas de formación (*e.g.*, condiciones *P-T*, fugacidad de oxígeno, etc). Respecto a la petrogénesis de rocas ígneas, la mineralogía y su composición química pueden señalar tendencias de fraccionamiento químico de los magmas, reflejando la composición del magma inicial y las condiciones de cristalización.

En este apartado se describirá y analizará la química de minerales de interés petrogenético de muestras correspondientes a las unidades descritas (ver Apartado 3.1) y la ubicación se puede observar en la Figura 3.3.1. Los detalles analíticos y de cálculo de fórmula estructural (*e.g.*, cálculo del Fe<sup>3+</sup>, tipo de normalización, etc) de estos minerales son detalladas en el Capítulo 1. A continuación, se indican las muestras y minerales analizados en cada una de ellas:

- ◆ Unidad ultrabásica:

- M323: peridotita con serpentización baja-moderada. Minerales analizados: olivinos, piroxenos, espinelos, feldespatos y serpentinas.

- M90: peridotita con serpentización avanzada. Minerales analizados: espinelos.

- M69: peridotita con serpentización moderada. Minerales analizados: olivinos, piroxenos, espinelos, feldespatos y serpentinas.

- ◆ Unidad básica:

- M300: gabro olivínico. Minerales analizados: olivinos, piroxenos, espinelos, anfíboles, feldespatos, cloritas y serpentinas. Se realizaron, además, mapas composicionales de rayos X

(ver Apartado 3.3.12) por lo que los análisis efectuados se clasificaron según el mapa composicional al que corresponden.

-M51: gabro hornbléndico. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, cloritas y titanitas.

◆ Unidad intermedio-ácida:

-M55: granodiorita. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas y titanitas.

-M53: granodiorita. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas, titanitas y epidotos.

-M57: granodiorita en contacto con xenolito de ortogneis. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas y titanitas.

-M73: ortogneis tonalítico. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas, titanitas y epidotos.

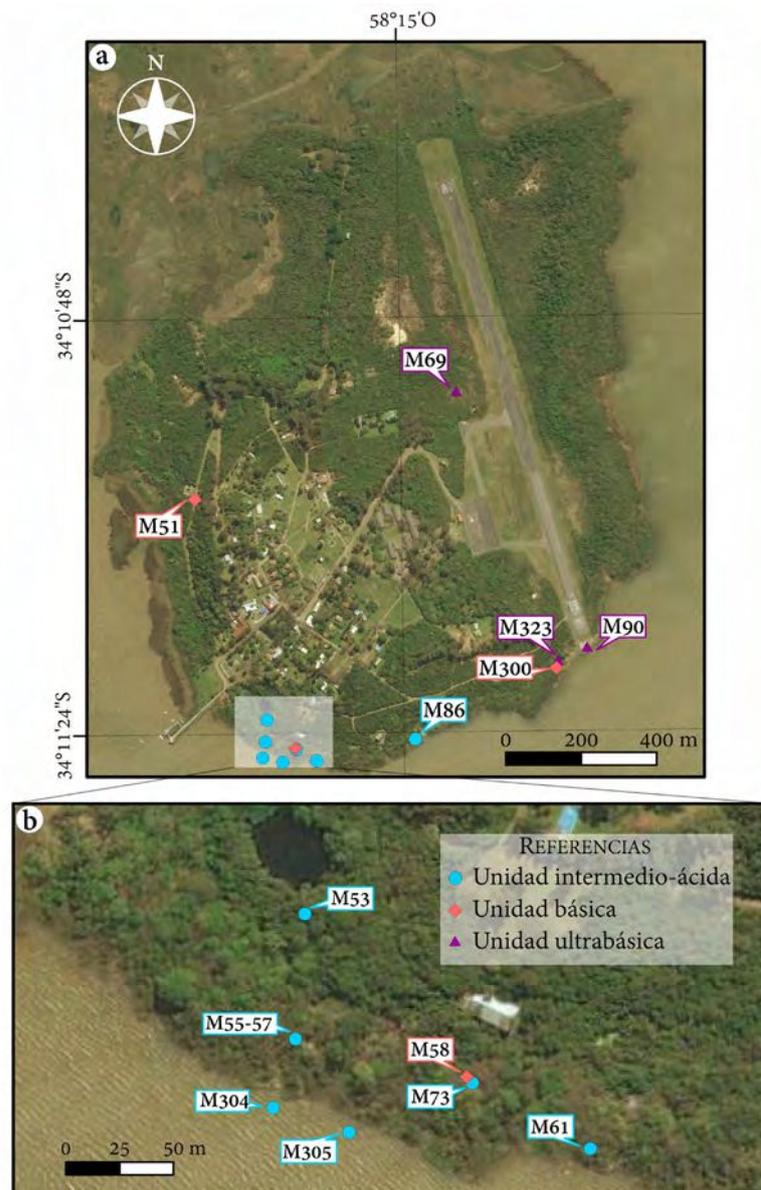
-M304: ortogneis tonalítico. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas, titanitas y epidotos.

-M305: dique máfico. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos y titanitas.

-M58: hornblendita (facies de grano grueso tipo pegmatítico de gabro hornbléndico).  
Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, titanitas y epidotos.

-M61: contacto enclave máfico-ortogneis. Minerales analizados: anfíboles, feldespatos, micas, titanitas y epidotos.

-M86: dique leucocrático intruyendo ortogneis. Minerales analizados: feldespatos, cloritas y epidotos.



**Figura 3.3.1.** a) Ubicación de las muestras en las que se realizaron análisis de química mineral. b) Vista en detalle de la costa sur.

### 3.3.2 OLIVINOS

El grupo del olivino comprende una serie isomorfa de minerales que se cristalizan en rocas ígneas máficas y ultramáficas. Posee una estructura simple: un tetraedro individual ( $\text{SiO}_4$ ) y dos de sitios catiónicos ( $M_1$  y  $M_2$ ) que unen los tetraedros con una fórmula química ideal:  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{SiO}_4)$  y cristalizan en el sistema ortorrómbico, clasificándose según [Strunz \(1941\)](#) como nesosilicatos y como ortosilicatos según [Deer et al. \(1962\)](#). La variedad dominante es la serie

isomorfa con los miembros finales Forsterita (Mg) y Fayalita (Fe) y sus composiciones intermedias. Tanto el Mg como el  $\text{Fe}^{2+}$  pueden ocupar ambos sitios porque poseen radios iónicos similares. Hay otros casos, aunque menos comunes, donde el  $\text{Ca}^{2+}$  ingresa en la estructura, pero ocupa el centro de ambos sitios catiónicos formando la solución sólida monticellita ( $\text{CaMgSiO}_4$ ) – kirschsteinita ( $\text{CaFeSiO}_4$ ). La presencia de  $\text{Cr}^{3+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$  puede deberse a la presencia de pequeños cristales exsuetos de cromita o magnetita. El  $\text{Ni}^{2+}$  es un catión muy común en los olivinos ricos en Mg. También suelen ingresar cationes como el Zn ([Okrusch & Frimmel 2020](#)).

MUESTRA/MAPA	M323	M300/M1	M300/M2	M300/M4	M300/M6	M300
Tipo de olivino según Deer et al. (2013)	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita
n	5	3	15	3	3	19

**Cuadro 3.3.1.** Análisis y parámetros calculados representativos de los olivinos analizados en las muestras M323 y M300.

*Elementos mayoritarios expresados en% en peso*

SiO <sub>2</sub>	40,31	37,77	37,63	37,69	37,41	37,91
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO <sup>T</sup>	14,90	24,52	24,79	24,55	24,85	24,00
MnO	0,18	0,32	0,29	0,35	0,35	0,20
MgO	45,01	37,58	37,42	37,64	37,49	38,26
CaO	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
NiO	0,22	0,20	0,23	0,19	0,16	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05					
<b>Total</b>	<b>100,70</b>	<b>100,48</b>	<b>100,39</b>	<b>100,56</b>	<b>100,35</b>	<b>100,55</b>

*Parámetros calculados*

X <sub>Mg</sub> = Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,84	0,73	0,73	0,73	0,73	0,74
# Mg = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	84,18	72,95	72,67	72,93	72,62	73,81

(Foley et al. 2013).

Se realizaron análisis de química mineral en cristales correspondientes al grupo del olivino en las muestras M323 (n= 5) y M300 (n= 34). Los análisis representativos se exponen en el Cuadro 3.3.1, mientras que la lista completa de los análisis realizados se puede observar en el Anexo 3.3.1.

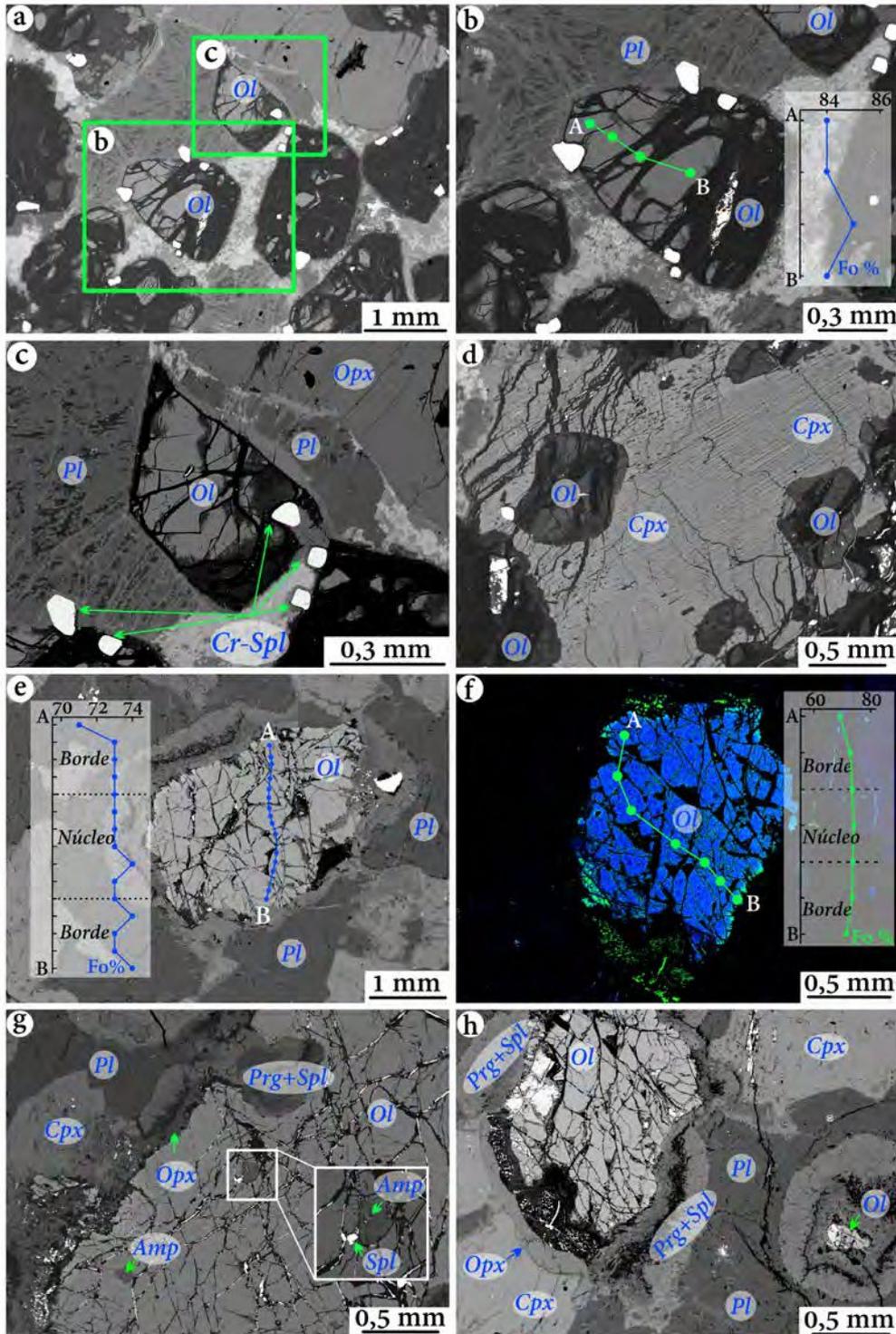
Los olivinos analizados en la peridotita (muestra M323) poseen tamaños de hasta 3 mm y se presentan como cristales redondeados a sub-redondeados con cristales de espinelos incluidos parcial o total, e intensamente fracturados donde se disponen óxidos de Fe y serpentinas. A su vez, también se observan cristales de olivinos incluidos en clinopiroxeno (Figura 3.3.2). Los olivinos no presentan zonación composicional y exhiben contenidos de MgO entre 44,98 y 45,23%, FeO<sup>T</sup> entre 14,33 y 15,21% y Mn entre 1418 y 1874 ppm. El Ni varía entre 1721 y 2884 ppm y el Cr tiene valores de hasta 301 ppm. El #Mg [(Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>+Mn<sup>2+</sup>))] se encuentra en valores entre 0,84 y 0,85, siendo el componente forsterítico [Fo% = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100] promedio de ~84,5% (Figura 3.3.3a).

Los olivinos analizados en el gabro olivínico (muestra M300) poseen tamaños de hasta 1,5 mm y se presentan como cristales redondeados a subredondeados con inclusiones de anfíbol (~0,1 mm) y espinelo (~0,05 mm) y numerosas fracturas las cuales alojan óxidos de Fe y serpentinas (Figura 3.3.2). Tienen contenidos de MgO entre 34,1 y 38,6%, FeO<sup>T</sup> entre 23,52 y 27% y Mn entre 1378 y 3456 ppm, siendo su composición bastante homogénea a lo largo de todo el cristal (Figura 3.3.2). Además, el Ni varía entre 656 y 2549 ppm (en algunos cristales, el Ni no fue medido) y el Cr llega a 370 ppm. El #Mg se encuentra en valores entre 0,69 y 0,74 y el componente Fo% varía entre 68,90 y 73,81% (Figura 3.3.3).

Los valores del #Mg para la peridotita (muestra M323) son menores (#Mg ~0,83-0,84; Figura 3.3.4) que los propuestos por Deer *et al.* (2013) para rocas peridotíticas (#Mg ~0,96-0,87) mientras que en el gabro olivínico (muestra M300; Figura 3.3.4) se asemejan más a los valores propuestos para rocas gábricas (#Mg ~0,50-0,80) de ~0,73. El Ni y el Cr son elementos muy compatibles en el olivino y tienden a retenerse durante la fusión parcial, lo que aumenta considerablemente su concentración en los olivinos mantélicos (*e.g.*, Samal *et al.* 2022). Los valores de Ni varían considerablemente en un rango acotado de #Mg en ambas muestras (Figura 3.3.4b) lo cual podría estar sugiriendo la cristalización de sulfuros ricos en Ni simultáneamente con la cristalización del olivino (Yudovskaya *et al.* 2013). En el gabro olivínico, los olivinos poseen valores de Ni de ~1457 ppm, siendo estos valores afines a un **origen ígneo** (<2200 ppm, Foley *et al.* 2013) mientras que la peridotita tiene valores de Ni ~2492 ppm, valores afines a un **origen mantélico** (>2200<3400 ppm, Foley *et al.* 2013). Para la peridotita, los altos valores de Ni, sugieren una formación en una etapa menos avanzada de fraccionamiento (bajos valores de #Mg; Samal *et al.* 2022 y referencias allí citadas) y podrían estar indicando como **fuentes, rocas mantélicas sin olivino** (posiblemente piroxenitas; Foley *et al.* 2013). En el caso del Cr, en general, los contenidos son bajos siendo para la peridotita ~145 ppm y para el gabro olivínico ~75 ppm. En la peridotita, la variación del Cr a un rango de #Mg acotado podría atribuirse a la consecuente **cristalización del Cr-espinelo** (Figura 3.3.4d; Foley *et al.* 2013). Para el caso del gabro olivínico, los

contenidos de Cr presentan un comportamiento no definido con la variación del #Mg el cual puede estar asociado a la cristalización de los piroxenos (Figura 3.3.4d).

Figura 3.3.2. Imágenes de electrones retrodispersados de los olivinos analizados. a-d) Muestra M323: a) Cristales de olivino con inclusiones parciales o totales de espinelos, plagioclasa intergranular y cristal anhedral de ortopiroxeno. b-c) Vista en



détalle de olivinos de la imagen a): Se observa la relación textural de cristales de olivino con Cr-espinelos y en b) la variación composicional del  $X_{Mg}$ . d) Olivinos incluidos en cristal de clinopiroxeno. e-h) Muestra M300: e) Cristal de olivino con desarrollo de estructura coronítica y la variación composicional de Fo% a lo largo de un perfil. f) Imagen falso color de cristal de olivino y perfil mostrando la variación composicional de  $X_{Mg}$  de borde a borde. g) Olivino con la estructura coronítica y detalle de sus inclusiones de anfíbol y espinelo. h) Desarrollo de dos coronas en cristales de olivino.

Por otra parte, Mn, Al, Ti y Ca son elementos muy compatibles durante la fusión parcial por lo que, se esperan bajas concentraciones de estos en los olivinos mantélicos (e.g., [Le Roux et al. 2011](#), [Davis et al. 2013](#)) y en general, se observa que el Mn y el Ti, aumenta a medida que avanza la diferenciación en todas las muestras analizadas ([Figura 3.3.4d-f](#)). En la peridotita (muestra M323), se observa una disminución del Mn de núcleo a borde mientras que en los elementos mencionados el comportamiento es errático ([Figura 3.3.4d-g](#)). En el gabro olivínico (muestra M300), la disminución de núcleo a borde se observa principalmente en el Mn, mientras que en los restantes elementos las concentraciones presentan un comportamiento al azar. Asimismo, en ambos casos los contenidos de Ti tienen comportamiento similar variando desde 0 a ~900 ppm ([Figura 3.3.4f](#)) cubriendo el rango de valores para olivinos originados en un manto metasomatizado (e.g., [Rehfeldt et al. 2008](#), [De Hoog et al. 2010](#), [Foley et al. 2013](#)). Los contenidos de Ca (M300: ~110 ppm; M323: ~198 ppm) y Mn (M300: ~2465 ppm; M323: ~1684 ppm) se encuentran deprimidos, elementos retenidos por el piroxeno, y poseen relaciones  $FeO/MnO > 60$ , valores sugeridos por [Herzberg \(2011\)](#), para **fuentes piroxeníticas** ([Sobolev et al. 2007](#)). Estos patrones podrían estar representando en ambos casos un **líquido silicatado metasomatizado** con enriquecimiento en Ti y bajos contenidos en Ca (<400 ppm; [Foley et al. 2013](#)) coincidentes con las tendencias descriptas en olivinos estudiados.

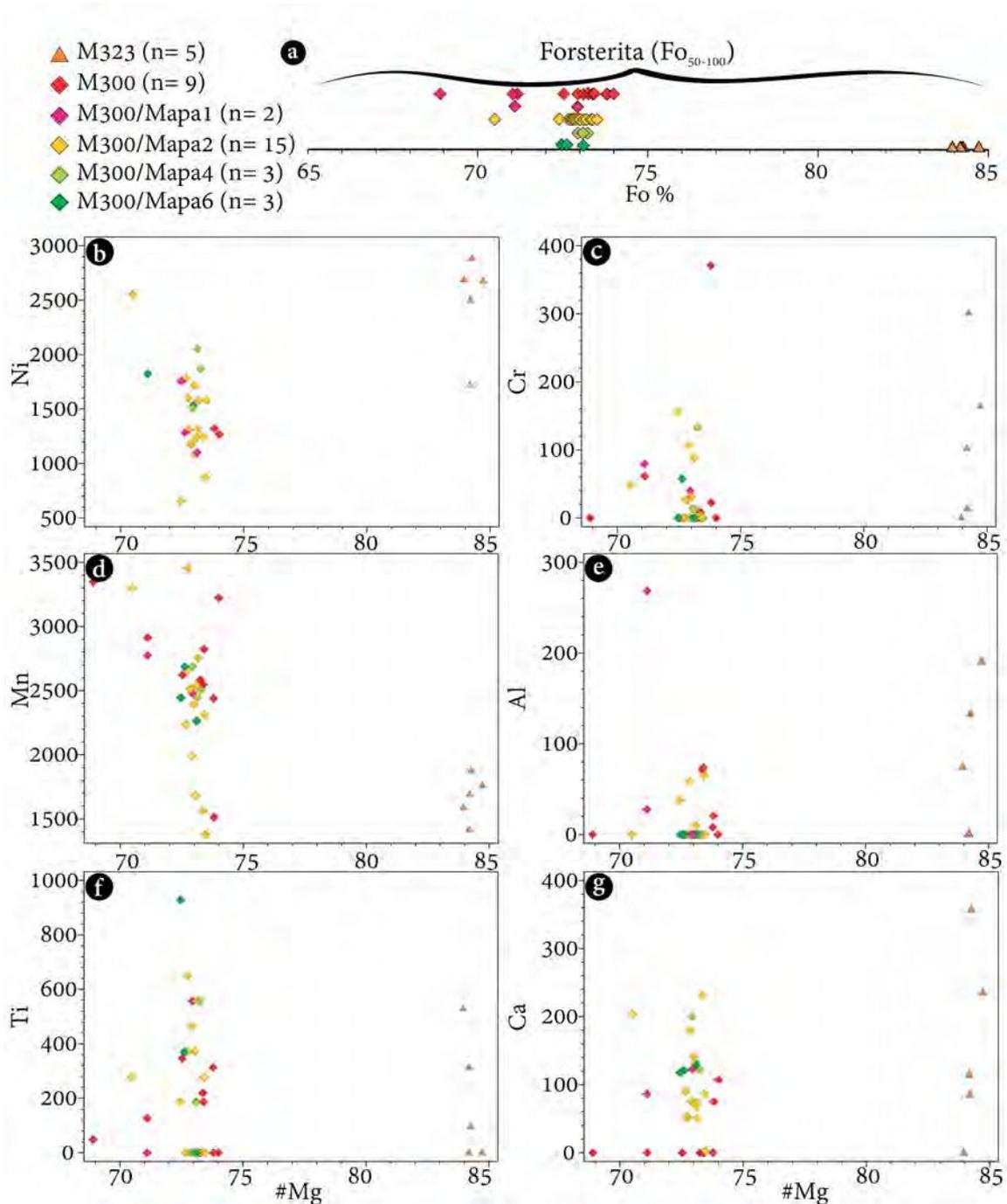


Figura 3.3.3. a) Diagrama del componente de Fo% de los olivinos analizados en las muestras M323 y M300. Todos los olivinos analizados son forsterita según [Deer et al. \(2013\)](#). Diagramas #Mg vs. b) Mn, c) Ni, d) Cr, e) Al, f) Ti y g) Ca. Los contenidos elementales están expresados en ppm.

### 3.3.3 PIROXENOS

El grupo del piroxeno incluye un conjunto de minerales que ocurren como fases estables en rocas ígneas y metamórficas. Se clasifican como inosilicatos según [Strunz \(1941\)](#), mientras que [Deer et al. \(1962\)](#) los clasifica como silicatos de cadena simple que cristalizan en el sistema ortorrómbico (ortopiroxenos) y monoclinico (clinopiroxenos) con una fórmula general: X (Ca, Mn, Na, Fe<sup>2+</sup>, Mg,

Li) Y (Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mn, Al, Cr<sup>3+</sup>) Z (Si, Al)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. La X está representada por cationes de tamaño intermedio-grande que ocupan el sitio M<sub>2</sub>, la Y representa el sitio M<sub>1</sub> ocupado por cationes de tamaño intermedio y la Z representa el sitio tetraédrico que lo ocupan cationes pequeños. Según qué tipo de catión ocupe el sitio M<sub>2</sub>, los piroxenos se clasificarán como ferromagnesianos, cálcicos o alcalinos. Los más comunes son los ferromagnesianos (Nespolo 2020).

Se realizaron análisis de química mineral en cristales correspondientes al grupo del piroxeno en las muestras M323 (n= 18), M69 (n= 16) y M300 (n= 66) y se clasificaron según los criterios establecidos por Morimoto *et al.* (1988). Los análisis representativos de ortopiroxenos se muestran en el Cuadro 3.3.2 y de clinopiroxenos en el Cuadro 3.3.3, mientras que la lista completa de los resultados se encuentra en los Anexos 3.3.2 y 3.3.3.

**Cuadro 3.3.2. Análisis representativos y parámetros calculados para ortopiroxenos de las muestras M323, M69 y M300.**

MUESTRA/MAPA	M323	M69	M300	M300/M1	M300/M2	M300/M3	M300/M4	M300/M6	M300/M7
Tipo de piroxeno según Morimoto (1988)	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita
Nº ANÁLISIS	11	4	5	3	6	4	11	3	13
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	54,90	55,27	53,38	54,54	53,92	52,31	53,05	54,20	52,50
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,09	0,19	0,00	0,20	0,14	0,27	0,00	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	2,00	1,68	0,47	1,67	1,68	1,73	0,31	2,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,64	0,31	0,00	0,26	0,28	0,30	0,01	0,38
FeO <sup>T</sup>	9,72	10,03	16,68	15,48	15,08	17,97	14,94	15,36	17,85
MnO	0,23	0,25	0,33	0,41	0,39	0,39	0,35	0,41	0,29
MgO	30,49	29,03	25,72	28,32	27,84	25,26	27,35	28,85	25,41
CaO	1,73	2,20	0,65	0,11	1,15	0,79	1,08	0,13	0,85
ZnO	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,10	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
NiO	0,04	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,09</b>	<b>99,84</b>	<b>99,05</b>	<b>99,32</b>	<b>100,56</b>	<b>98,90</b>	<b>99,13</b>	<b>99,34</b>	<b>99,79</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
Ca (Wo)	3,34	4,35	1,30	0,21	2,21	1,57	2,12	0,25	1,69
Mg (En)	81,70	79,80	71,98	75,90	74,55	69,92	74,50	76,34	70,19
Fe <sub>2</sub> +Fe <sub>3</sub> +Mn (Fs)	14,97	15,86	26,72	23,90	23,24	28,51	23,38	23,42	28,12
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,86	0,84	0,74	0,78	0,79	0,74	0,79	0,80	0,74

**Cuadro 3.3.3. Análisis representativos y parámetros calculados para clinopiroxenos de las muestras M323, M69 y M300.**

MUESTRA/MAPA Tipo de piroxeno según Morimoto (1988) N° ANÁLISIS	M323	M69		M300		M300/M3	M300/M4	M300/M7	
	diópsido	diópsido	augita	diópsido	augita	diópsido	diópsido	diópsido	augita
	7	8	4	6	1	7	3	2	2
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	51,95	52,71	52,26	51,96	52,14	51,06	50,86	51,34	51,49
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,52	0,56	0,52	0,45	0,57	0,52	0,32	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	2,79	3,08	3,11	2,81	2,80	2,82	3,47	2,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	1,10	1,15	0,71	0,71	0,58	0,61	0,63	0,56
FeO <sup>T</sup>	3,84	3,81	4,95	5,37	6,74	6,01	6,40	5,72	6,79
MnO	0,09	0,09	0,14	0,19	0,15	0,27	0,13	0,09	0,26
MgO	16,15	15,66	15,97	15,48	15,36	15,21	15,30	15,24	16,13
CaO	22,80	23,06	21,36	21,40	20,73	23,34	22,82	23,70	21,72
ZnO	0,08	0,10	0,13	0,00	0,00	0,03	0,00	0,13	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,47	0,48	0,25	0,40	0,25	0,32	0,40	0,27
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,11	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02
<b>Total</b>	<b>100,12</b>	<b>100,31</b>	<b>100,13</b>	<b>99,00</b>	<b>99,50</b>	<b>100,16</b>	<b>99,80</b>	<b>101,05</b>	<b>100,83</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
Ca (Wo)	47,17	48,15	44,92	45,26	43,66	47,24	46,38	47,94	43,73
Mg (En)	46,49	45,49	46,72	45,55	45,01	42,83	43,26	42,89	45,19
Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> +Mn (Fs)	6,34	6,36	8,36	9,19	11,34	9,93	10,36	9,17	11,08
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,93	0,88	0,86	0,84	0,80	0,90	0,90	0,93	0,88

En las peridotitas (muestras M323 y M69), se reconocieron ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los ortopiroxenos poseen tamaños de hasta 1,2 mm y se observan como cristales aislados o como lamelas de exsolución en cristales de clinopiroxenos (Figura 3.3.4). Poseen valores de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 54,27-55,75% y 1,78-2,6%, respectivamente. Los valores de MgO y FeO varían entre 30,49-31,38% y 9,37-10,5%, respectivamente mientras que los valores de TiO<sub>2</sub> y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tienen contenidos menores de 0,19% y 0,43-0,76%, respectivamente. La relación #Mg= Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) presenta valores entre 0,83 y 0,86 y no muestra variaciones significativas entre los análisis en cristales aislados y los análisis en lamelas de exsolución. Los contenidos de CaO y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,54-1,89% y <0,54%, respectivamente. Los ortopiroxenos fueron clasificados como **enstatitas** (Figura 3.3.5a). Los clinopiroxenos llegan a tamaños de hasta 2 mm y pueden presentar lamelas de exsolución de ortopiroxeno. El clinopiroxeno tiene contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 44,76-52,91% y 2,79-12,76%, respectivamente. Los valores de MgO y FeO alcanzan 15,66-17,63% y 3,84-5,94% respectivamente, mientras que los valores de TiO<sub>2</sub> y Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varían entre 0,26-1,87% y 0,88-1,31%,

respectivamente. El #Mg varía entre 0,87 y 0,96 y los contenidos de CaO y Na<sub>2</sub>O varían entre 20,69-23,06% y 0,44-0,54%, respectivamente. Los clinopiroxenos analizados corresponden a **diópsido** y **augita** (Figura 3.3.5a).

En el gabro olivínico (muestra M300), se realizaron análisis puntuales y perfiles transversales en cristales de ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los ortopiroxenos se observan circundando a cristales de olivino, formando estructuras coroníticas, y relacionados a clinopiroxenos como lamelas de exsolución (Figura 3.3.4). Posee contenidos de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que varían entre 51,91-55,58% y 0,13-2,46%, respectivamente. Los valores de MgO y FeO son de 23,68-29,14% y 14,46-20,40%, respectivamente mientras que el TiO<sub>2</sub> y el Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se registran en valores menores a 0,37% y 0,48%, respectivamente. El #Mg varía entre 0,78 y 0,81 en los cristales anulares y entre 0,73 y 0,77 en las lamelas de exsolución. El CaO alcanza 0,09-1,08% y el Na<sub>2</sub>O no supera el 0,04%. Los ortopiroxenos analizados se clasifican como **enstatitas** (Figura 3.3.5b). Por otra parte, los clinopiroxenos tienen valores de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 50,29-51,83% y 2,55-3,66%, respectivamente. Los valores de MgO y FeO varían entre 15,05-16,19% y 5,72-6,79%, respectivamente, mientras que el TiO<sub>2</sub> y el Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se presentan en contenidos de 0,27-0,75% y 0,47-0,72%, respectivamente. El #Mg registra valores entre 0,88 y 0,93 y el CaO entre 21,72 y 23,97%. El Na<sub>2</sub>O alcanza el 0,4%. Los clinopiroxenos se clasifican como **diópsido** y **augita** (Figura 3.3.5b).

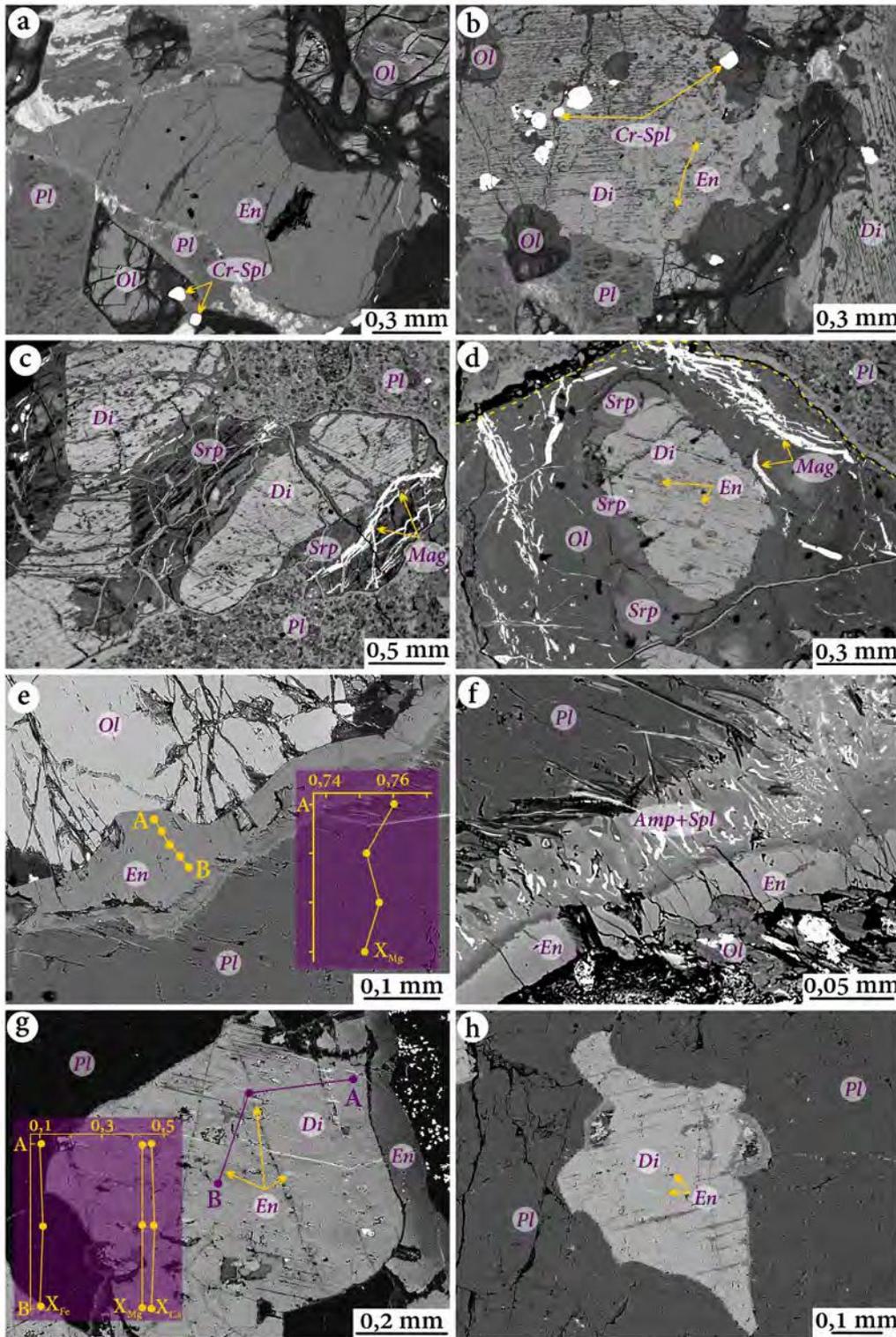


Figura 3.3.4. Imágenes de electrones retrodispersados de los piroxenos analizados. a-b) Muestra M323: a) Ortopiroxeno anhedral junto a olivinos, con inclusiones de Cr-espinelo, y plagioclasa intergranular. b) Clinopiroxeno con lamelas de exsolución de ortopiroxeno e inclusiones de Cr-espinelos y olivinos junto a otros cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. c-d) Muestra M69: c) Clinopiroxenos junto a olivinos serpentinizados y plagioclasa alterada. d) Clinopiroxeno rodeado de serpentinas y magnetita. e-h) Muestra M300: e-f) Ortopiroxeno concéntrico al olivino formando estructura coronítica. En e)

se puede observar la variación composicional de  $X_{Mg}$  en el ortopiroxeno. g-h) Clinopiroxeno con lamelas de exsolución de ortopiroxeno.

Los clinopiroxenos analizados poseen contenidos de  $TiO_2$  y  $Na_2O$  de  $\sim 0,53\%$  y  $\sim 0,41\%$  en la peridotita (muestras M323 y M69), y  $\sim 0,42\%$  y  $\sim 0,26\%$  en el gabro olivínico (muestra M300),

respectivamente. En ambos casos, coinciden con los valores ( $\text{TiO}_2$ : <1%;  $\text{Na}_2\text{O}$ : ~0,35%) propuestos por Le Bas (1962) así como también, sus contenidos de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  afin a composiciones de clinopiroxenos provenientes de **magma subcalinos** y mayormente **toleíticos** (Le Bas 1962; Figura 3.3.5c-d). Todos los piroxenos analizados en el gabro olivínico coinciden con las composiciones reportadas por Spandler *et al.* (2003) y Burns (1985) para piroxenos de **rocas cumulares de arco** y para rocas de **arcos de islas** (Figura 3.3.5b). En base a lo mencionado anteriormente, los piroxenos de la peridotita no muestran comportamientos definidos de un ambiente geotectónico particular. Esto podría estar vinculado a la gran contaminación cortical que pudieron haber atravesado durante su emplazamiento (ver Capítulo 5).

Los clinopiroxenos analizados en las peridotitas y gabros olivínicos poseen **altos #Mg** (M323 y M69: ~0,89; M300: ~0,85) lo cual ha sido asociado al reequilibrio entre cumulos preexistentes y líquidos percolados (**interacción líquido/roca de caja**; *e.g.*, Meyer *et al.* 1989) o bien, podría deberse a **asimilación cortical** (*e.g.*, Kvassnes & Grove 2008; Lissenberg & Dick 2008). En las peridotitas, el #Mg varía con el contenido de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,% aunque no significativamente. Sin embargo, podría sugerir la **crystalización sincrónica de Cr-espinelo** (Figura 3.3.5f). En el gabro olivínico, la variación del  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,% es limitada con respecto a la variación del #Mg. Esto podría sugerir que el clinopiroxeno, mineral afín al Cr, cristalizó simultáneamente con el ortopiroxeno, plagioclasa y/o olivino, fases pobres en Cr (Figura 3.3.5f). En la Figura 3.3.5f se incluye el campo de clinopiroxenos de baja presión a modo de comparación, observándose que la mayor parte de los clinopiroxenos analizados no coinciden con el mismo.

La abundancia modal de los clinopiroxenos es un buen trazador de los procesos de **fusión parcial** en peridotitas siendo este un mineral que se consume rápidamente durante la fusión parcial de lherzolitas (*e.g.*, Jaques & Green 1980, Uysal *et al.* 2015). En las peridotitas (muestras M323 y M69), la presencia de clinopiroxeno es consistente con un grado de fusión parcial bajo a moderado. Asimismo, Herzberg (1978) ha observado que el aumento del contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,% se da en condiciones de alta presión o temperatura. En la peridotita, se puede observar que el contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,% es constante y no varía con el incremento del #Mg siendo consistente con clinopiroxenos en **cumulos de baja presión** (*e.g.*, Parlak *et al.* 2020 y referencias allí citadas). De igual forma, se observó para los

clinopiroxenos del gabro olivínico. Sin embargo, clinopiroxenos de ambas litologías transicionan al campo definido por Medaris (1972) para **cumulatos de alta presión** (Figura 3.3.5i) a pesar de contener valores <3% de  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  y <1% de  $\text{TiO}_2\%$  lo cual descartaría un origen profundo (Elthon 1987). Por otra parte, el comportamiento del  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  con respecto al #Mg, podría sugerir en ambos casos, su consecuente cristalización con algún mineral pobre en Al como el olivino y que, estos cristales, **no cristalizaron junto a la plagioclasa** (Figura 3.3.5h-i) mientras que en el clinopiroxeno se observa una correlación negativa del  $\text{TiO}_2\%$  con respecto al #Mg.

Los **ortopiroxenos** poseen #Mg de ~0,89 en las **peridotitas** y ~0,77 en el gabro olivínico. En el caso de las peridotitas, se observó una variación del contenido de  $\text{Cr}_2\text{O}_3\%$  para un rango acotado de #Mg, lo cual podría sugerir la **cristalización coetánea al Cr-espinelo** (Figura 3.3.5f). Para el **gabro olivínico**, el  $\text{Cr}_2\text{O}_3\%$ , se mantiene constante con la variación del #Mg, sugiriendo que ningún mineral rico en Cr cristalizó simultáneamente (Figura 3.3.5f). El  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  se mantiene constante con las variaciones del #Mg tanto en la peridotita como en el gabro olivínico posiblemente debido a que **no cristalizó junto a plagioclasa**. Asimismo, se aprecia una disminución del  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$  en el ortopiroxeno analizado en las **exsoluciones** (Figura 3.3.5h). Con respecto al  $\text{TiO}_2\%$ , se observó que, en las peridotitas, no presentan variación significativa de sus contenidos con el #Mg (Figura 3.3.5j). Asimismo, en el gabro olivínico, tampoco se presentan grandes variaciones en el contenido de  $\text{TiO}_2\%$  con la variación de #Mg (Figura 3.3.5j).

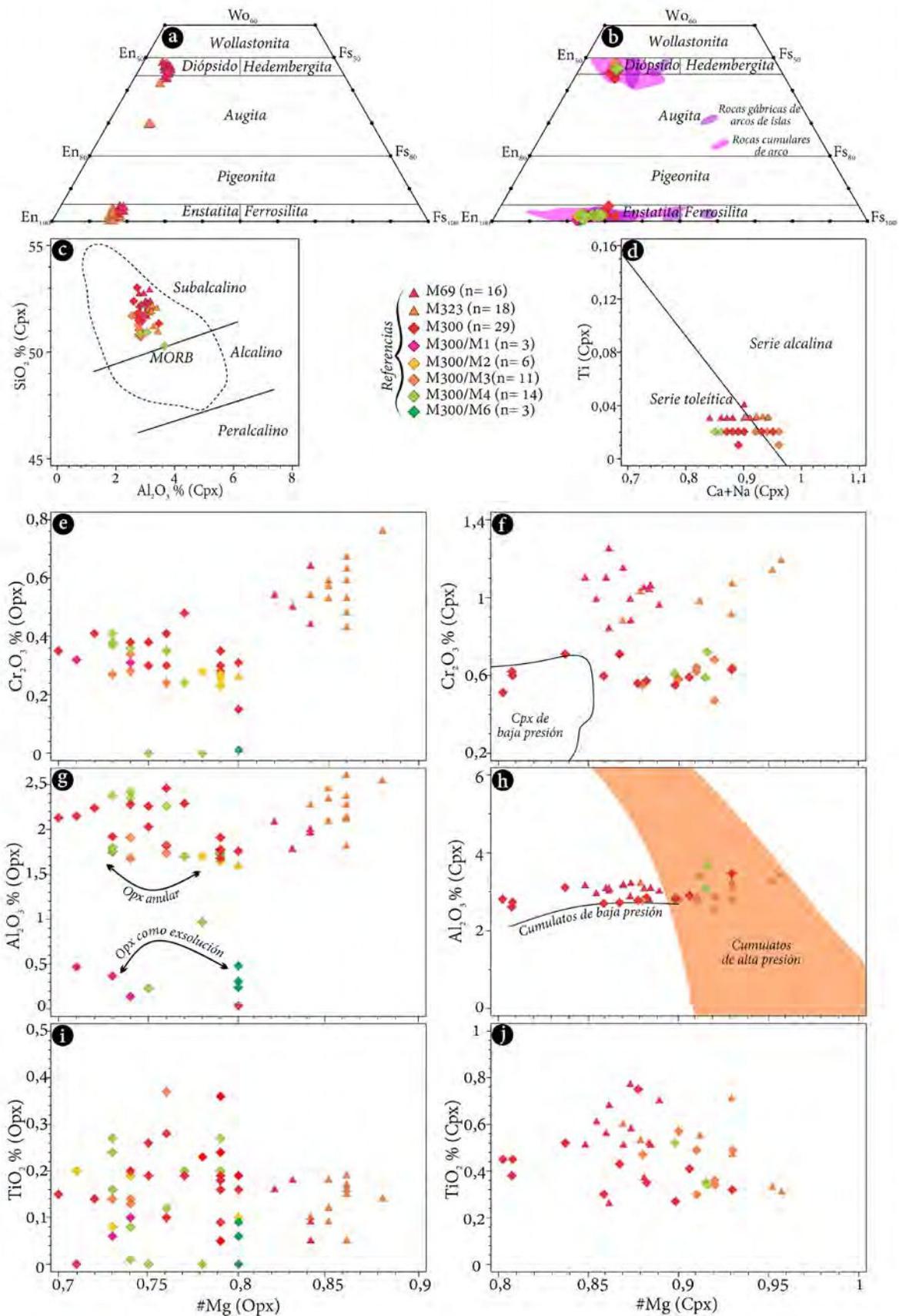


Figura 3.3.5. Diagrama ternario Ca-Mg-Fe de clasificación para los minerales del grupo del piroxeno según Morimoto et al. (1988) para las a) peridotitas (muestras M323 y M69) y el c) gabro olivínico (muestra M300). El campo de arco de islas es el propuesto por Burns (1985) y el de cumulatos de arco de Spandler et al. (2003). c) Diagrama  $SiO_2$  vs  $Al_2O_3$  propuesto por Le

*Bas (1962) donde los clinopiroxenos grafican en el campo subalcalino (el término incluye rocas con afinidad toleítica, alto contenido en Al y calcoalcalinas). d) Diagrama Ti vs. Ca+Na de Lettierier et al. (1982) donde se observa que la mayoría de los clinopiroxenos plotean en el campo de magmas toleíticos. Diagramas #Mg vs. e-f) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%, g-h) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% donde se indica el campo de cumulos de baja presión tomado de estudios experimentales de N-MORB realizados por Elthon (1987) y el campo de cumulos de alta presión de Medaris (1972), i-j) TiO<sub>2</sub>% para ortopiroxenos y clinopiroxenos, respectivamente.*

### 3.3.4 ESPINELOS

El grupo del espinelo comprende numerosas especies de óxidos que conforman minerales cristalizados en el sistema cúbico. Químicamente, se componen de 32 oxígenos y 24 cationes, donde idealmente 8 cationes ocupan una posición tetraédrica (X) y 16 una posición octaédrica (Y). Según la distribución de cationes en los sitios X e Y (e.g., Deer et al. 1992, Okrusch & Frimmel 2020) se conocen como espinelos normales, donde la fórmula general se define como  $X(M^{2+}) Y(M^{3+})_2 O_4$  (e.g., hercinita, gahnita, galaxita), mientras que los espinelos inversos responden a la fórmula  $X(M^{3+}) Y(M^{3+}M^{2+}) O_4$  (e.g. magnesioferrita, magnetita). Por otro lado, Gaines et al. (1997) ha definido dentro del grupo del espinelo, 22 especies minerales divididas en 5 subgrupos:

- ◆ Subgrupo Aluminio  $XAl_2O_4$  (X= Mg, Fe, Mn, Zn)
- ◆ Subgrupo Hierro  $XFe^{3+}_2O_4$  (X= Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Zn, Ni, Cu, Ge)
- ◆ Subgrupo Cromo  $XCu_2O_4$  (X= Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Zn, Ni, Co)
- ◆ Subgrupo Vanadio  $XV_2O_4$  (X= Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn)
- ◆ Subgrupo Titanio  $X_2TiO_4$  (X= Mg, Fe<sup>2+</sup>)

Los espinelos *sensu stricto* junto a la hercinita son los minerales más comunes de la Serie Espinelo (Deer et al. 1992). La sustitución continua  $Al^{3+} \rightarrow Cr^{3+}$  genera la solución sólida hercinita-cromita, definiendo la picotita como una variedad intermedia de hercinita con cantidades apreciables de Cr (Deer et al. 1992). La hercinita es común en rocas metasedimentarias, rocas básicas y ultrabásicas y metapiroxenitas, entre otros (Deer et al. 1992). Las cromitas, incluidas dentro de la Serie Cromita según Deer et al. (1992), muestran una gran parte del Mg reemplazado por Fe<sup>2+</sup>, contenidos apreciables de Al y muy bajos de Fe<sup>3+</sup>. Estas son particularmente resistentes a la alteración comparado con otros minerales ígneos de alta temperatura como el olivino, presentándose en una gran proporción de rocas máficas y ultramáficas (e.g., Barnes & Roeder 2001), siendo utilizados como indicadores petrogenéticos

(e.g., Irvine 1965). Estos minerales han demostrado que sus composiciones son función de la composición del magma, la temperatura de cristalización, la tasa de enfriamiento y la presión (e.g., Kamenetsky *et al.* 2001).

Se realizaron análisis en espinelos de las muestras M69 (n= 10), M323 (n= 13), M90 (n= 24) y M300 (n= 18). Los espinelos analizados se clasificaron según el diagrama triangular  $\text{Cr}^{3+}$ - $\text{Al}^{3+}$ - $\text{Fe}^{3+}$  (Deer *et al.* 1966, 1992) para identificar los miembros intermedios de la serie cromita-magnetita, y el diagrama binario  $\#\text{Fe}^{2+}$  vs.  $\#\text{Fe}^{3+}$  para identificar miembros de la solución sólida espinelo-hercinita (e.g., Gargiulo *et al.* 2013). Los análisis representativos se muestran en el Cuadro 3.3.4 mientras que la lista completa de los resultados se encuentra en el Anexo 3.3.4.

MUESTRA/MAPA	M323		M69	M90	M300		M300/M1	M300/M4	M300/M6	<b>Cuadro 3.3.4.</b> <i>Análisis y parámetros calculados representativos de los espinelos analizados en las muestras M323, M69, M90 y M300.</i>
Tipo de espinelo según Deer <i>et al.</i> (1992)	Al-cromita	picotita	Al-cromita	Al-cromita	hercinita	Fe-cromita	hercinita	hercinita	hercinita	
n	9	3	10	25	3	1	6	1	6	
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,01	0,00	0,03	0,63	1,21	0,82	0,11	0,14	
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,17	1,66	0,08	0,05	2,65	0,82	0,01	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,28	23,38	18,89	21,11	61,70	1,14	59,88	61,58	60,86	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,32	36,08	37,41	38,15	0,00	30,10	0,01	0,01	0,00	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00		0,62	0,11	0,00	0,88	0,01	0,00	0,00	
FeO <sup>T</sup>	31,57	31,95	35,19	36,08	27,03	59,11	28,08	25,88	27,35	
MnO	0,37	0,38	0,34	0,53	0,11	0,59	0,31	0,19	0,25	
MgO	6,68	5,88	5,10	3,37	9,61	1,85	9,16	11,43	10,04	
CaO	0,00	0,04	0,01	0,01	0,47	0,27	0,38	0,20	0,22	
ZnO	0,29	0,40	0,21	0,83	0,64	0,60	0,48	0,29	0,23	
NiO	0,12	0,17	0,20	0,15	0,13	0,10	0,11	0,11	0,15	
<b>Total</b>	<b>98,76</b>	<b>99,46</b>	<b>99,64</b>	<b>100,45</b>	<b>0,00</b>	<b>98,49</b>	<b>100,08</b>	<b>99,80</b>	<b>99,23</b>	
<i>Parámetros calculados</i>										
#Cr= Cr/(Cr+Al)	0,47	0,48	0,51	0,55	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	
#Mg= Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,32	0,29	0,23	0,17	0,39	0,09	0,37	0,46	0,41	
#Fe <sup>2+</sup> =Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,68	0,71	0,77	0,83	0,61	0,91	0,63	0,54	0,59	
#Fe <sup>3+</sup> =Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	0,17	0,16	0,09	0,19	0,00	0,94	0,00	0,03	0,02	
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al+Cr)	0,10	0,09	0,09	0,09	0,00	0,48	0,06	0,03	0,02	

Los espinelos de las muestras M323, M69 y M90, correspondientes a las peridotitas, se presentan con morfologías subhedrales a anhedrales de hasta 0,1 mm, mostrando en algunos casos exsolución de ilmenita (determinado a través de espectrometría EDS). Los espinelos suelen estar parcial o totalmente incluidos en cristales de plagioclasas, piroxenos y olivinos (Figura 3.3.5). Los cristales no exhiben zonaciones composicionales significativas y poseen contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO<sup>T</sup> de 12,7-25,4, 30,45-42,19 y 29,63-43,73%, respectivamente. El TiO<sub>2</sub> y ZnO varían entre 0,07-2,59 y 0,14-0,83%, respectivamente. El #Mg varía entre 0,13 y 0,39 y el #Cr=  $\text{Cr}^{3+}/(\text{Cr}^{3+}+\text{Al}^{3+})$ , entre 0,47 y

0,69. Los espinelos analizados pertenecen a la **Serie Cromita** (Deer *et al.* 1992) y se clasifican como **picotita** y **Al-cromita** (Figura 3.6.6c).

En el gabro olivínico (muestra M300), los espinelos se encuentran como simplectitas en coronas de anfíbol (principalmente pargasita) (Figura 3.3.5) y como inclusión en olivino, donde alcanza dimensiones de  $\sim 5 \mu\text{m}$ . Los primeros poseen contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}^{\text{T}}$  de 56,67-61,70, <1,99 y 23,16-28,70%, respectivamente. El  $\text{TiO}_2$  y  $\text{ZnO}$  se presenta en concentraciones de <0,14 y 0,23-0,78%, respectivamente. El #Mg varía entre 0,37-0,52 y el #Cr es <0,02. Pertenecen a la **Serie Espinelo** (Deer *et al.* 1992) y se clasifican como **pleonasto** (Figura 3.6.6a). Por otro lado, una inclusión en olivino posee contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}^{\text{T}}$  de 1,14, 30,10 y 59,11%, respectivamente. El  $\text{TiO}_2$  y  $\text{ZnO}$  es de 2,65 y 0,60%, respectivamente. El #Mg es de 0,09 y el #Cr de 0,95. Pertenece a la **Serie Cromita** (Deer *et al.* 1992) y se clasifica como **Fe-cromita** (Figura 3.6.6c).

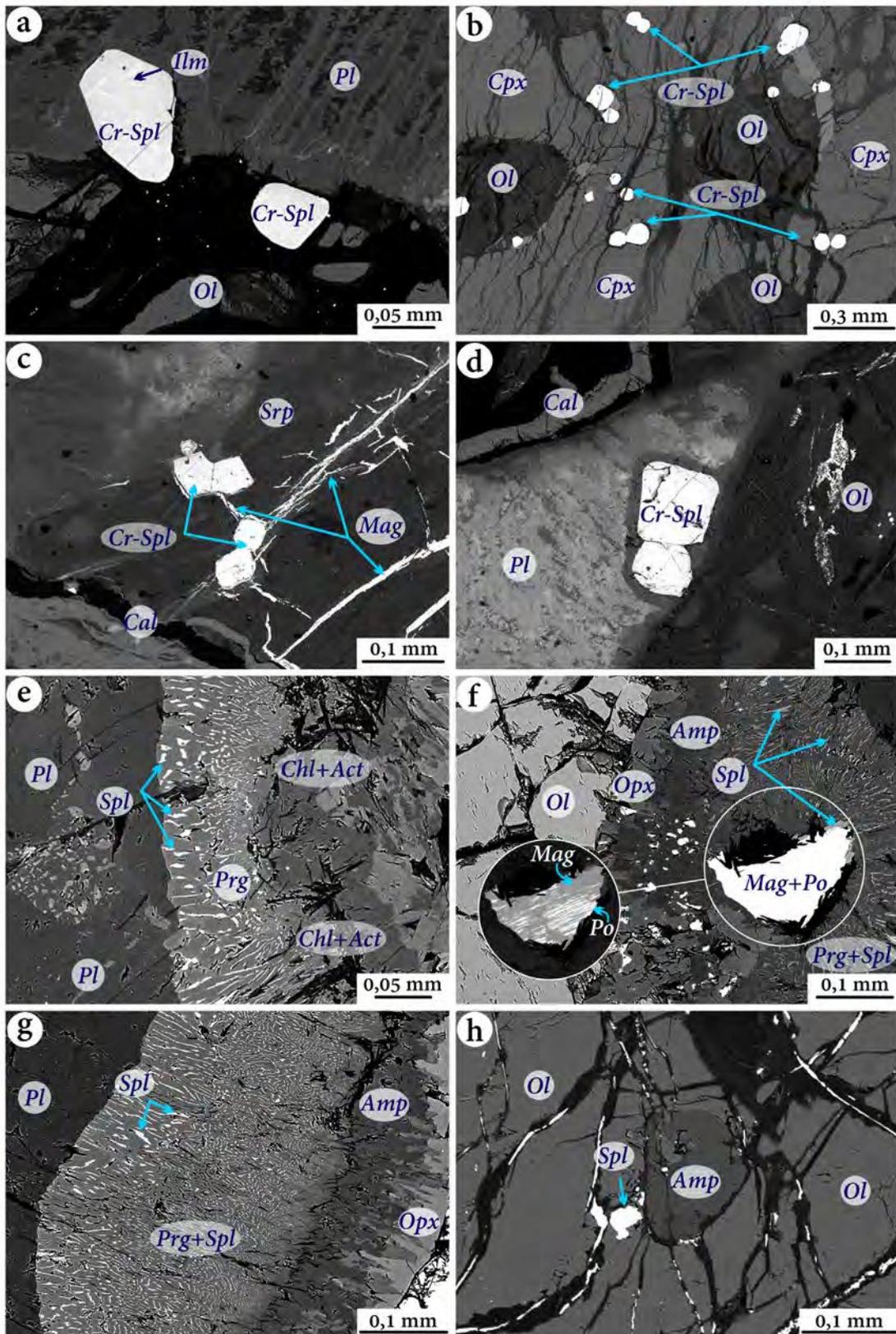


Figura 3.3.6. Imágenes de electrones retrodispersados de los contextos texturales donde se analizaron espinelos. a-b) Muestra M323: a) Cr-espinelo con exsolución de ilmenita junto a plagioclasa, incluidos parcialmente en olivino. b) Cr-espinelos y olivinos incluidos en un clinopiroxeno. c-d) Muestra M69: c) Cr-espinelos incluido en cristales de olivino totalmente reemplazados por serpentina y magnetita (producto de la serpentización), y vetilla de calcita. d) Vista de Cr-espinelos junto con plagioclasa y olivino. e-h) Muestra M300: e-g) Estructuras coroníticas formadas alrededor de olivino, donde se observan espinelos simplectíticos como exsolución en anfíbol. h) Inclusión de espinelo en olivino.

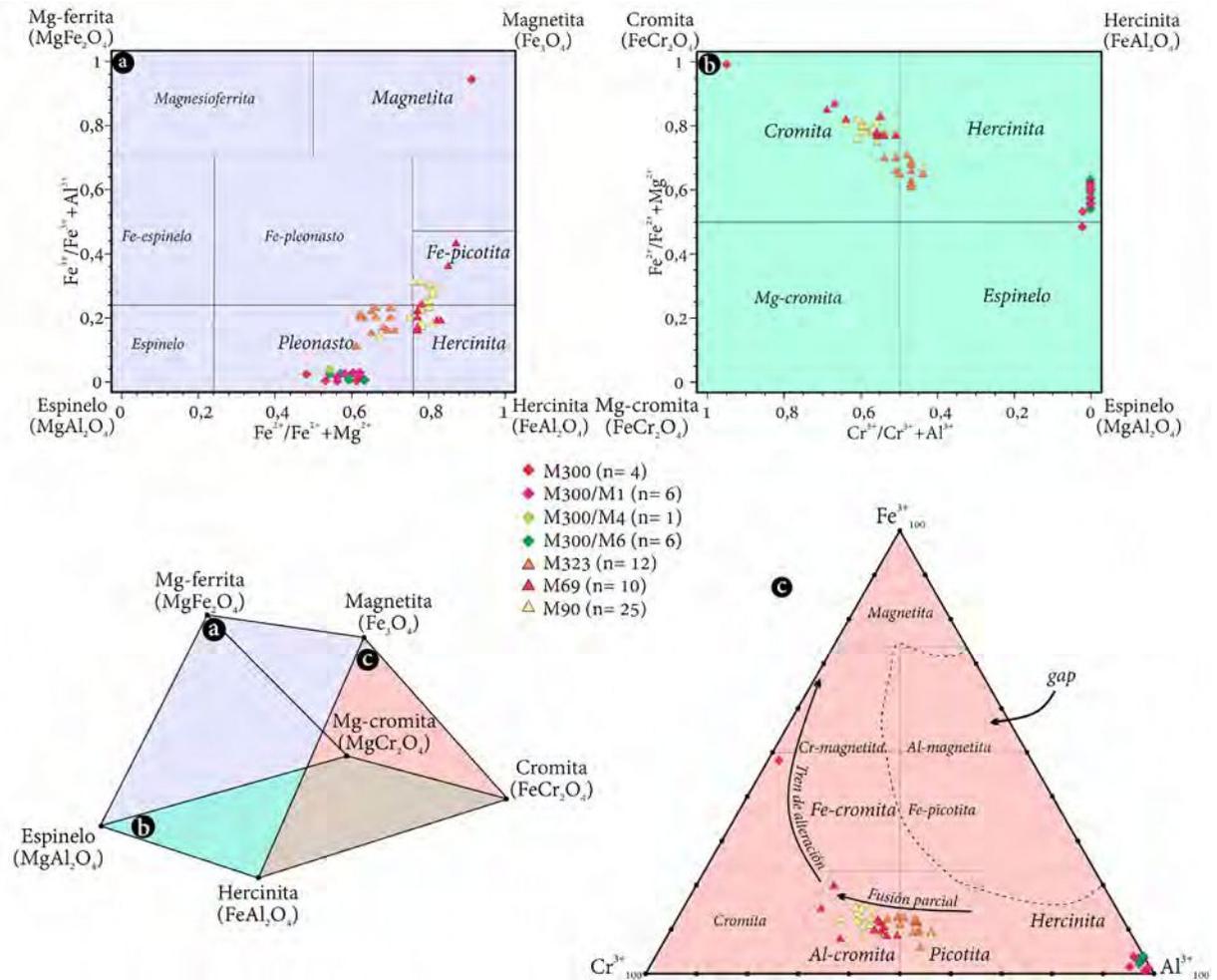


Figura 3.3.7. Diagramas de clasificación para los minerales del grupo del espinelo según Deer et al. (1992) y Haggerty (1991). a) Diagrama  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{3+})$  vs.  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$  que contempla los intercambios  $Al^{3+}/Fe^{3+}$  y  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$ . b) Diagrama  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$  vs.  $Cr/(Cr+Al)$  que contempla los intercambios  $Fe^{2+}/Mg^{2+}$  y  $Cr/Al$  c) Diagrama ternario  $Cr^{3+}-Al^{3+}-Fe^{3+}$  donde se indican los trenes de alteración y fusión parcial según Hodel et al. (2020).

El #Cr y los contenidos de Al y Ti de Cr-espinelos pueden ser buenos marcadores del contexto geológico en el que se formaron las rocas ultramáficas portadoras de los mismos y del grado de fusión parcial (e.g., Deschamps et al. 2013). Teniendo en cuenta que mayor #Cr refleja altos grados de fusión parcial (Hellebrand et al. 2001), se puede observar cómo los Cr-espinelos analizados describen un *trend* coincidente con el aumento del contenido del #Cr y  $Cr_2O_3\%$  consistente con la evolución de la fusión parcial que se puede apreciar en la Figura 3.3.7c y en la Figura 3.3.8a-b. A su vez, se puede observar un *trend* desde la muestra con baja (M323) a alta-moderada (M69-M90) serpentización (indicado con flecha continua negra en la Figura 3.3.8a) según el #Cr (entre ~40 y 80) y el MnO (<~0,6%), este último considerándose en contenidos >0,5% de origen secundario asociado a alteración de baja temperatura

(e.g., Barnes 2000, Gahlan & Arai 2007) y, aun así, sugieren una **conservación de la química primaria** (Figura 3.3.8a). Además, la ausencia de composiciones ferricromíticas (típicas de alteración de cromoespínelo) y la correlación negativa entre el  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Figura 3.3.8b), rasgo distintivo de cromitas magmáticas, sugieren que no han atravesado cambios significativos en su composición (e.g., Wang *et al.* 2005). En la mencionada Figura 3.3.8b, se aprecia, además, que el *trend* composicional mencionado anteriormente, evoluciona de las muestras más serpentinizadas a las menos solapándose todos los Cr-espínelos analizados en los campos de composiciones químicas afines a espínelos de cúmulo de arco con las mantélicas. Por otra parte, Dick & Bullen (1984) sugirieron que un  $\#Cr > 0,6$  está restringido a arcos volcánicos, complejos estratiformes y basaltos de plateau oceánicos mientras que aquellas cromitas con un  $\#Cr < 0,6$  es típico de corteza oceánica. Los Cr-espínelos analizados poseen un  $\#Cr$  entre 0,47 y 0,69 (~0,56) lo cual podría atribuirse más a un **origen oceánico**.

El Ti es incompatible durante la fusión parcial, disminuyendo sus contenidos a medida que se incrementa el grado de fusión parcial (e.g., Pearce *et al.* 2000; Figura 3.3.8c-d). Se observó un enriquecimiento del  $\text{TiO}_2\%$  de hasta un 2% (Figura 3.3.8c-d) en bordes de cristales de Cr-espínelo y en zonas cercanas a fracturas. Debido a que el Ti es prácticamente inmóvil en fluidos acuosos, dicho enriquecimiento podría indicar el **reequilibrio y redistribución del Ti** por la **presencia de clinopiroxeno** de origen ígneo, rico en Ti (e.g., Szilas *et al.* 2018). Dick & Bullen (1984) explican que el **enriquecimiento en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$**  es un rasgo distintivo de las **peridotitas con plagioclasa**, debido a la cristalización de esta última a partir de un líquido intersticial mientras otras investigaciones han atribuido este fenómeno a la **interacción líquido-roca** (e.g., Pearce *et al.* 2000). Según los campos sugeridos por Kamenetsky *et al.* (2001), los Cr-espínelos analizados caen mayormente en el campo de **arco volcánico** (Figura 3.3.8d).

El incremento del  $\#Cr$  con el  $\#Fe^{2+}$  es una tendencia característica observada por Irvine (1967) que explica el **equilibrio del Cr-espínelo con el olivino** en condiciones constantes de temperatura y composición, típico del *trend* Cr-Al observado en la Figura 3.3.7b-c y en la Figura 3.3.8e. Sin embargo, en la Figura 3.3.8f, se observa que solo la muestra menos serpentinizada (M323) se acerca a la **isopleta de  $\text{Fo}_{80}$**  (ver Apartado 3.3.2) indicando que es la muestra que posee la composición más cercana al equilibrio con el Cr-espínelo.

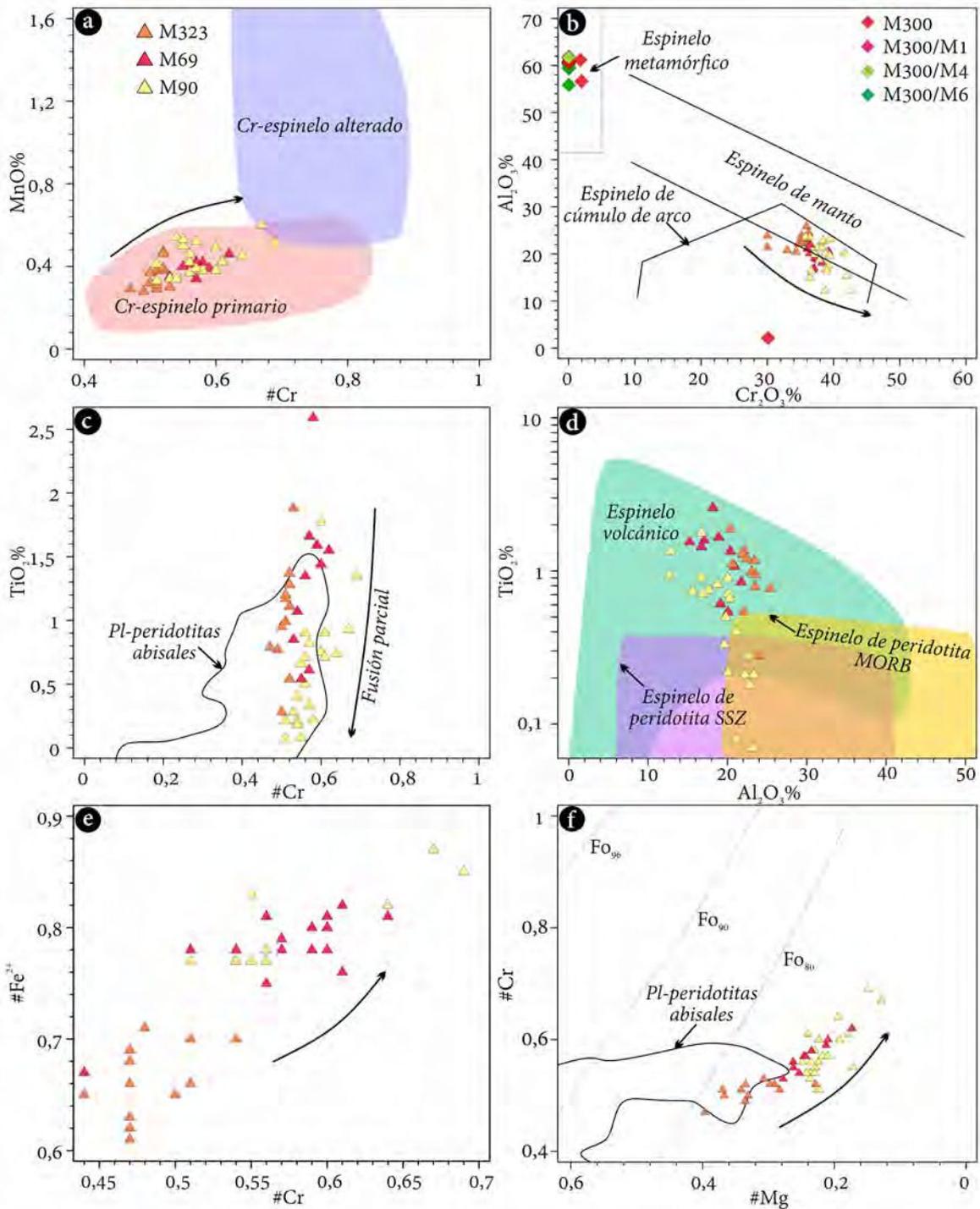


Figura 3.3.8. a) Diagrama #Cr vs. MnO%. Los Cr-espinelos analizados plotean en el campo de espinelos primarios. b) Diagrama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% tomado de Franz & Wirth (2000) y referencias allí citadas. Los espinelos de la peridotita plotean en los campos de cúmulo de arco y manto y los del gabro olivínico, dentro del campo del espinelo metamórfico. Diagramas TiO<sub>2</sub>: c) vs. #Cr donde se indica el campo de espinelos correspondientes a Pl-peridotitas abisales sugerido por Pirnia et al. (2018) y referencias allí citadas. d) vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% con los campos de espinelos volcánicos, MORB y SSZ (Suprasubduction zone) sugeridos por Kamenetsky et al. (2001). La mayoría de los Cr-espinelos analizados coinciden con el campo de espinelos volcánicos. Diagramas #Fe<sup>2+</sup>: e) vs. #Cr donde se observa una correlación positiva y f) vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>% donde se observa una correlación negativa. Diagramas #Mg: g) vs. #Fe<sup>3+</sup> y h) vs. #Cr donde se observa una correlación positiva en ambos casos. En h) las líneas continuas representan isoplethas de composiciones de olivino, definiendo el equilibrio espinelo-olivino a una temperatura nominal de 1200°C tomadas de Dick & Bullen (1984). Por lo que se observa las composiciones de

los Cr-espinelos no estarían en equilibrio con el olivino analizado ( $Fo_{-83}$ ). Las flechas continuas negras indican hacia donde avanza la fusión parcial.

Por otra parte, los espinelos ricos en Al, analizados en el gabro olivínico (muestra M300) como simplectitas en coronas quelifíticas, se clasificaron como **hercinitas** o **pleonastos** (Figura 3.3.7) y se vinculan a condiciones de metamorfismo en **facies anfíbolita** (e.g., Bucher & Grapes 2011), además, sus contenidos de #Cr y MnO% sugieren un **origen metasomático/subsólido** y la única **ferri-cromita** analizada coincide con composiciones afines a **espinelos de cúmulos de arco** (Figura 3.3.8b).

### 3.3.5 ANFÍBOLES

Los anfíboles corresponden a un conjunto de minerales que pertenecen al grupo de los silicatos y subgrupo Inosilicatos (Strunz 1942) y silicatos de doble cadena según Deer *et al.* (1962). Es un mineral formador de roca muy estable en ambientes magmáticos variables, siendo particularmente muy comunes en rocas intermedias de series calcoalcalinas, aunque también pueden cristalizar de forma primaria en rocas básicas y ultrabásicas (Deer *et al.* 1992). La composición del anfíbol provee valiosa información sobre el magma y el fluido con los cuales estuvo en equilibrio resultando, además, muy útil como termobarómetro para estimar las presiones y temperaturas de su formación (e.g., Ridolfi & Renzulli 2012, Putirka 2016).

Exhiben una estructura formada por una doble cadena de tetraedros de  $SiO_4$ , unidos por sus vértices a una capa de octaedros que, generalmente, están ocupados por Fe y/o Mg. Además, contienen en su estructura oxhidrilos ( $OH^-$ ) y/o halógenos (F, Cl). Cristalizan en los sistemas ortorrómbico (ortoanfíboles) y monoclinico (clinoanfíboles), con una fórmula simplificada (e.g., Deer *et al.* 1992, Haldar 2020):  $A_{0-1}(B)_2(C)_5(T)_8O_{22}(O)_2$

- ◆ A= Na, K
- ◆ B= Na, Ca, Mg,  $Fe^{2+}$ , Mn, Li
- ◆ C= Mg,  $Fe^{2+}$ , Al,  $Fe^{3+}$ , Mn Zn, Cr, Ti, Li
- ◆ T= Si, Al
- ◆ O= OH, F, Cl

Se realizaron análisis de química mineral en anfíboles de las muestras M300 (n= 70), M51 (n= 18), M305 (n= 15), M58 (n= 24), M61 (n= 25), M73 (n= 12), M304 (n= 13), M53 (n= 28), M55 (n= 12) y M57 (n= 5) (Figura 3.3.1). Los anfíboles se clasificaron según los criterios de Hawthorne *et al.* (2012) usando la planilla de cálculo propuesta por Locock (2014). Todos los análisis se clasificaron como del grupo OH-F-Cl y subgrupo Ca (Figura 3.3.10). La lista completa de los resultados se encuentra en el Anexo 3.3.5.

En el gabro olivínico (muestra M300), se analizaron anfíboles reconocidos en las coronas olivino-plagioclasa y piroxeno-plagioclasa (ver próximo Apartado 3.3.4), que fueron clasificados como pargasitas, hornblendas y actinolitas (Figura 3.3.10) de morfologías anhedrales (Figura 3.3.9a). Las pargasitas tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 41,30-45,59% y 12,41-12,91%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 11,44 y 17,78%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O de <2,23 y 1,82-2,49%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,69 y 0,88. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~2,57 apfu. Las hornblendas tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 46,07-53,95 y 12,43-13,11%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 2,93 y 13,02%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> <0,45 y el Na<sub>2</sub>O varía entre 0,38-2,11%, mientras que el #Mg varía entre 0,82 y 0,96. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,13 apfu. Las actinolitas tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 52,4-56,85 y 10,34-13,42%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 0,43 y 4,94%. El TiO<sub>2</sub> es <0,44 y el Na<sub>2</sub>O varía entre 0,31-1,33%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,84 y 0,99. El contenido de Al<sup>T</sup> es de 0,52 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.5.

**Cuadro 3.3.5. Análisis y parámetros calculados representativos de los anfíboles de la muestra M300.**

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) n	M300		M300/M1				M300/M2		M300/M3	
	actinolita	pargasita	tremolita	actinolita	Mg- hornblenda	pargasita	Mg- hornblenda	pargasita	actinolita	Mg- hornblenda
	1	1	2	1	5	4	4	3	4	2
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	54,76	44,78	55,8	54,0	52,15	42,6	47,53	45,17	52,76	51,66
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,42	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,13	0,39	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,63	11,89	0,51	4,10	5,77	17,14	11,56	14,25	4,04	5,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	1,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,22	0,09	0,20	0,26
MnO	0,10	0,10	0,18	0,01	0,04	0,09	0,11	0,11	0,07	0,01
FeO <sup>T</sup>	5,75	7,03	7,14	5,72	5,80	8,40	6,84	8,41	6,66	6,51
ZnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
MgO	19,83	16,94	22,75	20,59	19,98	14,66	17,25	15,42	18,72	19,20
CaO	12,30	13,07	10,34	12,75	12,86	12,46	12,63	12,48	13,42	12,70
Na <sub>2</sub> O	0,64	1,97	0,11	0,57	0,92	2,29	1,67	1,91	0,53	0,74
K <sub>2</sub> O	0,03	0,83	0,01	0,04	0,02	0,09	0,18	0,20	0,05	0,06
F	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02

Cl	0,00	0,05	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Total</b>	<b>97,78</b>	<b>98,33</b>	<b>96,87</b>	<b>97,79</b>	<b>97,58</b>	<b>97,83</b>	<b>98,06</b>	<b>98,18</b>	<b>96,99</b>	<b>96,78</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,06	0,69	0,02	0,10	0,21	0,59	0,43	0,50	0,23	0,17
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,40	0,80	0,22	0,49	0,57	1,40	0,92	1,15	0,30	0,57
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,90	0,88	0,99	0,94	0,94	0,86	0,89	0,85	0,84	0,91
Al <sup>T</sup>	0,59	2,00	0,08	0,67	0,95	2,87	1,91	0,15	0,68	0,92

**Cuadro 3.3.5 (continuación).** Análisis y parámetros calculados representativos de los anfíboles de la muestra M300.

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) n	M300/M3	M300/M4			M300/M5		M300/M6		M300/M7		
	pargasita	actinolita	Mg- hornblenda	pargasita	Mg- hornblenda	pargasita	Mg- hornblenda	pargasita	actinolita	Mg- hornblenda	pargasita
	3	4	3	5	1	4	3	7	5	2	6
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>											
SiO <sub>2</sub>	43,08	53,24	49,30	42,62	52,55	42,56	49,39	42,27	53,26	53,95	43,21
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,15	0,22	0,00	0,27	1,82	0,05	0,00	0,45	0,17	1,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,76	3,05	8,65	17,06	4,40	11,83	7,45	16,63	2,89	2,93	11,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,46	0,26	0,00	0,38	1,35	0,03	0,01	0,17	0,55	1,36
MnO	0,13	0,14	0,07	0,09	0,16	0,09	0,08	0,19	0,03	0,12	0,14
FeO <sup>T</sup>	10,27	4,94	7,34	7,81	5,96	8,66	5,92	8,26	5,51	5,83	8,83
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,10	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00
MgO	13,78	20,87	17,63	14,53	19,92	14,95	18,91	14,88	21,04	20,67	15,27
CaO	12,86	13,25	12,91	12,67	13,08	12,80	12,93	12,56	13,20	12,75	12,80
Na <sub>2</sub> O	1,88	0,43	1,01	2,30	0,68	1,82	1,17	2,28	0,48	0,39	2,46
K <sub>2</sub> O	0,14	0,03	0,09	0,07	0,01	0,23	0,04	0,06	0,01	0,04	0,08
F	0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,14
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03
<b>Total</b>	<b>96,12</b>	<b>96,56</b>	<b>97,53</b>	<b>97,36</b>	<b>97,42</b>	<b>96,23</b>	<b>96,11</b>	<b>97,22</b>	<b>97,03</b>	<b>97,40</b>	<b>97,86</b>
<i>Parámetros calculados</i>											
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,60	0,12	0,26	0,62	0,17	0,57	0,31	0,60	0,12	0,04	0,70
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,10	0,35	0,78	1,31	0,46	1,02	0,68	1,39	0,39	0,45	0,89
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,78	0,95	0,88	0,84	0,92	0,82	0,93	0,88	0,95	0,96	0,80
Al <sup>T</sup>	2,37	0,50	1,44	2,87	0,73	2,04	1,25	2,80	0,48	0,48	2,02

En la muestra M51 de gabro hornbléndico, los cristales exhiben secciones basales y longitudinales alargadas prismáticas en la matriz y de aspecto acicular dentro de cristales de plagioclasa (Figura 3.3.9b). Ambos tipos texturales se clasifican químicamente como **hornblendas** (Figura 3.3.10). Las **hornblendas** tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 46,61-51,72 y 11,86-12,69%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 6,15 y 11,41%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O entre 0,14-0,58 y 0,59-1,28%, respectivamente, mientras que el #Mg varía entre 0,61 y 0,72. El contenido de Al<sup>T</sup> es de 1,37 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.6.

En el dique básico (muestra M305), se efectuaron análisis puntuales en secciones basales y longitudinales con tamaños de hasta 0,2 mm (Figura 3.3.9c), clasificadas como **hornblendas** y **actinolitas** (Figura 3.3.10). Las **hornblendas** poseen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 49,30-51,66 y 12,10-12,47%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 6,10 y 8,94%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O

varían entre 0,20-0,32 y 0,45-0,70%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,70 y 0,73. El contenido de Al<sup>T</sup> es de 0,58 apfu. Las **actinolitas** tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 52,67-54,16 y 12,21-12,35%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 2,48 y 4,15%. El TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,06-0,23 y 0,16-0,29%, respectivamente, mientras que el #Mg varía entre 0,74 y 0,76. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,14 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el [Cuadro 3.3.6](#).

En la hornblendita (muestra M58), se analizaron secciones longitudinales de anfíboles de hasta 3 mm que ocurren en agregados ([Figura 3.3.9d](#)), clasificados como **hornblendas** y **actinolitas** ([Figura 3.3.10](#)). Las **hornblendas** tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 45,64-52,37% y 12,31-13,03%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 5,57 y 12,79%. El TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,00-0,66 y 0,54-1,47%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,65 y 0,76. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,39 apfu. Las **actinolitas** tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 51,57-52,90 y 12,79-13,05%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 4,8 y 6,33%. El TiO<sub>2</sub> y el Na<sub>2</sub>O varían entre 0,02-0,31 y 0,44-0,73%, respectivamente, mientras que el #Mg varía entre 0,72 y 0,74. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~0,93 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el [Cuadro 3.3.6](#).

En la muestra de enclave máfico (M61), se analizaron secciones longitudinales de morfologías anhedrales a subhedrales, clasificadas como **hornblendas** y **actinolitas** ([Figura 3.3.10](#)). Las **hornblendas** tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 47,76-51,45% y 12,02-12,80%, respectivamente y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 5,29 y 9,52%. El TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,02-0,52 y 0,33-0,88%, respectivamente, mientras que el #Mg varía entre 0,61-0,78. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,38 apfu. Las **actinolitas** (n= 10) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 51,84-56,12% y 12,38-12,98%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 1,39 y 5,62%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O <0,33% y de 0,04-0,59%, respectivamente, mientras que el #Mg varía entre 0,70 y 0,80. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~0,77 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el [Cuadro 3.3.6](#).

**Cuadro 3.3.6.** Análisis y parámetros calculados representativos de los anfíboles analizados del gabro hornbléndico y hornblendita (muestras M51 y M58, respectivamente), dique básico (muestra M305) y enclave máfico (muestra M61).

MUESTRA/MAPA	M51	M305		M58		M61	
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblenda	actinolita	Mg-hornblenda	actinolita	Mg-hornblenda	actinolita	Mg-hornblenda
n	18	4	11	4	20	8	18
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>							
SiO <sub>2</sub>	50,09	53,42	50,87	52,20	49,84	53,20	49,07
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,10	0,30	0,14	0,33	0,29	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,17	3,66	6,43	5,64	8,09	4,11	8,10

Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,00	0,00	0,03	0,00	0,11	0,01
MnO	0,25	0,41	0,38	0,17	0,25	0,19	0,18
FeO <sup>T</sup>	11,69	10,54	11,46	10,31	11,18	10,67	10,87
ZnO	0,05	0,07	0,00	0,07	0,00	0,00	0,12
MgO	13,21	16,40	14,69	15,67	14,38	16,45	14,39
CaO	11,86	12,35	12,29	12,90	12,68	12,59	12,66
Na <sub>2</sub> O	1,10	0,29	0,45	0,63	0,89	0,43	0,70
K <sub>2</sub> O	0,29	0,01	0,04	0,07	0,17	0,22	0,63
F		0,08	0,00	0,12	0,00	0,00	0,05
Cl	0,02	0,08	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Total</b>	<b>97,16</b>	<b>97,41</b>	<b>96,97</b>	<b>97,95</b>	<b>97,81</b>	<b>98,27</b>	<b>97,04</b>
<i>Parámetros calculados</i>							
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	1,39	0,04	0,08	0,16	0,24	0,10	0,29
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,69	0,38	0,65	0,42	0,64	0,40	0,60
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,67	0,75	0,72	0,73	0,70	0,75	0,71
Al <sup>T</sup>	1,39	0,62	1,09	0,95	1,37	0,69	1,39

En las muestras M73 y M304, se analizaron cristales subhedrales y anhedrales de hasta 0,6 mm (Figura 3.3.9e). Estos cristales se clasificaron como **pargasitas**, **hornblendas** y **actinolitas** (Figura 3.3.10). En ambas muestras de ortogneis, las **pargasitas** (n= 7) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 41,67-42,62 y 11,74-12,00%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 12,23-13,75%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,40-0,90% y 0,89-1,21%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,39 y 0,42. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~2,31 apfu. Las **hornblendas** (n= 17) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 42,35-44,08% y 11,77-12,39%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 7,36 y 13,32%. El TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,30-0,92% y 0,59-1,08%, respectivamente mientras que el #Mg varía entre 0,42 y 0,64. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,74 apfu. La **actinolita** (n= 1) tiene un contenido de SiO<sub>2</sub> de 52,65% y CaO de 12,65% y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es de 3,99%. Posee contenidos de TiO<sub>2</sub> de 0,14% y de 0,24% de Na<sub>2</sub>O, mientras que el #Mg es de 0,70. El contenido de Al<sup>T</sup> es de 0,68 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.7.

En las muestras M53, M55 y M57, correspondientes a granodioritas, los cristales de anfíboles analizados son de 0,3 hasta 0,6 mm, con morfologías euhedrales a subhedrales (Figura 3.3.9), los cuales se clasificaron como **pargasitas**, **hornblendas** y **actinolitas** (Figura 3.3.10). Las **pargasitas** (n= 2) tienen un contenido de 44,48% de SiO<sub>2</sub> y 11,90% de CaO y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es de 10,12%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O de 1,33 y 1,23%, respectivamente mientras que el #Mg es de 0,47. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~0,63 apfu. Las **hornblendas** (n= 40) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 43,94-48,29% y 11,58-12,38%, respectivamente, y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 6,62 y 10,43%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> y Na<sub>2</sub>O varían entre 0,02-1,51% y 0,69-1,24%, respectivamente, mientras

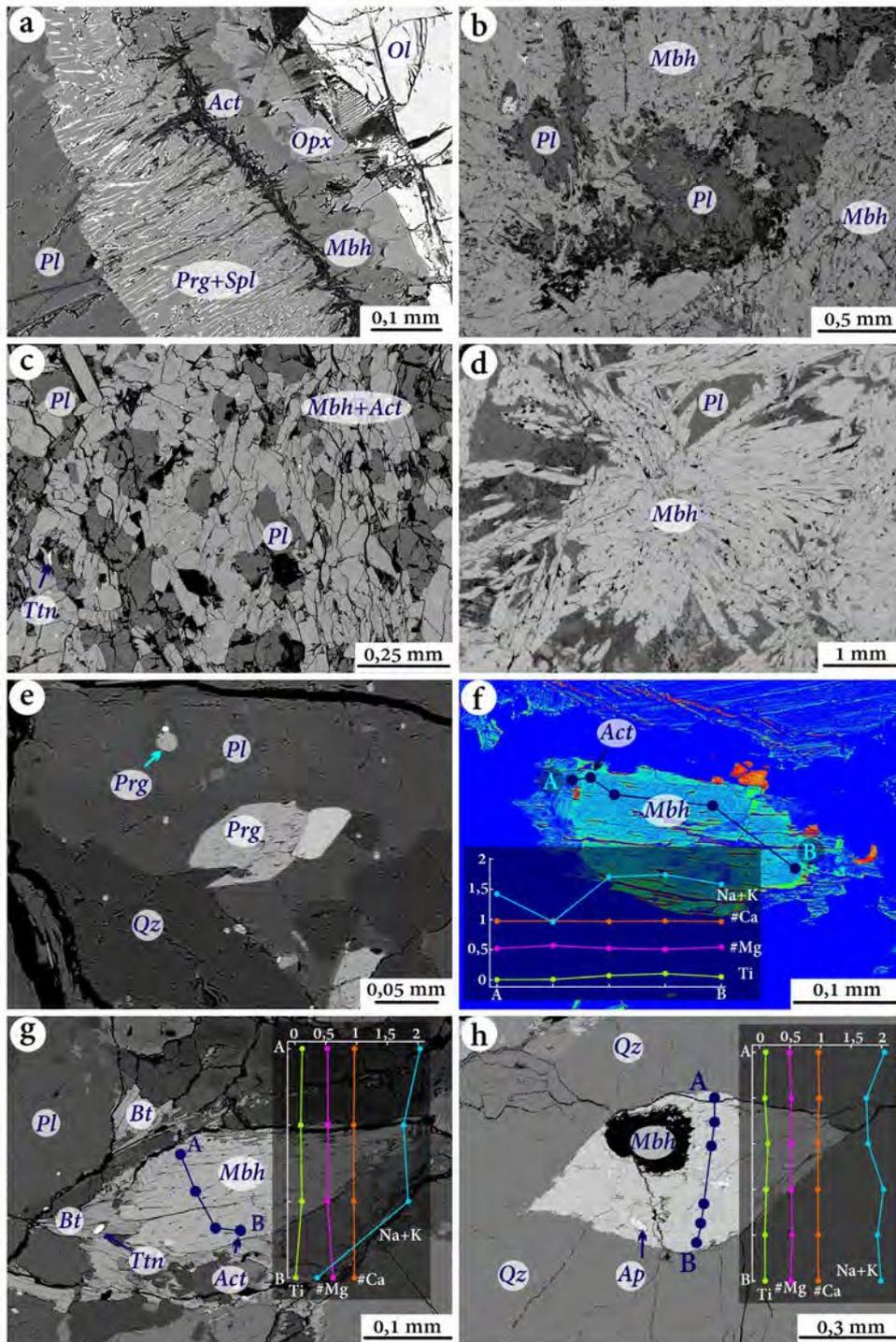
que el #Mg varía entre 0,46 y 0,76. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~1,46 apfu. Las **actinolitas** (n= 5) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> y CaO de 50,19-53,77% y 12,14-12,61%, respectivamente y el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 2,51 y 5,43%. Poseen contenidos de TiO<sub>2</sub> de <0,16% y Na<sub>2</sub>O entre 0,21-0,55%, mientras que el #Mg varía entre 0,57 y 0,62. El contenido de Al<sup>T</sup> es de ~0,63 apfu. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el **Cuadro 3.3.7**.

**Cuadro 3.3.7. Análisis y parámetros calculados representativos de los anfíboles analizados de las muestras M73, M304, M53, M55 y M57.**

MUESTRA	M73		M304		M53			M55			M57
	Fe-hornblenda	pargasita	actinolita	Mg-hornblenda	actinolita	Mg-hornblenda	Fe-hornblenda	Fe-hornblenda	Mg-hornblenda	pargasita	Mg-hornblenda
n	5	8	1	12	5	15	9	2	9	1	5
<b>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	43,20	42,18	52,65	46,39	51,87	47,06	45,02	45,09	45,77	44,48	47,26
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,40	0,14	0,66	0,00	0,85	0,86	0,91	1,24	1,33	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	13,08	3,99	9,71	3,92	7,34	9,49	9,23	8,20	10,12	7,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,15	0,20	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	<0,03
MnO	0,42	0,50	12,48	15,23	0,50	0,51	0,49	0,45	0,43	0,42	0,41
FeO <sup>T</sup>	17,86	18,71	0,36	0,33	15,56	17,64	17,91	17,95	17,65	18,72	16,11
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,02	0,03	0,14	0,02	<0,05
MgO	7,95	6,76	15,08	11,27	12,57	10,54	9,24	9,80	10,22	9,08	11,36
CaO	11,86	11,92	12,65	12,25	12,42	11,64	12,02	11,85	11,90	11,90	12,19
Na <sub>2</sub> O	1,02	0,96	0,24	0,78	0,26	0,98	1,06	1,24	1,15	1,23	0,92
K <sub>2</sub> O	1,22	1,42	0,29	1,02	0,24	0,78	1,13	1,09	0,90	0,97	0,75
F	0,24	0,02	0,00	0,26	0,30	0,25	0,27	0,28	0,09	0,00	<0,13
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02	0,05	0,11
<b>Total</b>	<b>96,11</b>	<b>95,97</b>	<b>98,03</b>	<b>98,10</b>	<b>97,66</b>	<b>97,84</b>	<b>97,59</b>	<b>97,93</b>	<b>97,70</b>	<b>98,31</b>	<b>97,27</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,50	0,52	0,09	0,38	0,09	0,35	0,49	0,56	0,50	0,54	0,38
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,00	1,10	0,37	0,79	0,34	0,70	0,73	0,77	0,73	0,85	0,62
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,44	0,39	0,70	0,58	0,60	0,54	0,48	0,50	0,52	0,47	0,57
Al <sup>T</sup>	2,08	2,34	0,68	1,69	0,68	1,29	1,69	1,59	1,43	1,79	1,37

Los anfíboles analizados en las unidades básica e intermedio-ácida son todos **anfíboles cálcicos** (Figura 3.3.10). Las hornblendas de las granodioritas (muestras M53, M55 y M57) tienen un #Mg de ~0,55 (0,52-0,60) y un Al<sub>T</sub> de ~1,6 apfu, valores similares a los indicados por Deer et al. (1992) para rocas intermedias provenientes de magmas calcoalcalinos (#Mg~0,5; Al<sup>T</sup> ~1,5 apfu). En los anfíboles analizados en las muestras de ortogneises (muestras M304 y M73), el #Mg es de ~0,41 y el contenido de Al<sup>T</sup> es de ~2,31 apfu. Por otro lado, las hornblendas de los metagabros hornbléndicos (muestras M51 y M58) poseen un X<sub>Mg</sub> de ~0,69, valor cercano al indicado para gabros (X<sub>Mg</sub>~0,75; Deer et al. 1992) mientras que en los gabros olivínicos (muestra M300), los valores llegan al X<sub>Mg</sub> ~0,91 correspondientes

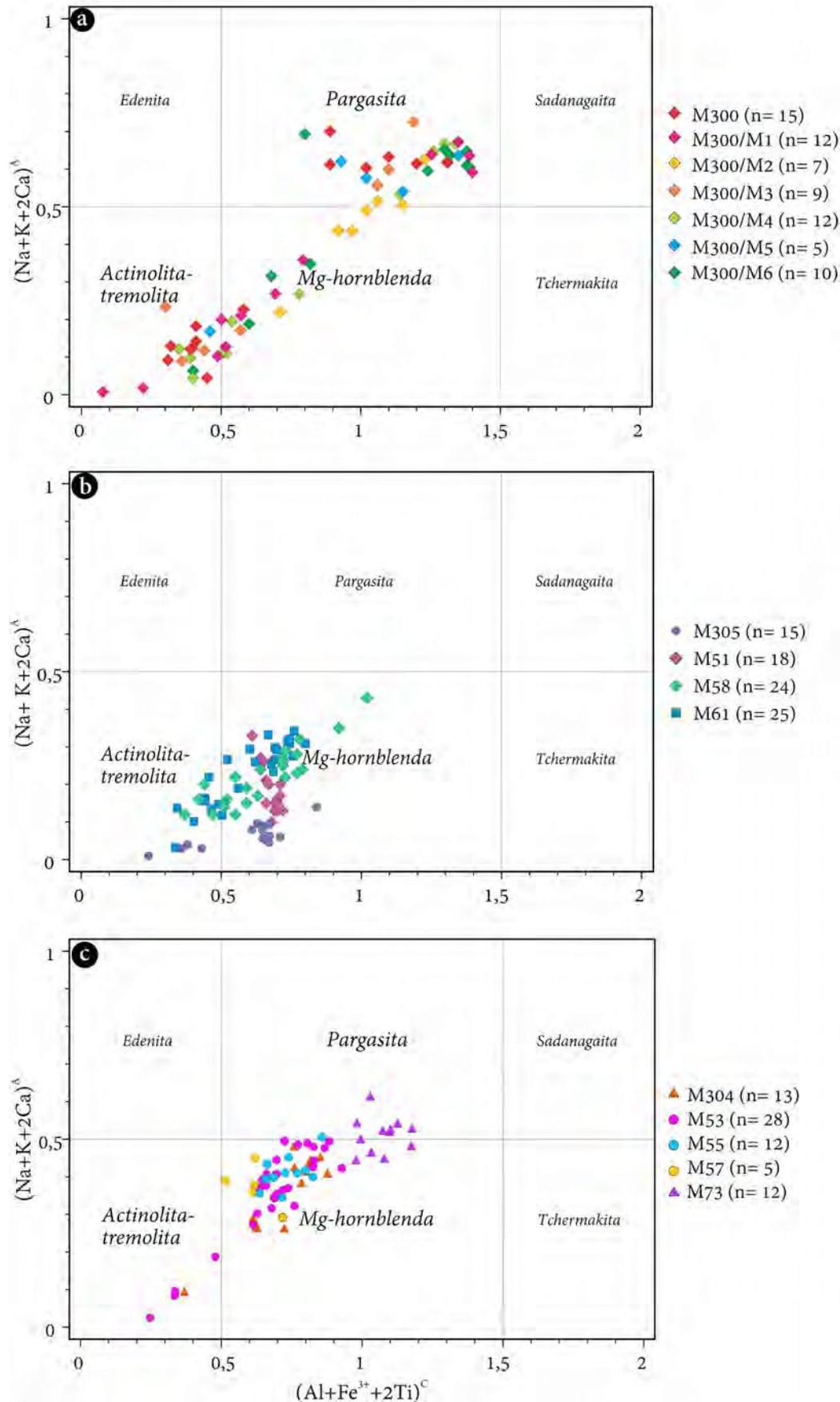
a las pargasitas. En la **Figura 3.3.11a y b**, se muestra el diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  donde se puede observar cómo muchos de los anfíboles analizados correspondientes al gabro hornbléndico (muestra M51 y M58), al gabro olivínico (muestra M300) y todas aquellas correspondientes a la unidad intermedio-ácida (muestras M73, M304, M53, M55, M57, M61 y M305), están **reequilibradas a bajas presiones** (~5 kbar; **Figura 3.3.11a-b**).



**Figura 3.3.9.** Imágenes de electrones retrodispersados de los anfíboles analizados. a) Muestra M300: Pargasita en textura simplectítica con espinelo formando corona quelifítica. b) Muestra M51: Mg-hornblenda y plagioclasa en agregados. c) Muestra M305: Textura seriada en secciones longitudinales y transversales de Mg-hornblenda parcialmente retrogradada a actinolita. d) Muestra M58: Cristales alargados de Mg-hornblenda en textura intersectal con plagioclasa. e) Muestra M73: Cristal anhedral de pargasita incluido en plagioclasa. f-g) Muestra M53: Se exhiben las variaciones composicionales en apfu de Na+K, #Ca, #Mg y Ti. f) Imagen falso color de cristal de Mg-hornblenda

exhiben las variaciones composicionales en apfu de Na+K, #Ca, #Mg y Ti. f) Imagen falso color de cristal de Mg-hornblenda

retrogradando parcialmente a actinolita. Textura mineral-fish en Mg-hornblenda g) retrogradando a biotita y actinolita y h) con inclusiones de apatita.



**Figura 3.3.10.** Diagrama de clasificación de anfíboles según Hawthorne et al. (2012) para las muestras: a) M300 clasifican como actinolita-tremolita, Mg-hornblenda y pargasita, b) M305, M51, M58 y M61 clasifican como actinolita-tremolita y Mg-hornblenda y c) M304, M53, M55, M57 y M73 clasifican como actinolita-tremolita, Mg-hornblenda y pargasita.

Sin embargo, muchos cristales **preservan sus características ígneas primarias**, como se puede observar la **Figura 3.3.11a-d**, principalmente en el gabro olivínico y en la unidad intermedio-ácida donde muchos análisis coinciden con el *trend* primario propuesto por **Molina *et al.* (2009)**. Todos los anfíboles analizados muestran rasgos composiciones similares a aquellos descritos por **Deer *et al.* (1992)** donde se incrementan los contenidos del Al<sup>IV</sup>, Ti, Fe<sup>3+</sup>, Na y K y disminuyen los contenidos de Si, Fe<sup>2+</sup>, Mg y Ca (**Deer *et al.* 1992**) coincidente con la aparición consecuente de especies como la **actinolita, hornblenda y pargasita** (*e.g.*, **Figura 3.3.10, Figura 3.3.11g-h**) con el **incremento del grado metamórfico**.

Los contenidos de TiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de los anfíboles de las unidades básica e intermedio-ácida se pueden observar en la **Figuras 3.3.11e y f** con campos sugeridos para su origen según **Jiang & An (1984)**. En los **gabros hornbléndicos** (muestras M51 y M58) se observó un **origen exclusivamente cortical-mantélico** (**Figura 3.3.11e**). Los cristales de origen mixto podrían haber cristalizado simultáneamente con los cristales de plagioclasa que muestran una zonación de composición oscilatoria y zonación composicional inversa en las etapas iniciales del proceso de **mezcla de magma** junto a cristales más ricos en Ca (*e.g.*, **Aranda *et al.* 2021**). En los **anfíboles de la unidad intermedio-ácida**, incluyendo el enclave máfico y el dique básico, se observan composiciones afines a **origen cortical-mantélico** a excepción de una muestra de ortogneis (M73) que presenta composiciones afines a un **origen mantélico** y unos pocos análisis del dique básico (M305) y la granodiorita que tienen afinidad con un **origen cortical** (**Figura 3.3.11f**). Esto podría estar evidenciando en ambos casos, la mezcla de magmas máficos ya mencionado (**ver Capítulo 3, Apartado 1**). Para el caso de los **gabros olivínicos**, se observa que una gran cantidad de los anfíboles tiene **origen mantélico** mientras que otra parte muestra afinidad por un **origen mixto** (**Figura 3.3.11e**). Los anfíboles de origen mixto, posiblemente se formaron por **reequilibrio de cristales de piroxeno**, inestables en magmas más evolucionados o por un reemplazo parcial y/o por cristales de hornblenda (*e.g.*, **Aranda *et al.* 2021**).

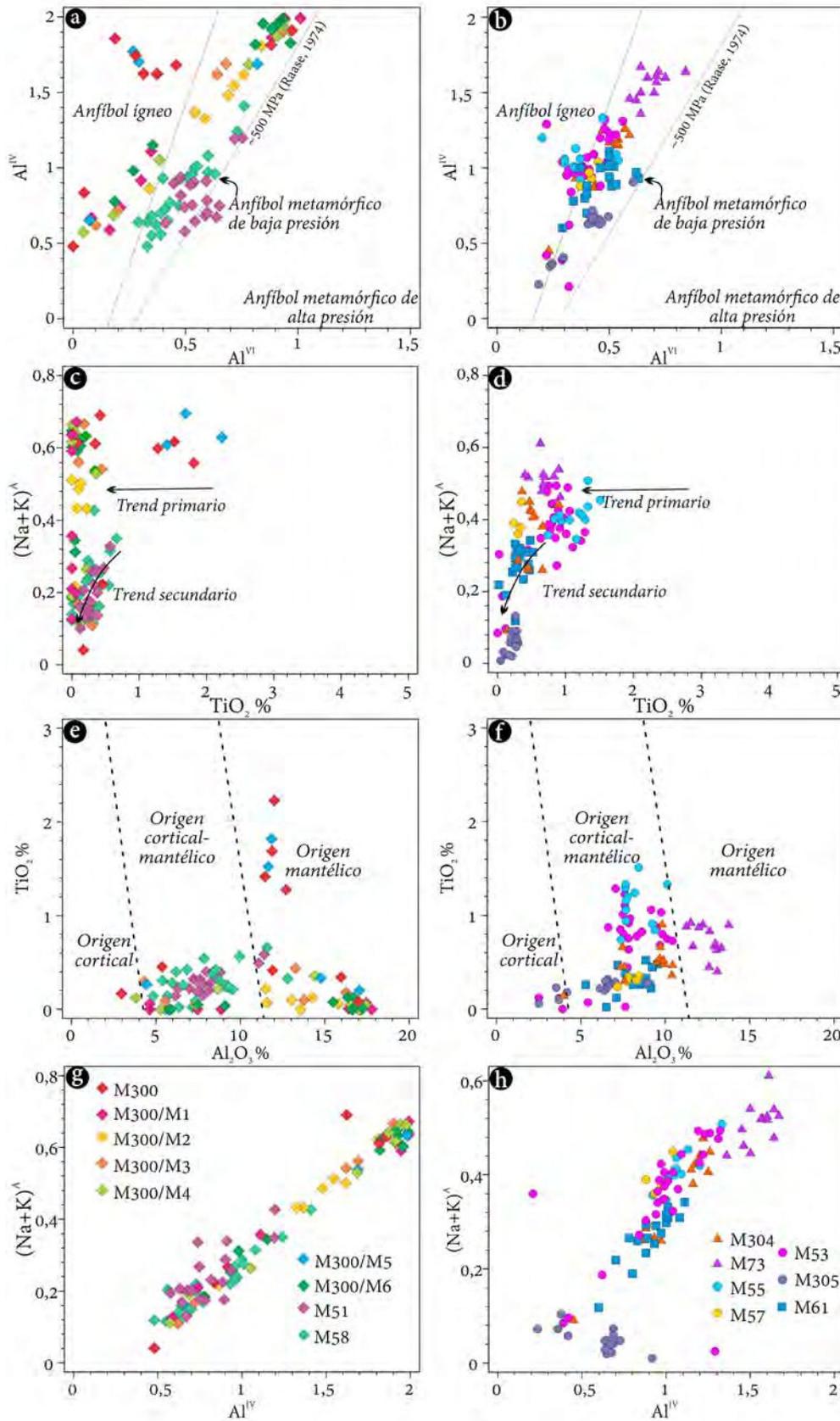


Figura 3.3.11. a-b) Diagrama  $Al^{IV}$  vs.  $Al^{VI}$  de Fleet & Barnett (1978) para composiciones de anfíboles analizados de las unidades a) básica y b) intermedio-ácida. c-d) Diagrama  $TiO_2\%$  vs.  $(Na+K)^A$  donde se observan los trend primarios y secundarios propuestos por Molina et al. (2009) para composiciones de anfíboles analizados de las unidades c) básica y d) intermedio-ácida. e-f) Diagrama  $TiO_2\%$  vs.  $Al_2O_3\%$  para composiciones de anfíboles analizados de las unidades e) básica y f) intermedio-ácida. g-h) Diagrama  $(Na+K)^A$  vs.  $Al^{IV}$  para composiciones de anfíboles analizados de las unidades g) básica y h) intermedia-ácida.

### 3.3.6 FELDESPATOS

El grupo del feldespato incluye minerales que se consideran formadores de roca, desarrollados en variados ambientes geológicos y constituyendo un ~58% de la corteza terrestre (Haldar 2020). Corresponden a la subclase tectosilicatos según la clasificación de Strunz (1941) y cristalizan en los sistemas monoclinico (ortoclasa y sanidina) y triclinico (microclino, anortoclasa y plagioclasa). Composicionalmente representan aluminosilicatos de K (componente ortoclasa), Na (componente albita) y Ca (componente anortita). La solución sólida entre el componente ortoclasa ( $Or_{90-100}-Ab_{0-10}$ ) y albita ( $Ab_{90-100}-Or_{0-10}$ ) se caracteriza por una sustitución simple de  $K^+$  por  $Na^+$ , la cual se define como una serie isomórfica denominada feldespato alcalino. Las composiciones más comunes varían entre  $Or_{30-100}$  a  $Ab_{0-70}$  y puede ocurrir la especie mineral sanidina, que cristaliza en el sistema monoclinico y es estable a altas temperaturas (típico de rocas volcánicas). La sanidina y la ortoclasa transicionan al sistema triclinico formándose la especie mineral microclino, que es estable a temperaturas más bajas (e.g., Deer *et al.* 1992, Okrusch & Frimmel 2020). La solución sólida entre la componente albita ( $Ab_{90-100}-An_{0-10}$ ) y anortita ( $An_{90-100}-Ab_{0-10}$ ) se caracteriza por una sustitución acoplada:  $Na^+ + Si^{4+} \rightleftharpoons Ca^{2+} + Al^{3+}$  con los miembros intermedios oligoclasa ( $An_{10-30}$ ), andesina ( $An_{30-50}$ ), labradorita ( $An_{50-70}$ ) y bitownita ( $An_{70-90}$ ), y se define como una serie isomórfica denominada plagioclasa (Okrusch & Frimmel 2020).

Con una gran variedad de composiciones, califican como uno de los grupos de minerales que se encuentra presente en la mayor parte de las rocas ígneas, salvo raras excepciones, y se han utilizado como herramienta principal de clasificación de estas rocas (Deer *et al.* 1992). Además, se encuentran en rocas metamórficas y, a pesar de ser susceptibles a la alteración deutérica, son muy abundantes en areniscas.

Se realizaron análisis de química mineral en feldespatos de las muestras M323 (n= 5), M86 (n=7), M300 (n= 52), M51 (n= 12), M305 (n= 11), M58 (n= 11), M61 (n= 25), M53 (n=53), M55 (n= 12), M57 (n= 21), M73 (n= 33) y M304 (n= 13) (Figura 3.3.1). Los feldespatos fueron clasificados según los criterios de Smith & Brown (1988) (Figura 3.3.12). La lista de resultados completa se encuentran en el Anexo 3.3.6 mientras que los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.8.

En la peridotita (muestra M323), se analizaron cristales intercumulares de plagioclasas (Figura 3.3.12a) de tipo **bitownita** (Figura 3.3.13), con contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O entre 15,01-15,49%, 3,11-3,40 y <0,02%, respectivamente y la relación  $X_{Ca}=Ca/(Ca+Na+K)$  está entre 0,71 y 0,73. El cristal de **anortita** (n= 1) analizado tiene contenidos de CaO y Na<sub>2</sub>O de 36,84 y 0,01, respectivamente con un  $X_{Ca}$  de 0,99.

En el gabro olivínico (muestra M300), se analizaron feldespatos que se reconocieron formando estructuras coroníticas con olivinos y piroxenos (Figura 3.3.12b). Fueron clasificados como plagioclasas de tipo **bitownita** y **anortita** (Figura 3.3.13). Las **bitownitas** tienen contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O entre 16,43-17,88%, 1,77-2,58% y <0,10% respectivamente, y un  $X_{Ca}$  de 0,78 y 0,85 que va disminuyendo hacia el contacto con el anfíbol+espinelo (Figura 3.3.12b). En estos cristales, de composición homogénea, se registraron cambios abruptos en los contenidos de anortita. Estas áreas presentan contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O entre 19,35-20,51%, 0,21-0,98% y 0,01-0,03% respectivamente, y un  $X_{Ca}$  entre 0,91 y 0,98, clasificándose como **anortitas**.

En el gabro hornbléndico (muestra M51), se realizaron análisis puntuales en cristales de feldespato (Figura 3.3.12) clasificándose como **bitownitas** y **anortitas** (Figura 3.3.13). Los bitownitas analizadas tienen contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O entre 14,98-17,73%, 1,37-2,82% y 0,02-0,04%, respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  de 0,74 y 0,87. La anortita analizada tiene contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O de 17,44, 0,89 y 0,03%, respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  de 0,91.

**Cuadro 3.3.8.** Análisis y parámetros calculados representativos de las plagioclasas analizadas de la peridotita (muestra M323), del gabro olivínico (muestra M300), del gabro hornbléndico y hornblendita (muestras M51 y M58).

MUESTRA/MAPA	M323		M300	M300/M1		M300/M2		M300/M3		M300/M4
	anortita	bitownita	bitownita	anortita	bitownita	anortita	bitownita	anortita	bitownita	anortita
N° ANÁLISIS	1	4	6	4	4	1	7	1	8	1
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	38,24	49,87	47,41	44,37	47,69	43,27	47,47	43,75	47,32	44,70
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,12	0,00	0,03	0,09	0,08	0,00	0,00	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,39	32,02	32,88	35,03	32,89	35,72	32,91	35,46	33,20	34,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	3,50	0,05	0,18	0,13	0,17	0,24	0,38	0,12	0,09	0,25
MnO	0,79	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,00
MgO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,21	0,01	0,00	0,36
CaO	36,84	15,26	17,36	19,74	16,99	20,49	17,17	20,04	17,18	19,35
BaO	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,01	0,10	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01

Na <sub>2</sub> O	0,01	3,24	2,22	0,66	2,29	0,28	2,21	0,55	2,06	0,98
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,05	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01
<b>Total</b>	<b>99,89</b>	<b>100,51</b>	<b>100,37</b>	<b>100,07</b>	<b>100,11</b>	<b>100,18</b>	<b>100,59</b>	<b>100,02</b>	<b>99,91</b>	<b>100,23</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>K</sub> %= K/(K+Na+Ca)	0,00	0,00	0,07	0,12	0,13	0,09	0,00	0,00	0,00	0,09
X <sub>Ca</sub> %= Ca/(Ca+Na+K)	99,97	72,33	81,15	94,15	80,29	97,49	81,11	95,14	82,07	91,81

MUESTRA/MAPA	M300/M6	M300/M4	M300/M5	M300/M6	M300/M7	M51		M58		
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	anortita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	bitownita	albita	oligoclasa	bitownita
N° ANÁLISIS	3	4	2	5	6	1	11	7	3	1

*Elementos mayoritarios expresados en% en peso*

SiO <sub>2</sub>	43,69	47,02	47,35	46,98	47,41	47,09	48,73	67,75	64,20	46,65
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,14	0,07	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,41	33,12	32,76	33,72	33,24	35,29	33,94	19,37	21,44	32,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,20	0,24	0,12	0,22	0,20	0,04	0,07	0,05	0,35	0,05
MnO	0,00	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,12	0,17	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	20,15	17,84	17,45	17,82	17,40	17,44	15,18	0,61	3,35	17,27
BaO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,19	0,19	0,09
SrO	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,43	2,04	2,19	1,88	2,07	0,89	2,82	11,57	9,81	1,99
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,08	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
<b>Total</b>	<b>99,92</b>	<b>100,49</b>	<b>100,27</b>	<b>100,83</b>	<b>100,45</b>	<b>100,80</b>	<b>100,81</b>	<b>99,58</b>	<b>99,44</b>	<b>98,96</b>

*Parámetros calculados*

X <sub>K</sub> %= K/(K+Na+Ca)	0,05	0,10	0,18	0,15	0,19	0,18	0,18	0,10	0,45	0,06
X <sub>Ca</sub> %= Ca/(Ca+Na+K)	96,27	83,08	81,62	84,02	82,27	91,17	74,42	2,81	15,80	82,70

En la unidad intermedio-ácida, se realizaron análisis puntuales en ortogneis, en el enclave máfico, granitoides y diques ácido y básico. En algunos cristales, se efectuaron perfiles transversales y longitudinales para conocer las variaciones composicionales. Los análisis efectuados en los ortogneises y granitoides, se catalogaron según su ocurrencia: en la matriz y de núcleo y borde de porfiroclastos de feldespatos alcalinos y plagioclasas (estructuras núcleo-manto; [Figura 3.3.12](#)). Los cristales de plagioclasa analizados muestran zonación oscilatoria y normal. Sin embargo, en algunos cristales se ha observado zonación inversa y generalmente, se da en cristales con agregado de micas en núcleos. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el [Cuadro 3.3.9](#).

En los granitoides (muestras M53, M55 y M57), los feldespatos alcalinos son **ortoclasas** y su composición es de  $Or_{0,88-0,97}$ . Las plagioclasas son **albitas** y **oligoclasas** y su composición es de  $An_{0,10-0,39}$  en la matriz. Los feldespatos alcalinos son **ortoclasas** y su composición es de  $Or_{0,94-0,95}$  y  $Or_{0,93-0,95}$ , en núcleo y borde de los porfiroclastos, respectivamente. Las plagioclasas son **albitas** y **oligoclasas** y su composición es de  $An_{0,16-0,34}$  y  $An_{0,14-0,29}$ , en núcleo y borde de los porfiroclastos, respectivamente (Figura 3.3.12b).

En el ortogneis (muestras M73 y M304), los feldespatos alcalinos son **ortoclasas** y su composición es de  $Or_{0,94-0,95}$ . Las plagioclasas son **oligoclasas** y **andesinas** y su composición es de  $An_{0,26-0,40}$ , en la matriz. En núcleo y borde de porfiroclastos de plagioclasa, las plagioclasas son **oligoclasas** y **andesinas** y su composición es de  $An_{0,40-0,55}$  y  $An_{0,33-0,51}$ , respectivamente (Figura 3.3.12c).

En el dique ácido (muestra M86), los feldespatos analizados se clasificaron como plagioclasas de tipo **albitas** (Figura 3.3.13a). Poseen contenidos de  $Na_2O$ ,  $CaO$  y  $K_2O$  entre 11,45-12,00%, 0,01-0,41% y 0,01-0,03%, respectivamente y la relación  $X_{Na}$  ( $Na/Na+Ca+K$ ) está entre 0,98 y 0,99.

En el dique básico (muestra M305), se analizaron feldespatos de morfologías sub a anhedrales de hasta 0,3 mm clasificándose como **bitownitas** y **anortitas** (Figura 3.3.13a). Las bitownitas poseen contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  entre 17,80-18,05%, 1,45-1,57% y  $<0,01\%$ , respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  entre 0,88 y 0,89. Las anortitas tienen contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  entre 17,84-19,88%, 0,31-1,37% y  $<0,03\%$  y una relación  $X_{Ca}$  entre 0,90 y 0,97.

En el enclave máfico (muestra M61), se analizaron cristales de plagioclasa en la matriz y en núcleo y borde de porfiroclastos. En la matriz, las plagioclasas varían entre **oligoclasas** y **bitownitas** con una composición de  $An_{0,34-0,78}$ . Los fenocristales de plagioclasa con zonación normal y oscilatoria son **oligoclasas** y **andesinas** y su composición es  $An_{0,32-0,46}$  en núcleos y  $An_{0,25-0,35}$  en bordes. Las **oligoclasas** poseen contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  entre 5,17-5,34%, 8,46-8,64% y 0,07-0,28%, respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  de 0,25. Las **andesinas** poseen contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  entre 6,15-9,75%, 6,08-8,19% y 0,04-0,24%, respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  entre 0,29 y 0,47. Las **labradoritas** poseen contenidos de  $CaO$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  entre 11,86-13,16%, 4,36-5,12% y 0,07-0,09%, respectivamente y una

relación  $X_{Ca}$  entre 0,55 y 0,62. Las **bitownitas** poseen contenidos de CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O entre 11,86-13,16%, 4,36-5,12% y 0,07-0,09%, respectivamente y una relación  $X_{Ca}$  entre 0,55 y 0,62 (Figura 3.3.12c).

**Cuadro 3.3.9.** Análisis y parámetros calculados representativos de las plagioclasas analizadas de las muestras correspondientes a la unidad intermedio-ácida (muestras M86, M305, M61, M73, M304, M57, M53 y M55).

MUESTRA Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988) N° ANÁLISIS	M86	M305		M61				M73			
	albita	anortita	bitownita	oligoclasa	andesina	labradorita	bitownita	ortoclasa	oligoclasa	andesina	labradorita
	7	8	3	2	19	2	2	4	2	21	6
<b>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	68,78	44,69	46,64	61,57	58,70	52,34	46,77	63,06	61,31	59,54	54,91
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,00	0,09	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,66	35,42	34,80	23,66	25,67	29,79	33,44	18,33	24,13	25,09	28,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,00	0,22	0,16	0,01	0,18	0,25	0,00	0,04	0,04	0,13	0,04
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,04	19,30	17,80	5,34	7,77	13,16	17,61	0,03	5,46	7,06	10,95
BaO	0,20	0,05	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,12	0,05	0,04
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,05	1,33	0,24	0,05	0,24
Na <sub>2</sub> O	11,69	0,74	1,45	8,46	7,31	4,36	1,59	0,59	8,37	7,66	5,44
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,01	0,28	0,07	0,09	0,03	15,69	0,11	0,08	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
<b>Total</b>	<b>100,41</b>	<b>100,43</b>	<b>100,89</b>	<b>99,39</b>	<b>99,84</b>	<b>100,27</b>	<b>99,55</b>	<b>99,19</b>	<b>99,81</b>	<b>99,83</b>	<b>99,94</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
$X_{K\%} =$ K/(K+Na+Ca)	0,01	0,15	0,08	0,02	0,00	0,01	0,00	0,95	0,01	0,01	0,01
$X_{Ca\%} =$ Ca/(Ca+Na+K)	0,00	94,61	89,44	0,25	0,37	0,62	0,77	0,00	0,26	0,34	0,52

**Cuadro 3.3.9 (continuación).** Análisis y parámetros calculados representativos de las plagioclasas analizadas de las muestras correspondientes a la unidad intermedio-ácida (muestras M86, M305, M61, M73, M304, M57, M53 y M55).

MUESTRA Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988) N° ANÁLISIS	M304	M304		M57		M53			M55	
	ortoclasa	oligoclasa	andesina	ortoclasa	oligoclasa	ortoclasa	oligoclasa	andesina	ortoclasa	oligoclasa
	6	1	6	5	16	16	36	1	4	8
<b>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</b>										
SiO <sub>2</sub>	63,59	61,18	59,21	64,44	62,69	63,74	61,88	59,74	64,35	62,33
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,00	0,16	0,03	0,00	0,00	0,15	0,07	0,04	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,44	24,01	24,76	18,46	23,22	18,50	23,33	25,07	18,50	23,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,00	0,85	0,14	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,08	0,31
MnO	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	5,99	6,98	0,02	4,73	0,00	5,35	7,09	0,00	4,83
BaO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00
SrO	0,99	0,19	0,05	0,51	0,00	0,39	0,00	0,00	0,56	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,56	8,30	7,54	0,56	9,06	0,45	8,77	7,72	0,48	9,03
K <sub>2</sub> O	16,03	0,14	0,09	16,22	0,22	16,28	0,08	0,09	16,28	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
<b>Total</b>	<b>99,73</b>	<b>100,69</b>	<b>99,02</b>	<b>100,30</b>	<b>99,93</b>	<b>99,37</b>	<b>99,56</b>	<b>99,95</b>	<b>100,32</b>	<b>99,72</b>
<b>Parámetros calculados</b>										
$X_{K\%} =$ K/(K+Na+Ca)	0,95	0,01	0,01	0,95	0,01	0,94	0,00	0,01	0,96	0,01
$X_{Ca\%} =$ Ca/(Ca+Na+K)	0,00	0,28	0,34	0,05	0,77	0,00	0,17	0,33	0,00	0,23

### 3.3.7 MICAS

El grupo de las micas se clasifica como filosilicatos según [Strunz \(1941\)](#) y [Deer et al. \(1963\)](#) y abarca minerales con una gran variación en su composición química y propiedades físicas ([Deer et al. 1992](#)). Cristalizan en el sistema monoclinico y se caracterizan por su morfología laminar y clivaje perfecto en una dirección (001) consecuencia de su estructura atómica. Dicha estructura cuenta con láminas formadas por tetraedros  $\text{SiO}_4$  entre las que se ubica una capa central de brucita  $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$  (e.g., flogopita) o una capa de gibbsita  $\text{Al}_2(\text{OH})_6$  (e.g., muscovita), en la que cuatro de los seis iones  $(\text{OH})^-$  se reemplazan por oxígenos apicales de las capas tetraédricas (dos en cada lado). Los iones  $(\text{OH})^-$  restantes se sitúan entonces en los centros de los hexágonos formados por los vértices tetraédricos. Incluyen numerosas especies minerales entre las que se encuentran la muscovita, biotita, flogopita y paragonita, entre otras, siendo de gran distribución e importancia en las rocas ígneas y metamórficas, así como también en sedimentos (e.g., [Deer et al. 1992](#), [Haldar 2020](#)).

Se analizaron minerales pertenecientes al grupo de las micas en las muestras M73 (n= 2), M304 (n= 7), M55 (n=2), M57 (n= 2) y M61 (n=2). En general, muchos de los análisis realizados mostraban grados avanzados de cloritización. Las micas se clasificaron según los criterios de [Tischendorf et al. \(2007\)](#) y se observan en la [Figura 3.3.15a](#). Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el [Cuadro 3.3.10](#), mientras que los resultados se exponen en el [Anexo 3.3.7](#).

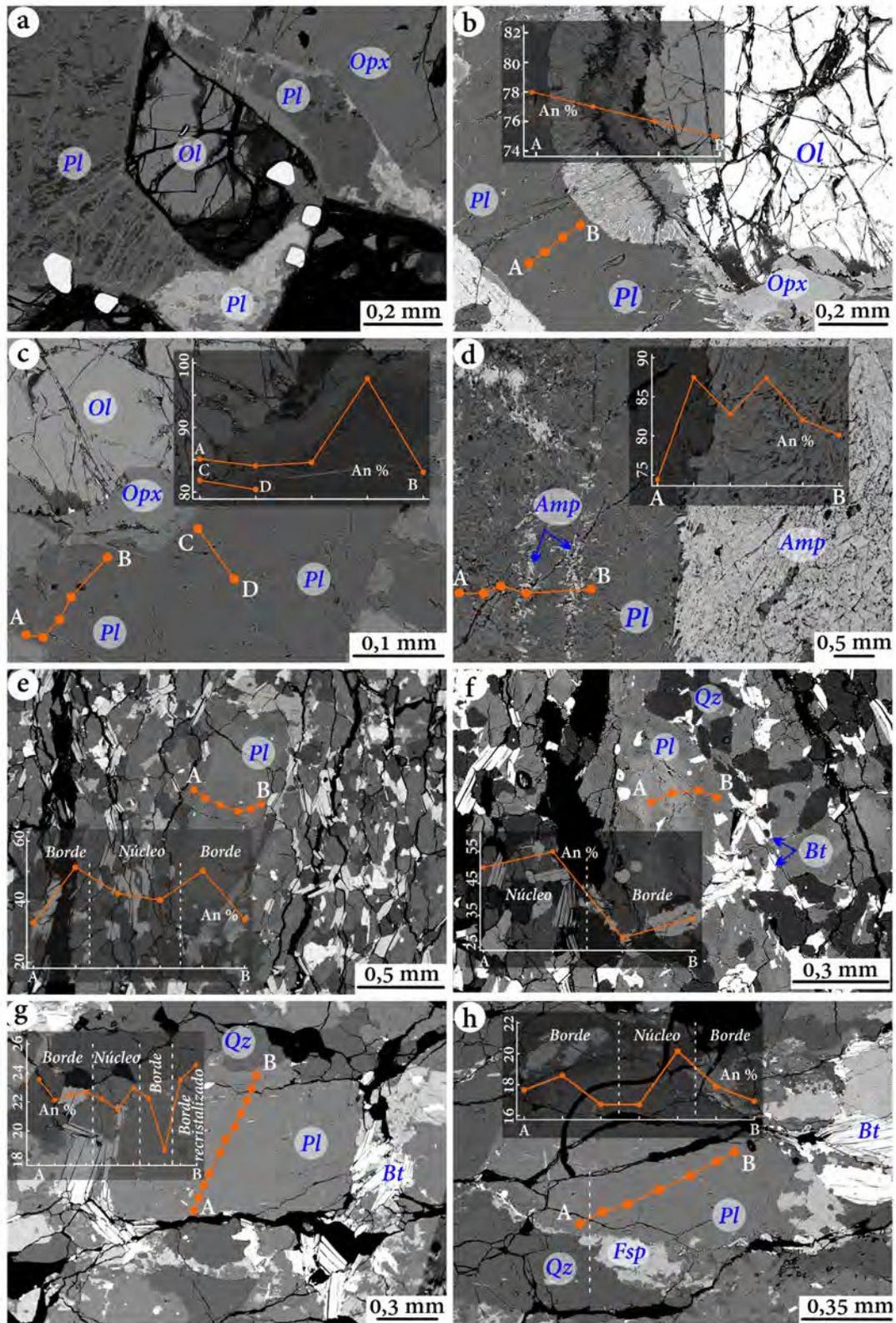
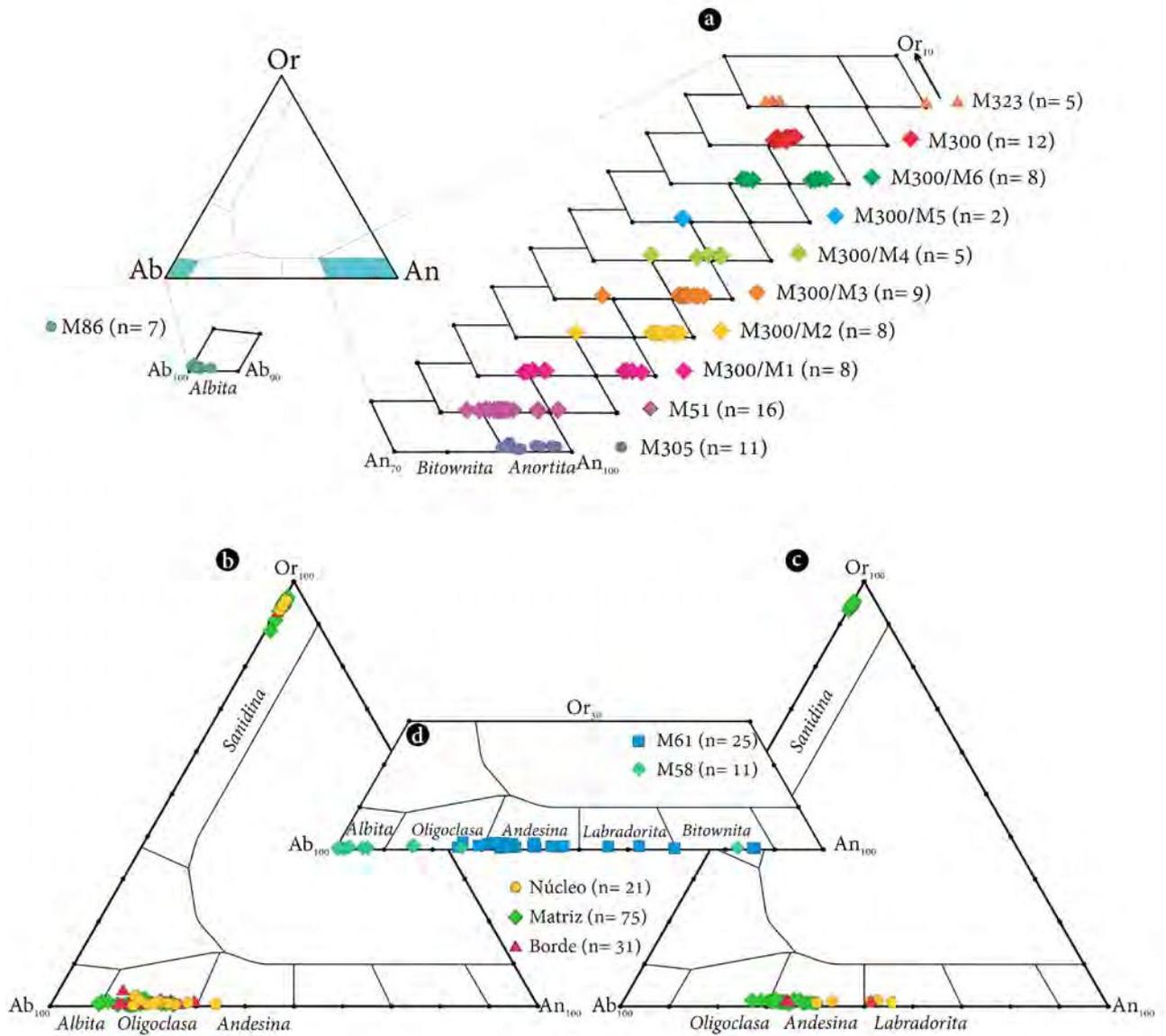


Figura 3.3.12. Imágenes de electrones retrodispersados de las plagioclasas analizadas. a) Muestra M323: Plagioclasa intercumular en contacto con cristales de olivino y ortopiroxeno. b-c) Muestra M300: Corona olivino-plagioclasa. d) Muestra M51: Cristal de bitownita en contacto con cristales de anfíbol e inclusiones de anfíbol. e-f) Muestra M73: e) Fenocristal de andesina con zonación oscilatoria. f) Fenocristal de plagioclasa con zonación normal. g) Muestra M57: Fenocristal de oligoclasa. h) Muestra M53: Porfiroclasto de oligoclasa con zonación oscilatoria. Se incluyen perfiles mostrándose la variación del contenido de An%.



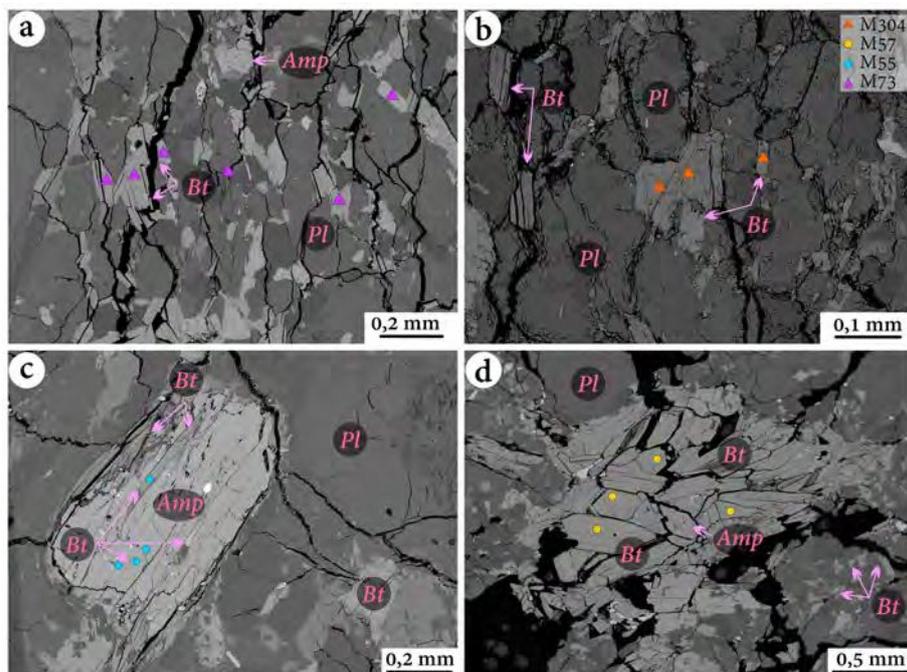
**Figura 3.3.13.** Diagramas de clasificación para los minerales del grupo del feldespato según *Smith & Brown (1988)*: a) Los feldspatos de las muestras M323 (peridotita), M300 (gabro olivínico; se indican por mapas de rayos X los cuales se analizarán en el próximo apartado), M51 (gabro hornbléndico) y M305 (dique básico) clasifican como bitownitas y anortitas, y en la muestra M86 (dique ácido), como albitas. b-c) Los feldspatos de las muestras M53, M55, M57, M73 y M304 (unidad intermedio-ácida) se clasificaron, además, por núcleo y borde de fenocristales y cristales de la matriz. b) En las muestras M53, M55 y M57 (granitoides) clasifican como oligoclase, andesina y ortoclase. c) En las muestras M73 y M304 (ortogneises), clasifican como oligoclase, andesina y ortoclase. d) En las muestras M61 (enclave máfico) y M58 (hornblendita) clasifican como oligoclase, andesina, labradorita y bitownita.

En el ortogneis (muestras M73 y M304), se analizaron biotitas suhedrales de hasta 0,2 mm, dispuestas de manera orientada en una matriz cuarzo-feldespática, definiendo la foliación metamórfica

(Figura 3.3.14a-b). Los contenidos de  $Al^{IV}$  y Ti varían entre 1,07-1,15 apfu y 0,06-0,15 apfu, respectivamente y el  $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$  varía entre 0,40 y 0,60.

En las granodioritas, se analizaron micas dispuestas en la matriz como reemplazo parcial del anfíbol (muestra M55; Figura 3.3.14c) y micas que forman motas junto a anfíboles (muestra M57; Figura 3.3.14d). Los contenidos de  $Al^{IV}$  y Ti varían entre 1,02-1,10 apfu y 0,07-0,11 apfu, respectivamente y el  $\#Mg$  es de 0,50 y 0,55.

En el enclave máfico (muestra M61), se analizaron micas de hasta 0,1 mm en una matriz cuarzo-feldespática. Los contenidos de  $Al^{IV}$  y Ti varían entre 1,10-1,11 apfu y 0,06-0,13 apfu, respectivamente y el  $\#Mg$  varía entre 0,54 y 0,59.



**Figura 3.3.14.** Imágenes de electrones retrodispersados de las micas analizadas. Biotitas subhedrales en matriz cuarzofeldespática: Muestras a) M73 y b) M304. c) Muestra M55: Cristal de anfíbol con reemplazo parcial de biotitas en el centro y borde del cristal y cristales aislados de biotitas subhedrales. d) Agregados de biotita+anfíbol y pequeños cristales de biotitas en la matriz.

Todas las muestras analizadas coinciden con el **tren evolutivo II rico en Al** propuesto por Foster (1960), correspondiente al sistema trioctaedral (flogopita rica en Al, flogopita rica en Al y Fe, annita rica en Al y Mg, annita rica en Al, annita rica en Al y Li) desarrollado durante la evolución de rocas magmáticas manto-derivadas (Figura 3.3.15a). En la Figura 3.3.15b, se puede observar que las muestras M55, M57, M61 y M304 exhiben composiciones afines a **fuentes mixtas** (cortical-mantélica) disminuyendo el  $\#Fe [FeO/(FeO+MgO)]$  a medida que aumenta el contenido de  $MgO\%$  mientras que

la muestra M73 posee una composición afín a una **fuentes cortical** con un comportamiento opuesto (Figura 3.3.15b). La composición de las micas analizadas sugiere proveniencia de un **magma calcoalcalino** (Figura 3.3.15c) y según los criterios de Nachit *et al.* (2005), exhiben composiciones que están **re-equilibradas** (Figura 3.3.15d).

En este tipo de micas, se han estudiado posibles mecanismos de sustitución que controlan la

MUESTRA	M73	M304	M55	M57	M61
TIPO DE MICA	biotita	biotita	biotita	biotita	biotita
n	2	7	2	2	2

*Elementos mayoritarios expresados en% en peso*

SiO <sub>2</sub>	37,62	38,45	39,55	37,80	38,68
TiO <sub>2</sub>	2,60	1,62	1,42	1,84	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	17,12	16,40	15,65	17,41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,09	<0,03	0,11	<0,03
FeO <sup>T</sup>	21,87	15,87	18,17	18,50	15,22
MnO	0,17	0,11	0,28	0,19	0,07
MgO	8,10	11,73	10,46	10,96	12,12
CaO	0,24	0,27	0,08	0,14	0,25
ZnO	<0,05	<0,05	0,09	0,02	0,15
BaO	<0,18	0,27	<0,18	0,00	0,47
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,10	0,06	0,07	0,13
K <sub>2</sub> O	7,71	8,44	8,49	8,20	8,41
F	<0,13	0,22	0,56	0,48	0,19
Cl	<0,01	0,03	0,02	0,11	0,03
<b>Total</b>	<b>94,12</b>	<b>94,31</b>	<b>95,58</b>	<b>93,82</b>	<b>94,19</b>

*Parámetros calculados*

Mg/(Mg+Fe)	0,40	0,57	0,51	0,51	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (% en peso)	3,89	3,88	3,73	3,66	3,90
Total (+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> )	98,01	98,14	99,07	97,49	98,00
FeO <sup>T</sup> *+MnO	22,04	15,98	18,45	18,69	15,29
Al <sup>T</sup>	1,42	1,52	1,45	1,41	1,54
Fe <sup>T</sup> +Mn+Ti-Al <sup>VI</sup>	1,25	0,69	0,83	0,99	0,58
Mg+Fe <sup>T</sup> +Mn	2,35	2,32	2,32	2,45	2,31
10xTiO <sub>2</sub>	26,00	16,16	14,20	18,40	10,53

variación de Ti y parecen mostrar correlación positiva con la temperatura (e.g. Henry *et al.* 2005).

En la Figura 3.3.15e, se observa un aumento del contenido de Ti hacia la muestra M73 correspondiente al ortogneis, en un rango acotado de #Mg entre 0,40-0,60. En las Figuras 3.3.15f-h, se puede observar como en las todas las biotitas analizadas predomina el vector de intercambio  $TiRAl^{-2}$  de la sustitución acoplada  $2Al^{VI} = (Ti+R^{2+})^{VI}$  donde prevalece la ganancia de cationes divalentes y pérdida de Al<sup>VI</sup>.

*Cuadro 3.3.9. Análisis y parámetros calculados representativos de las micas analizadas de las muestras M73, M304, M55, M57 y M61.*

### 3.3.8 CLORITAS

El grupo de las cloritas pertenece a los filosilicatos según Strunz (1941) y Deer *et al.* (1992) y nuclea minerales con estructura estratificada, siendo su principal ocurrencia en rocas metamórficas de bajo grado y alteración hidrotermal de minerales ferromagnesianos (Deer *et al.* 1992) como agregados de grano muy fino. Presentan gran variabilidad de composiciones debido a las frecuentes sustituciones de cationes producto de su sensibilidad a las condiciones del medio como presión, temperatura, estado de oxidación, fluidos, etc (e.g., Bourdelle & Cathelineau 2015).

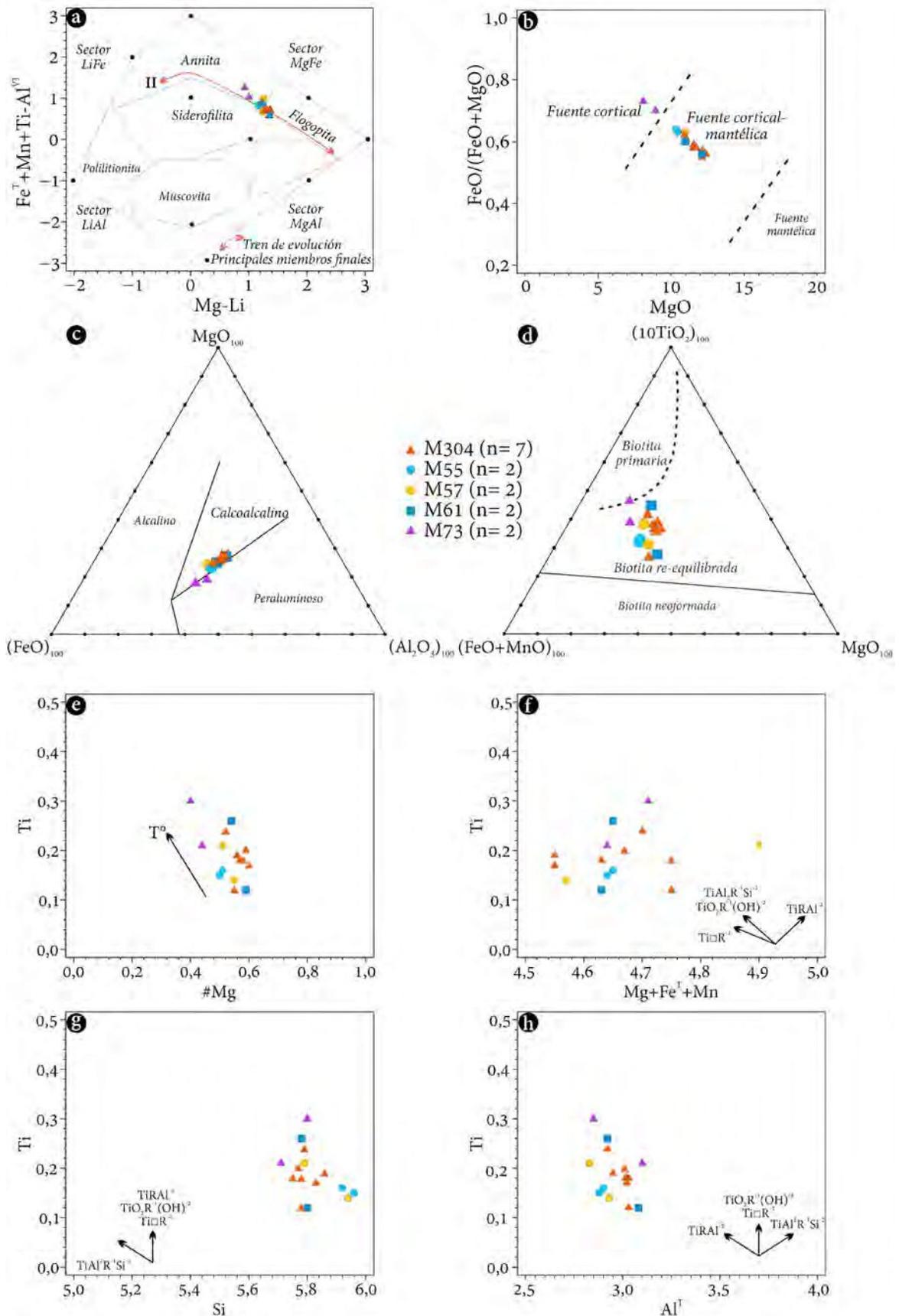


Figura 3.3.15. a) Diagrama feal vs mgli (contenidos expresados en apfu) de las micas analizadas y clasificadas según Tischendorf et al. (2007) donde se puede observar que corresponden al trend evolutivo II propuesto por Foster (1960) para rocas magmáticas derivadas del manto. b) Diagrama FeO/FeO+MgO vs MgO (contenidos expresados en% en peso) según

Jiang & An (1984) que sugiere una fuente mixta de las muestras M304, M55, M57 y M61 y una fuente cortical para la muestra M73. c) Diagrama ternario FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (contenidos expresados en apfu) tomado de Abdel-Rahman (1994) que indica que las micas analizadas podrían haberse formado a partir de un magma de composición calcoalcalina. d) Diagrama ternario FeO+MnO-MgO-10TiO<sub>2</sub> (contenidos expresados en% en peso) tomado de Nachit et al. (2005) que sugiere un re-equilibrio de las biotitas analizadas. Diagramas Ti vs. e) #Mg, f) Mg+Fe<sup>T</sup>+Mn, g) Si y hf) Al<sup>VI</sup> (contenidos expresados en apfu) indicando posibles vectores de intercambio según Henry et al. (2005). Para todas las muestras analizadas, se observa una tendencia hacia el vector de intercambio TiRAl<sup>2</sup> de la sustitución acoplada 2Al<sup>VI</sup>= (Ti+R<sup>2+</sup>)<sup>VI</sup>.

Su estructura consta de una capa octaédrica entre dos tetraédricas cargadas negativamente, es decir, capas similares al talco con una composición Y<sub>6</sub>Z<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>4</sub> y capas intermedias similares a la brucita cargadas positivamente, Y<sub>6</sub>(OH)<sub>12</sub> donde Y y Z representan sitios octaédricos y tetraédricos respectivamente.

Este grupo de minerales fue analizado en las muestras M300 (n= 14) y M51 (n= 2) clasificados según los criterios de Bourdelle & Cathelineau (2015) y se pueden observar en la Figura 3.3.16a. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.11 mientras que los

MUESTRA/MAPA	M300/M1	M300/M2	M300/M4	M300/M6	M51
TIPO DE MINERAL	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita
n	6	2	1	5	2
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>					
SiO <sub>2</sub>	27,42	28,18	29,89	29,45	27,55
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,05	0,07	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,46	22,21	19,95	19,03	20,06
FeOT	13,30	11,05	6,86	8,81	19,48
MnO	0,09	0,10	0,00	0,02	0,26
MgO	24,38	25,32	28,53	28,47	19,18
CaO	0,10	0,63	0,91	0,33	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,09	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00
F	0,07	0,00	0,23	0,02	0,00
Cl	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00
O= F,Cl	-0,03	-0,01	-0,10	-0,01	0,00
Total	87,85	87,64	86,47	86,22	86,62
<i>Parámetros calculados</i>					
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0,25	0,30	0,30	0,30	0,20
Mg/(Fe <sup>T</sup> +Mg)	0,77	0,80	0,88	0,85	0,64
Total+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	100,00	99,92	98,73	98,44	98,25

resultados se exponen en el Anexo 3.3.8.

**Cuadro 3.3.10.** Análisis y parámetros calculados representativos de las cloritas analizadas de las muestras M300 y M51.

En el gabro olivínico (muestra M300), se analizaron cloritas en las coronas olivino-plagioclasa relacionadas a un evento de menor temperatura con morfologías aciculares (Figura 3.3.16b-c). Las cloritas que plotan cerca del segmento clinocloro-amesita, se caracterizan por tener contenidos de Si y Al<sup>VI</sup> entre 2,69-3,14 y 1,02-1,34 apfu, respectivamente. El X<sub>Mg</sub> varía entre 0,43-0,88. Los puntos analizados que presentan X<sub>Mg</sub> más bajo se acercan al segmento clinocloro/dafnita-pirofilita/gibssita (Figura 3.3.16a).

En el gabro hornbléndico (muestra M51), las cloritas analizadas se encuentran reemplazando al anfíbol y plotean del segmento **clinocloro-amesita** con contenidos de Si y Al entre 2,80-2,84 y 1,24-1,28 apfu, respectivamente y un  $X_{Mg}$  entre 0,63 y 0,64 (Figura 3.3.16a).

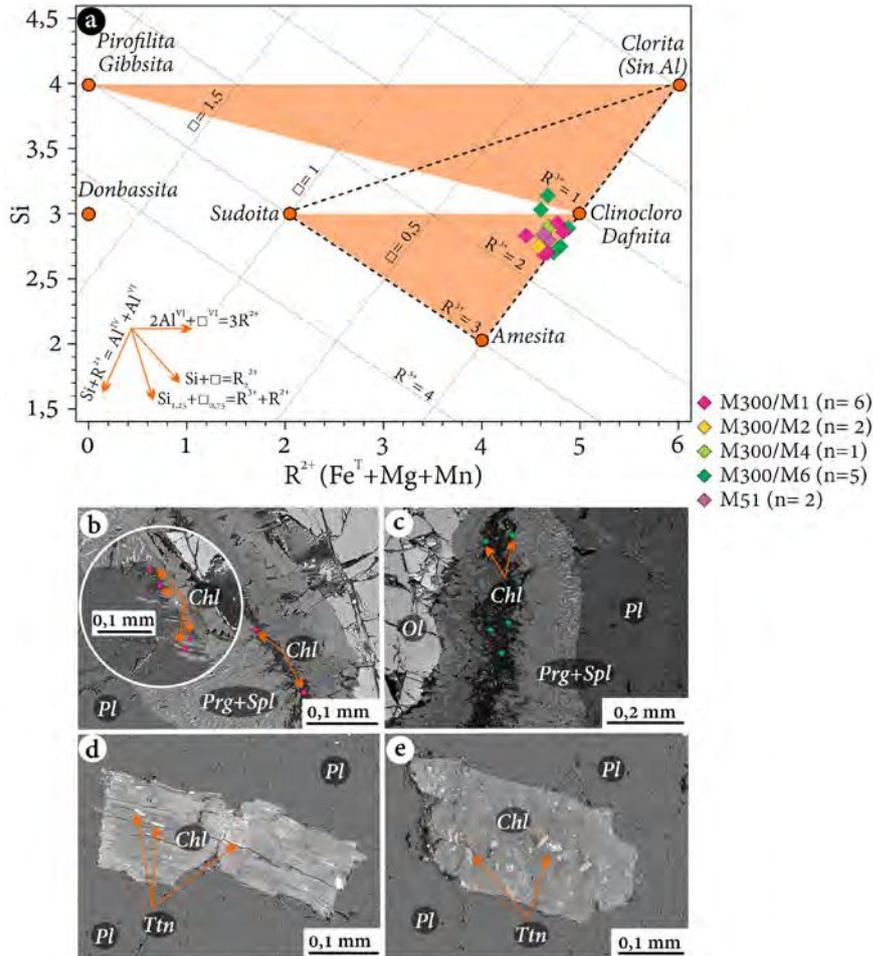


Figura 3.3.16. a) Diagrama Si vs.  $R^{2+}$  de composición química de cloritas analizadas de las muestras M300 y M51 tomado de Bourdelle & Cathelineau (2015). Se observa que las muestras M300 y M51 plotean cerca del segmento clinocloro/dafnita-sudoita y las cloritas analizadas en la muestra M300 plotean en los segmentos clinocloro/dafnita-pirofilita/gibbsita y clorita/sudoita. Los contenidos están expresados en apfu. El triángulo representa la composición de las cloritas con  $Fe^{3+}$  en el cálculo (Fe total como  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ).  $R^{2+}$ :  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  y  $Mn^{2+}$ .  $R^{3+}$ :  $Al^{3+}$  y  $Fe^{3+}$ . Imágenes de electrones retrodispersados de las cloritas analizadas: b-c) Muestra M300: Desarrollo de

cloritas entre el dominio de ortopiroxeno+hornblenda y pargasita+espinelo. d-e) Muestra M86: Reemplazo total en biotitas euhedrales por cloritas con inclusiones de titanita y posterior deformación posiblemente por  $D_2$  ( $M_2-S_2$ ).

### 3.3.9 SERPENTINAS

Las serpentinas poseen una estructura laminada que consiste en una red pseudo-hexagonal con un tetraedro de  $SiO_4$  unido a una capa de brucita en la que, de un extremo, dos de cada 3  $OH^-$  se reemplazan por oxígenos del tetraedro  $SiO_4$ . La química de la mayoría de las serpentinas es sencilla, siendo su fórmula general:  $Mg_3Si_2O_5(OH)$  y generalmente, se dan reemplazos de Al por Si y Fe por Mg.

Son los minerales más comunes en la alteración hidrotermal de rocas ultrabásicas o como metamorfismo progrado de serpentinitas preexistentes. El producto más común retrógrado es la lizardita, formando texturas pseudomórficas con brucita y magnetita (Deer *et al.* 1992). Las 3 especies más comunes son: lizardita, crisotilo y antigorita, siendo la más abundante la lizardita (Deer *et al.* 1992). A pesar de existir pequeñas diferencias estequiométricas entre lizardita/crisotilo y antigorita, no existen diferencias geoquímicas significativas que puedan distinguirse en análisis por microsonda electrónica (e.g., Deschamps *et al.* 2013), siendo la metodología más efectiva para la diferenciación de estos polimorfos, la difracción por rayos X (Wicks & O’Hanley 1988). En general, la lizardita, se presenta como granos microcristalinos laminados formando una matriz, mientras que el crisotilo aparece como fibras alineadas en venas. La antigorita se presenta en general como agregados de láminas corrugadas (Deer *et al.* 1992, Haldar 2020). Forman texturas como *mesh* o *hour-glass texture* como pseudomorfos del olivino y *bastitic texture* como pseudomorfos del piroxeno, anfíbol y otros

filosilicatos (Deer *et al.* 1992). Dichas texturas se han observado en la mayoría de las peridotitas con serpentización moderada a avanzada (muestras M323 y M69, respectivamente), mientras que en los gabros olivínicos (muestra M300), se observaron localmente, como agregados junto a otros minerales de alteración como cloritas y óxidos. Los análisis representativos y parámetros calculados se muestran en el Cuadro 3.3.12 mientras que los resultados se exponen en el Anexo 3.3.9.

MUESTRA/MAPA	M69	M323	M300	M300/M4	M300/M7
TIPO DE MINERAL	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina
n	4	10	1	4	3
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>					
SiO <sub>2</sub>	40,97	44,41	41,21	52,72	40,05
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,08	0,00	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	2,80	0,00	0,02	7,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,00	0,02	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,06	0,00	
FeO*	5,33	9,49	9,47	10,10	19,66
MnO	0,07	0,08	0,11	0,18	0,06
MgO	37,12	26,91	34,86	23,66	20,64
CaO	0,34	0,82	0,19	0,44	0,16
NiO		0,27			0,04
ZnO			0,08	0,00	
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,06	0,14	0,03
K <sub>2</sub> O	0,03	0,05		0,14	0,06
F			0,00		
Cl		0,10	0,16		
O= F, Cl	0,00	-0,02	-0,04	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>86,22</b>	<b>85,01</b>	<b>86,16</b>	<b>87,44</b>	<b>88,24</b>
<i>Parámetros calculados</i>					
OH <sup>calc</sup> (apfu)	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (wt%)	12,53	12,33	12,67	12,86	12,07
Fe+Mg	2,86	2,33	2,31	2,04	2,35
XFe	0,07	0,17	0,13	0,19	0,35
XMg	0,93	0,83	0,87	0,81	0,65
Total+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	98,75	97,34	98,66	100,30	100,27

\* Fe total como FeO

**Cuadro 3.3.11.** Análisis y parámetros calculados representativos de las serpentinas analizadas de las muestras M69, M323 y M300.

En las peridotitas (muestras M323, n= 10 y M69, n=4), se analizaron serpentinas reemplazando olivinos con contenidos de SiO<sub>2</sub>, FeO<sup>T</sup> y MgO de 40,58-50,30%, 3,76-11,25% y 22,76-39,37% en peso, respectivamente. Además, los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO y CaO varían de 0,18-2,80%, 0,02-0,20% y 0,02-1,16% en peso, respectivamente. El H<sub>2</sub>O calculada estequiométricamente varía entre 12,22 y 12,71% y el X<sub>Mg</sub>, entre 0,78 y 0,95.

En el gabro olivínico (muestra M300; n= 8), se analizaron serpentinas reemplazando olivinos y piroxenos (Figura 3.3.17c) con contenidos de SiO<sub>2</sub>, FeO<sup>T</sup> y MgO de 39,90-53,38%, 7,63-20,12% y 20,10-34,86%, respectivamente. Además, los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO y CaO varían de <7,52, 0,06-0,23 y 0,12-0,52%, respectivamente. El H<sub>2</sub>O calculada varía entre 12,02 y 12,86% y el X<sub>Mg</sub>, entre 0,64 y 0,87.

Las serpentinas analizadas muestran, en general, contenidos mayores de Si, menores contenidos de cationes en posición octaédrica y MgO (Figura 3.3.17d-e) coincidiendo solo algunos análisis con los campos de **crisotilo** y **antigorita** (Figura 3.3.17d-f) propuestos por Bahrambeygi *et al.* (2019). Las serpentinas analizadas de la peridotita (muestras M69 y M323), exhiben un enriquecimiento de SiO<sub>2</sub> con respecto al MgO (Figura 3.3.17e), fenómeno atribuido a la deshidratación parcial durante la transición lizardita/antigorita (Deschamps *et al.* 2013). En los óxidos mayoritarios, se obtuvieron valores de MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 20,10-39,37 y <7,52, respectivamente. Las variaciones de composición de las serpentinas a menudo están relacionadas con la variabilidad de las fases precursoras (Deschamps *et al.* 2013 y referencias allí citadas). La serpentina que reemplaza al olivino tiene un alto contenido de MgO (35–45% en peso) y NiO (hasta 0,5% en peso), mientras que la serpentina que reemplaza al piroxeno contiene menos MgO (en promedio 25-40% en peso) y más Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hasta 4% en peso y contenido de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, de hasta 1%). Este comportamiento se observó claramente en los puntos analizados de reemplazos pseudomórficos en olivino con altos valores de NiO (hasta 0,53%) mientras que aquellos analizados en clinopiroxeno con hasta 0,77% de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, sugiriendo una movilidad reducida de ambos elementos durante la serpentización (*e.g.*, Kodolányi *et al.* 2012). Para el caso del MgO y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, no se observaron notables diferencias. Además, la mayor parte del Fe presente en el olivino y/o piroxeno, contribuye a la formación de magnetita o hematita (Deer *et al.* 1992). De esta manera, en la muestra M69, se observaron contenidos de FeO<sup>T</sup> más bajos (~5,47%) que en la muestra

M323 (~8,42%), ambas correspondientes a la peridotita, posiblemente debido al grado de serpentinización, el cual es mucho menor en esta última. En consecuencia, la muestra M323 exhibe menores contenidos de magnetita.

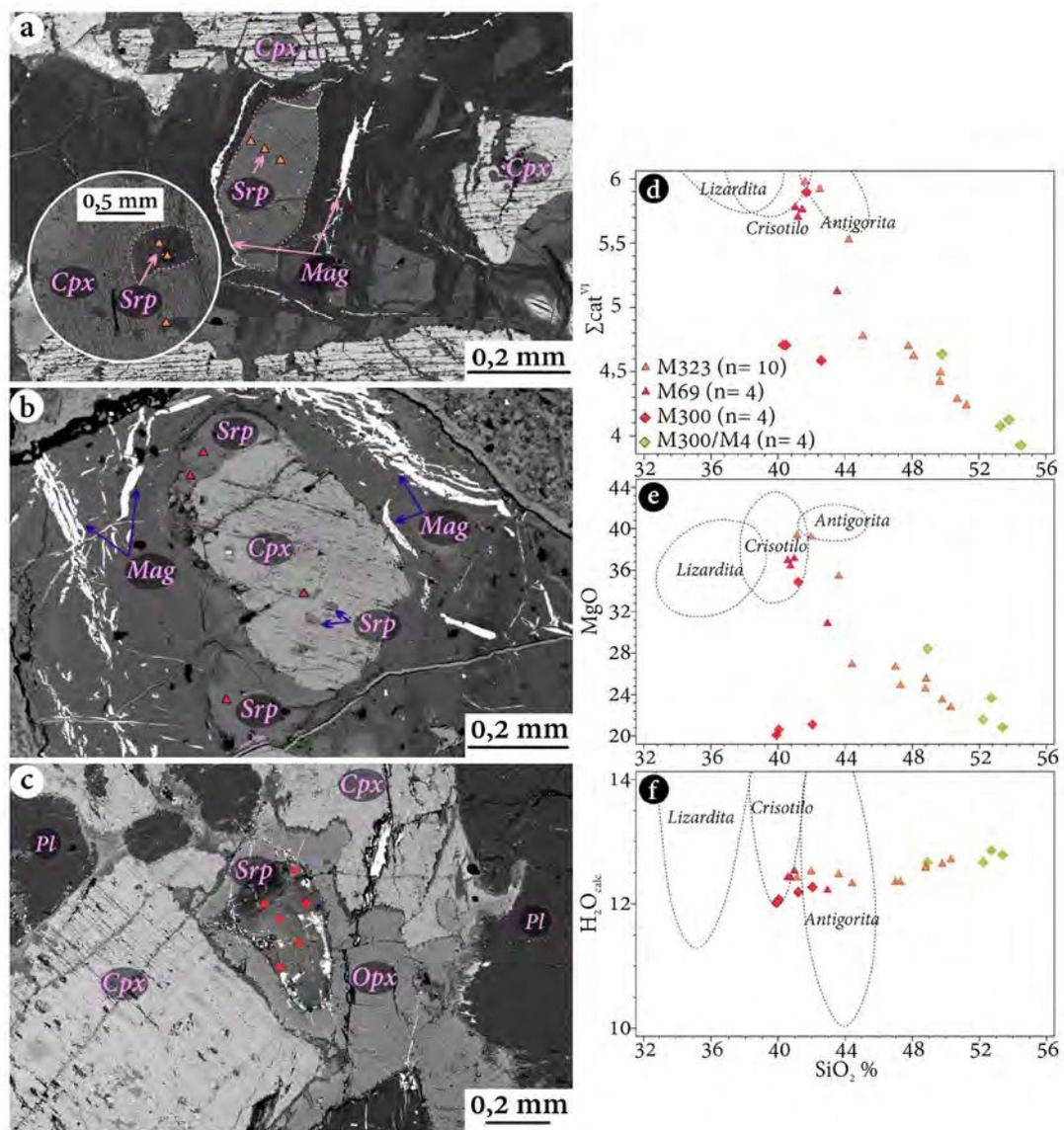


Figura 3.3.17. Imágenes de electrones retrodispersados. a) Muestra M323: Serpentinas reemplazando completamente cristales de olivino (relictos señalados con líneas de punto rosa) en textura poiquilitica con clinopiroxeno. b) Muestra M69: Cristal de piroxeno con reemplazo parcial de serpentina. c) Muestra M300: Cristal de olivino completamente reemplazado por serpentinas. Diagramas SiO<sub>2</sub> vs d) Σcat<sup>VI</sup>, e) MgO y f) H<sub>2</sub>O<sub>calc</sub> con las serpentinas analizadas en las muestras M323, M69 y M300, propuestos por Bahrambeygi et al. (2019) para los polimorfos de las serpentinas y modificado según Mousa et al. (2022).

### 3.3.10 TITANITAS

La esfena o titanita es un mineral accesorio muy común en rocas ígneas intermedias y ácidas (en especial en aquellas alcalinas), en rocas metamórficas y en aquellas que atravesaron procesos hidrotermales (e.g., Kowallis *et al.* 1997). Además, suele ocurrir como mineral detrítico en rocas sedimentarias. Corresponde al grupo de los nesosilicatos (Strunz 1941) y cristaliza en el sistema monoclinico con la fórmula ideal de  $\text{CaTiSiO}_5$ . Su estructura está conformada por cadenas de  $\text{TiO}_6$  octaédrico que se unen con  $\text{SiO}_4$  tetraédrico compartiendo sus 4 oxígenos. Esto genera 2 cargas negativas en la red cristalina que se compensan con átomos de Ca en coordinación poliédrica y un átomo de oxígeno, que no se une al tetraedro  $\text{SiO}_4$ , puede ser reemplazado por un grupo  $\text{OH}^-$  o  $\text{F}^-$ . En general, las sustituciones más importantes se dan entre el  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y el Ca por REE (Deer *et al.* 1992).

Se analizaron cristales de titanitas en las muestras M58 (n= 2), M305 (n= 3), M73 (n= 7), M61 (n= 4), M53 (n=7) y M57 (n= 4). Los análisis representativos se exponen en el Cuadro 3.3.13 mientras que la lista de resultados completa se encuentran en el Anexo 3.3.10.

En la hornblendita (muestra M58), se analizaron titanitas incluidas en cristales de anfíbol (Figura 3.3.18a) con contenidos de Ca, Ti y Si de 1,06, 0,88 y entre 0,97-0,98 apfu, respectivamente. Los

MUESTRA TIPO DE MINERAL n	M58 titanita 2	M61 titanita 4	M305 titanita 3	M73 titanita 7	M57 titanita 4	M53 titanita 7
<i>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</i>						
$\text{SiO}_2$	29,98	30,52	30,91	30,28	30,44	30,65
$\text{TiO}_2$	35,93	36,68	38,76	37,92	35,32	35,56
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1,77	1,97	1,06	1,84	2,67	2,01
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,08	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$	0,32	0,45	0,44	0,77	0,98	1,29
MnO	<0,04	0,05	0,05	0,17	<0,04	0,12
MgO	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,07	<0,01
CaO	30,53	29,44	29,11	30,31	28,35	28,89
ZnO	<0,06	<0,06	0,07	0,12	<0,06	<0,06
$\text{Na}_2\text{O}$	0,07	<0,02	0,00	<0,02	<0,02	0,03
$\text{K}_2\text{O}$	<0,02	<0,02	0,00	<0,02	0,05	<0,02
$\text{P}_2\text{O}_5$	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,04	<0,01
F	0,24	0,43	0,00	0,35	0,94	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	<b>98,93</b>	<b>99,56</b>	<b>100,46</b>	<b>101,76</b>	<b>98,85</b>	<b>98,55</b>
<i>Parámetros calculados</i>						
Fe/Al	0,12	0,15	0,26	0,25	0,23	0,41

contenidos de  $\text{Al}^{\text{VI}}$  y Fe son de 0,07 y 0,1 apfu, respectivamente. El contenido de  $\text{F}^-$  varía entre 0,19 y 0,24% y la relación Fe/Al está entre 0,10 y 0,12.

**Cuadro 3.3.13.** Análisis representativos y parámetros calculados de las titanitas analizadas en las muestras M58, M61, M305, M73, M57 y M53.

En el dique básico (muestra M305), se analizaron titanitas de unas pocas micras generalmente incluidas en cristales de anfíbol (Figura 3.3.18b). Los contenidos de Ca están entre 1,00-1,01, el Ti es de 0,94 y el Si está entre

0,98-1,00 apfu. Los contenidos de Al<sup>VI</sup> y Fe varían entre 0,04-0,05 y <0,01 apfu, respectivamente. No se detectaron contenidos de F<sup>-</sup> y la relación Fe/Al está entre 0,23 y 0,26.

En el enclave máfico (muestra M61), se analizaron **titanitas** de morfologías anhedrales de hasta 0,1 mm (Figura 3.3.18c). Los contenidos de Ca, Ti y Si varían entre 1,01-1,03, 0,85-0,92 y 0,99-1,0 apfu respectivamente. Los contenidos de Al<sup>VI</sup> y Fe varían entre 0,05-0,10 y 0,01-0,02 apfu, respectivamente. El contenido de F<sup>-</sup> varía entre 0,05 y 0,43% y la relación Fe/Al está entre 0,15 y 0,17.

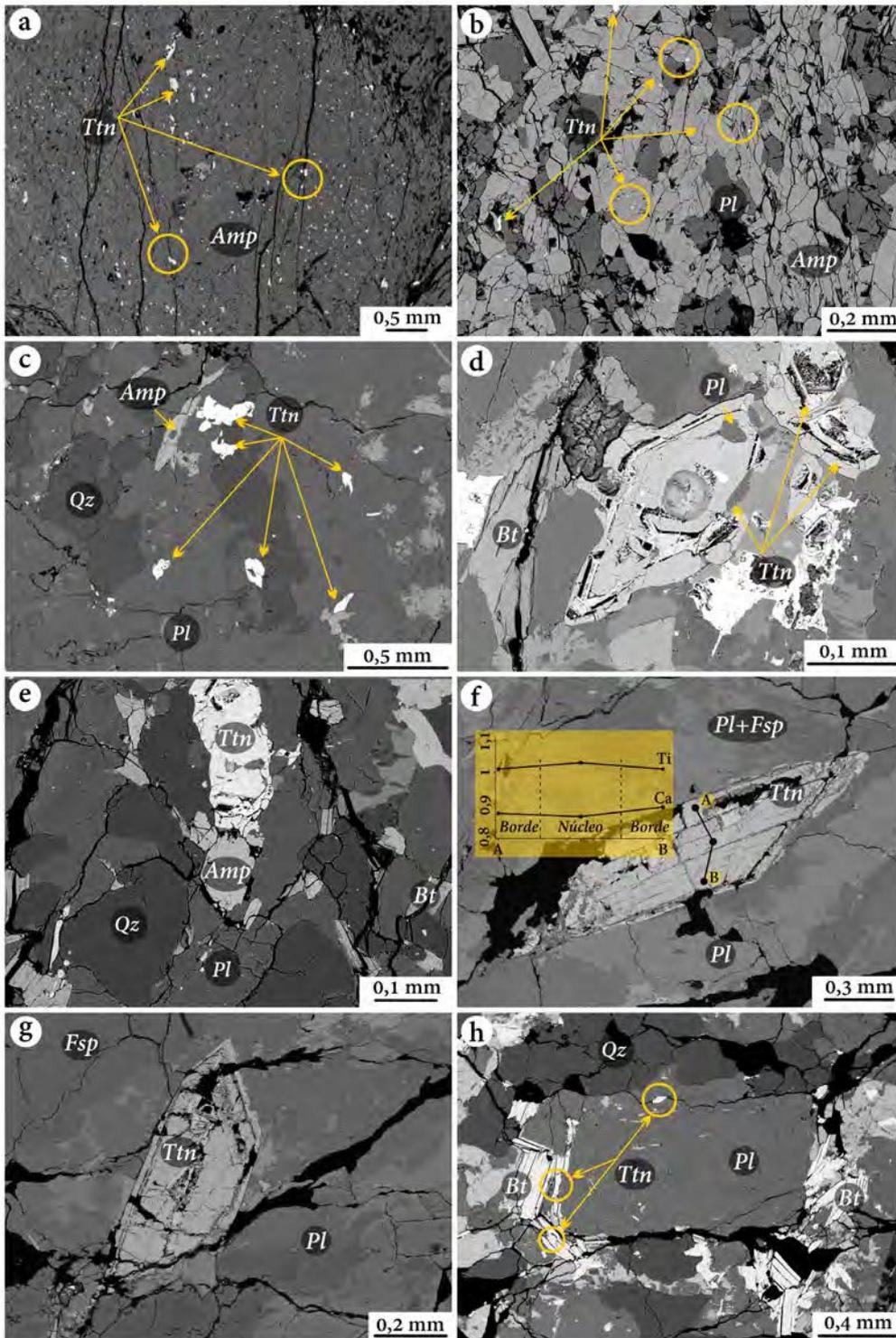
En el ortogneis (muestra M73), se analizaron **titanitas** de hasta 0,2 mm de longitud de morfologías euhedrales (Figura 3.3.18d) y anhedrales de hasta 0,15 mm (Figura 3.3.18e) con evidencias de crecimiento y disolución-reprecipitación e inclusiones de feldespato. En ambos casos, no se observaron variaciones composicionales significativas. Los contenidos de Ca, Ti y Si varían entre 1,02-1,06, 0,86-0,92 y 0,96-0,98 apfu respectivamente. Los contenidos de Al<sup>VI</sup> y Fe varían entre 0,07-0,08 y <0,02 apfu, respectivamente. El contenido de F<sup>-</sup> es <0,41% y la relación Fe/Al varía entre 0,20 y 0,30.

Se analizaron dos muestras de la granodiorita (muestra M53 y M57). En la muestra M53, las **titanitas** analizadas son euhedrales de hasta 0,9 mm con texturas similares a las descritas para la muestra M73 y composiciones homogéneas (Figura 3.3.18f-g). Tienen contenidos de Ca, Ti y Si que varían entre 0,98-1,03, 0,86-0,91 y 0,98-1,01 apfu, respectivamente. Los contenidos de Al<sup>VI</sup> y Fe varían entre 0,07-0,10 y 0,01-0,04 apfu, respectivamente. El contenido de F<sup>-</sup> es <0,62% y la relación Fe/Al está entre 0,18 y 0,45. En la muestra M57, se analizaron titanitas euhedrales (Figura 3.3.19h) y anhedrales de hasta 0,1 mm y no se observaron variaciones composicionales significativas entre ellas. Los contenidos de Ca están entre 0,99-1,01, el Ti entre 0,85-0,88 y el Si es de 1,00 apfu. Los contenidos de Al<sup>VI</sup> y Fe varían entre 0,09-0,11 y 0,02-0,03 apfu, respectivamente. El contenido de F<sup>-</sup> varía entre 0,32 y 0,94% y la relación Fe/Al está entre 0,15 y 0,29.

En general, la titanita cristaliza en **rocas con alta  $fO_2$**  y en **presencia de hornblenda**, siendo muy común en **rocas plutónicas calcoalcalinas** (Frost *et al.* 2001). También, su formación puede asociarse a la hidratación de piroxenos para formar hornblendas, fenómeno que suele ocurrir durante la etapa magmática o durante la alteración deutérica. Además, puede cristalizar por oxidación durante el equilibrio postmagmático y enfriamiento de una roca calcoalcalina típica dominada por la ilmenita,

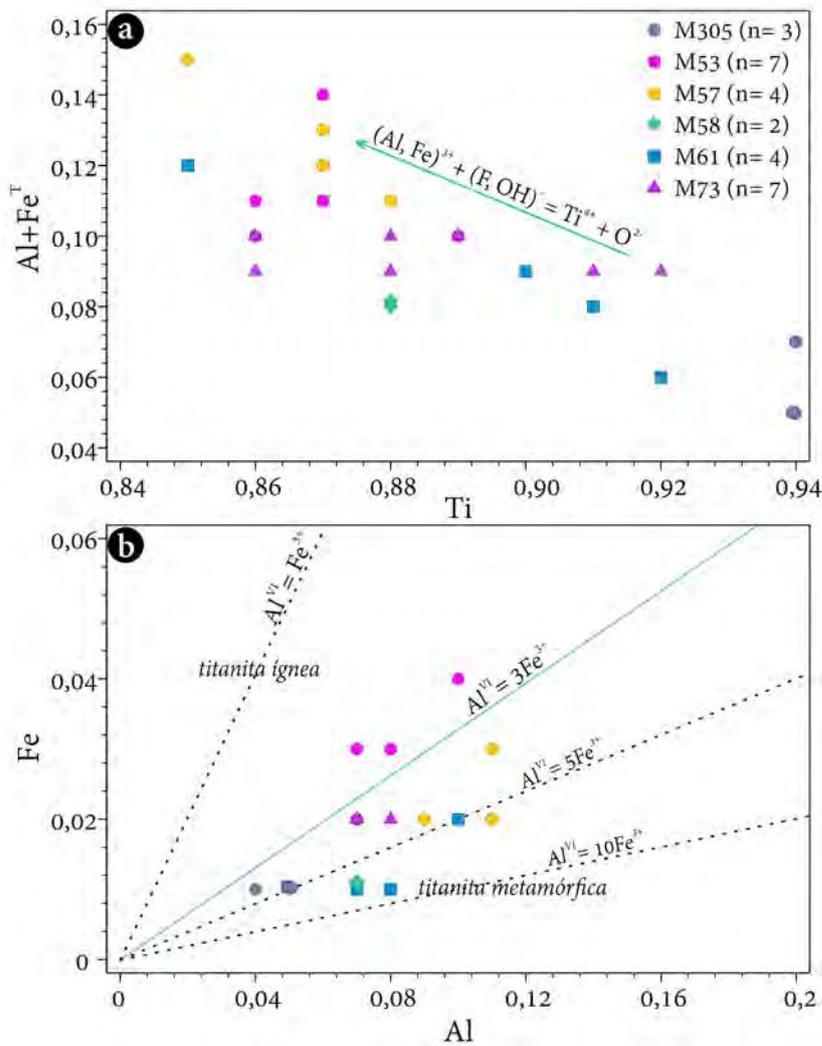
siguiendo una tendencia fuertemente oxidante (Frost *et al.* 2001). En todas las muestras analizadas, la moda de la titanita es considerablemente alta comparándose con otros minerales accesorios, lo cual podría estar indicando la **alta relación Ca/Al** de las rocas y **alta  $fO_2$  del magma** (Frost *et al.* 2001). En el caso de las titanitas metamórficas, algunos autores mencionan que se producen a partir de Ti liberado durante la hidratación de la biotita a clorita, proceso que también se ha observado en zonas de cizalla, que además incluye la descomposición de la hornblenda como aporte de Ti (*e.g.*, Frost *et al.* 2001). En ese sentido, las variaciones en los contenidos de Fe y Al se han utilizado para discriminar las titanitas según su origen (*e.g.*, Kowallis *et al.* 1997) y pueden estar relacionados a la  $fO_2$  que controla la abundancia de  $Fe^{3+}$  y, por lo tanto, la sustitución en el sitio Ti y el incremento de la presión, que suele favorecer la sustitución de Al. En ese sentido, se observó una correlación negativa entre el Ti y Fe+Al (Figura 3.3.19a), lo cual delinea el vector de reacción de reemplazo  $(Al, Fe)^{3++}(F, OH)^{-} = Ti^{4+} + O^{2-}$  que, según estudios (*e.g.*, Tropper *et al.* 2002) es promovida por las **altas temperaturas** (>500°C) y **presiones** (Figura 3.3.190a). Esto, además, se observa en la Figura 3.3.19b donde Aleinikoff *et al.* (2002) estableció campos para titanitas metamórficas e ígneas según este intercambio. Las titanitas analizadas (granodiorita; muestra M53) que coinciden con el campo de origen ígneo son de morfologías euhedrales con texturas de desequilibrio menos predominantes. Las titanitas euhedrales descritas en el granitoide (muestras M53 y M57) poseen las relaciones más altas de Fe/Al con valores entre 0,18 y 0,45 similar a la titanita euhedral en el ortogneis (muestra M73). Las subhedrales a anhedrales muestran valores entre 0,15 y 0,23 en el granitoide (muestras M53 y M57), valores más altos entre 0,20 y 0,28 para el ortogneis (muestra M73), valores entre 0,10 y 0,26 en las inclusiones en anfíbol (muestras M58 y M305, hornblendita y dique básico, respectivamente) y valores entre 0,15 y 0,17 en la muestra M61 correspondiente al enclave máfico. Relaciones Fe/Al entre 0,10 y 0,25 se definieron en la mayoría de las titanitas de rocas metamórficas mientras que relaciones entre 0,10 a 0,50 se definieron en vetas hidrotermales y entre 0,50 y 1 en rocas cuarzosas de origen ígneo (Kowallis *et al.* 1997). En ese sentido, las titanitas euhedrales de las muestras M73, M53, M57 y M61 con texturas complejas de crecimiento y disolución-reprecipitación (Figura 3.3.18d-g) podrían corresponder a **cristales ígneos reequilibrados** mientras que aquellas sub-anhedrales podrían haberse formado posteriormente, ambos casos en una etapa subsólida posterior (posiblemente asociado al  $M_2$ ). En el caso de las muestras M305 y M58, las titanitas incluidas en cristales de anfíbol podrían evidenciar un **estadio postmagnético** durante la

hidratación de piroxenos o bien estar relacionadas a un evento subsólido posterior como se mencionó anteriormente.



**Figura 3.3.18.** Imágenes de electrones retrodispersados: Titanitas anhedrales incluidas en cristales de anfíbol. a) Muestra M305 y b) Muestra M58. c) Muestra M61: Titanitas anhedrales en contacto con cuarzo y plagioclasa. Titanitas con patrones texturales de crecimiento y disolución-reprecipitación con inclusiones de plagioclasa: Muestra M73: d) Titanitas euhedrales a subhedrales, e) titanita anhedral y f-g) Muestra M53: Titanitas euhedrales. Se

incluyen perfiles composicionales de Ca y Ti expresados en apfu. h) Muestra M57: Titanita euhedral y anhedral en borde de porfiroclasto de plagioclasa.



**Figura 3.3.19.** a) Diagrama Fe+Al vs. Ti de las titanitas analizadas donde se observa el vector de intercambio  $(\text{Fe, Al})^{3+} + (\text{F, OH})^{-} = \text{Ti}^{4+} + \text{O}^{2-}$ . b) Diagrama Fe vs. Al tomado de Aleinikoff et al. (2002) donde se definieron campos para titanitas ígneas y metamórficas según dicho intercambio. Los valores están expresados en apfu.

### 3.3.11 EPIDOTOS

El grupo del epidoto comprende minerales que ocurren en una gran variedad de ambientes geológicos, siendo estos recurrentes en rocas de metamorfismo y en aquellas ígneas especialmente ácidas, siendo las especies

epidoto *sensu stricto* y clinzoicita las más comunes. Cristalizan en el sistema monoclinico y han sido clasificados como sorosilicatos según Strunz (1941) y como disilicatos según Deer et al. (1992). Poseen una composición química con una fórmula ideal:  $\text{A}_2\text{M}_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4](\text{O,F})(\text{OH}_2\text{O})$  y las variaciones composicionales principales se basan en las sustituciones  $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$  (Deer et al. 1992). Los sitios A ( $\text{A}_1$  y  $\text{A}_2$ ), generalmente están ocupados por Ca, Sr, Pb,  $\text{Mn}^{2+}$  y REE, mientras que los sitios M ( $\text{M}_1$ ,  $\text{M}_2$  y  $\text{M}_3$ ) lo ocupan cationes trivalentes (ocasionalmente divalentes) como Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$  y Mg. La estructura del cristal se compone de 2 cadenas ( $\text{M}_1$  y  $\text{M}_2$ ) y el sitio  $\text{M}_3$  octaédrico. Estas cadenas están conectadas con los grupos  $\text{Si}_2\text{O}_7$  y  $\text{SiO}_4$  y entre estas y grupos, hay cavidades correspondientes a los sitios  $\text{A}_1$  y  $\text{A}_2$  (Okrusch & Frimmel 2020 y referencias allí citadas). Esta estructura genera 2 sitios independientes donde se ubican los aniones  $\text{O}_{10}$  ocupado por el grupo oxidrilo y el sitio  $\text{O}_4$  ocupado por un  $\text{O}^{2-}$  (en el subgrupo clinzoicita y allanita) o por  $\text{F}^-$  en el subgrupo dollaseita (Okrusch & Frimmel 2020). Franz & Liebscher (2004) definen un criterio para clasificar a la

serie Fe-Al según relaciones entre los contenidos de los cationes trivalentes:  $Cr^{3+}$ ,  $Al^{3+}$  y  $Fe^{3+}$ :  $X_{Taw} = Cr^{3+}/([Fe^{3+}+Al+Cr^{3+}]-2)$ ,  $X_{Czo} = ([Al]-2)/([Fe^{3+}+Al+Cr^{3+}]-2)$  y  $X_{Ep} = (Fe^{3+}/[Fe^{3+}+Al+Cr^{3+}]-2)$ , estableciendo un contenido de Ps ( $Ps\% = Fe^{3+}/[Fe^{3+}+Al^{3+}] * 100$ ) mayor a 10% para el epidoto y menor a 10% para la clinzoisita (Liou 1973, Deer et al. 1992).

MUESTRA	M73	M53	M86	M61	M58
Tipo de epidoto según Franz & Liebscher (2004)	epidoto ss	epidoto ss	clinzoisita	epidoto ss	clinzoisita
n	1	2	2	6	6
<b>Elementos mayoritarios expresados en% en peso</b>					
SiO <sub>2</sub>	38,66	38,45	39,10	38,93	39,73
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,17	0,00	0,00	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,03	25,46	28,24	26,21	28,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,07	0,00	0,42	0,04
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	8,56	9,14	2,46	8,31	6,04
MnO	0,04	0,05	0,04	0,09	0,08
MgO	0,00	0,00	2,82	0,03	0,06
CaO	24,69	24,55	24,75	23,60	24,26
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
F	0,00	0,15	0,00	0,02	0,38
Cl	0,01	0,01	1,80	0,00	0,01
O= F, Cl	0,00	-0,06	-0,41	-0,01	-0,16
<b>Total</b>	<b>98,24</b>	<b>97,98</b>	<b>98,89</b>	<b>97,60</b>	<b>98,93</b>
<b>Parámetros calculados</b>					
X <sub>Ep</sub>	0,56	0,60	0,20	0,52	0,39
X <sub>Czo</sub>	0,44	0,40	0,80	0,45	0,60
X <sub>Taw</sub>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ps%	17,35	18,65	5,26	16,84	12,11

Se caracterizaron cristales de epidotos en las muestras M73 (n= 1), M53 (n= 2), M86 (n= 2), M61(n= 6) y M58 (n= 6) y se clasificaron según la propuesta de Franz & Liebscher (2004). Los análisis representativos se exponen en el Cuadro 3.3.14 mientras que la lista de resultados completa se encuentran en el Anexo 3.3.11.

**Cuadro 3.3.14.** Análisis representativos y parámetros calculados de las titanitas analizadas en las muestras M73, M53, M86, M61 y M58.

En el ortogneis (muestra M73), se observa en la matriz intercrecida en contacto con titanita, plagioclasa y anfíbol. Posee contenidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO de 38,66, 26,03 y 24,69%, respectivamente mientras que el contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> es de

8,56%. El contenido de Ps% es de 17,35%. El cristal analizado es un epidoto *sensu stricto* (Figura 3.3.20a).

En la granodiorita (muestra M53), se observa rodeando un cristal de allanita en contacto con biotitas. Posee contenidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO que varían entre 38,45-38,67%, 25,31-25,46% y 24,26-24,55%, respectivamente mientras que el contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> varía entre 9,14 y 9,69%. El contenido de Ps% varía entre 18,65 y 19,64%. Los cristales analizados son epidotos *sensu stricto* (Figura 3.3.20a).

En el dique ácido (muestra M86), se observa como alteración en un cristal de plagioclasa. Posee contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  que varían entre 38,39-39,10, 27,51-28,24 y 24,61-24,75%, respectivamente mientras que el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  varía entre 2,46-2,99%. El contenido de Ps% varía entre 5,26 y 6,49%. Los cristales analizados son **clinozoisitas** (Figura 3.3.20a).

En el enclave máfico (muestra M61), se analizaron cristales anhedrales relacionados siempre con cristales de anfíbol. Poseen contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  que varían entre 38,64-39,40, 25,37-27,20 y 23,39-23,80%, respectivamente mientras que el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  varía entre el 7,24 y 9,28%. El contenido de Ps% varía entre 14,99 y 18,93%. Los cristales analizados son **epidotos *sensu stricto*** (Figura 3.3.20a).

En la hornblendita (muestra M58), se observa en la matriz intercrecida con plagioclasa y anfíbol. Posee contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  que varían entre 39,45-41,19, 27,15-32,26 y 23,94-24,87%, respectivamente mientras que el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  varía entre el 1,89 y 6,43% en peso. El contenido de Ps% varía entre 0,91 y 13,14%. Los cristales analizados son **clinozoisitas** (Figura 3.3.20a).

Todos los epidotos poseen contenidos de pistacita que varían entre 0,91 y 19,64% coincidente con el rango propuesto (entre 0 y 24% de Ps) por Tulloch (1979) para epidotos de alteración (Figura 3.3.20b). Muchos autores han utilizado el contenido de Ps% como indicador petrogenético y han relacionado su disminución y consecuente aumento del Al, con el alto grado metamórfico (e.g., Deer *et al.* 1992). Asimismo, se ha demostrado que los epidotos con altos contenidos de Ps%, cristalizan en condiciones oxidantes y que el contenido de Al disminuye con la fugacidad de  $\text{O}_2$  (Liou 1973). En la Figura 3.3.20b, se puede observar una correlación positiva entre el contenido de Ps% y el  $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ , donde los epidotos correspondientes al ortogneis, granodiorita y enclave máfico (muestras M73, M53 y M61, respectivamente) parecen haber cristalizado en **condiciones oxidantes** (menores contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ ) mientras que los epidotos de los análisis correspondientes al dique ácido y a la hornblendita (muestras M86 y M58), formados durante una **etapa subsólida**. Sin embargo, según la ocurrencia de los cristales analizados en las muestras M73, M53 y M61, los cuales están en asociación con clorita, actinolita, albita y cuarzo, parecen corresponder a un origen subsólido posiblemente relacionado a  $M_2$ .

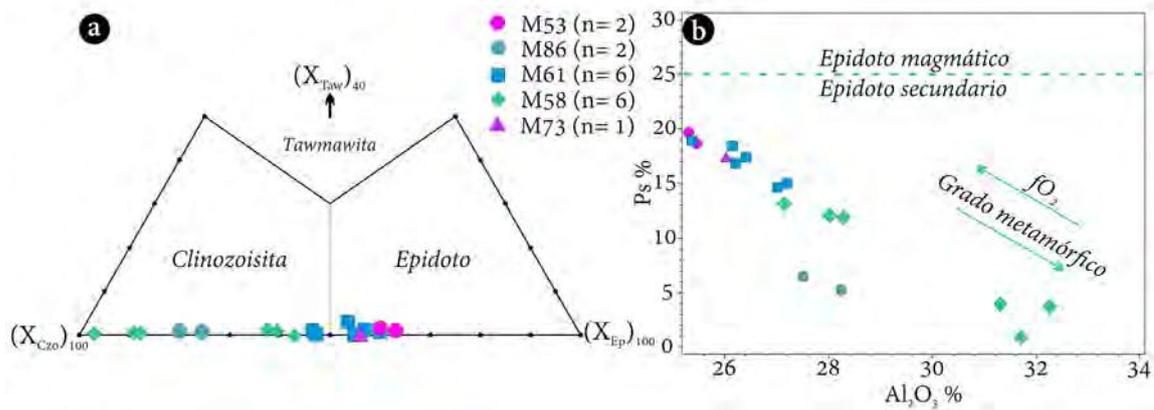


Figura 3.3.20. a) Diagrama ternario  $X_{Taw-Czo-Ep}$  de clasificación de epidotos Al-Fe-Cr según Franz & Liebscher (2004). Los epidotos analizados se clasifican como epidotos sensu stricto y clinzoisitas. b) Variación del contenido de contenido de Ps% ( $Fe^{3+}/[Fe^{3+}+Al^{3+}] * 100$ ) con el  $Al_2O_3\%$  donde se puede apreciar una correlación negativa de los epidotos analizados. Se indican los límites de contenidos de Ps% reportados para epidotos de alteración (0-24% Ps) y primarios (>25 y hasta 33 de Ps%) según valores de Tulloch (1979). Todos los epidotos analizados reportan contenidos de pistacita comparables con epidotos de alteración.

### 3.3.12 MAPAS COMPOSICIONALES DE RAYOS X EN GABRO CORONÍTICO

#### 3.3.12.1 INTRODUCCIÓN

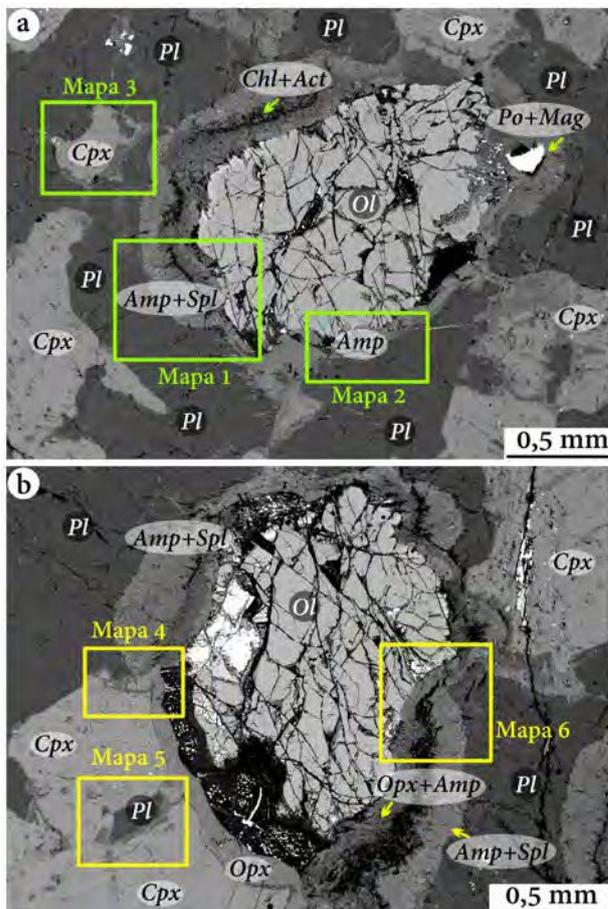
En este apartado, se exponen 7 sectores seleccionados donde se efectuaron mapas composicionales de rayos X de la muestra M300 correspondiente a un gabro olivínico ubicada en el sector suroriental de la IMG (Figura 3.3.1). Se evalúan en detalle las coronas de reacción observadas entre olivino-plagioclasa y piroxeno-plagioclasa (Figura 3.3.21). Estos mapas se procesaron con el software XMapTools (ver Capítulo 1, Apartado 1.3.2.3) y los análisis de química mineral correspondientes a cada mapa, se expusieron en el apartado anterior (ver Capítulo 3, Apartado 3.3). En el Cuadro 3.3.15, se exhibe un resumen de los mapas de rayos X y los minerales principales analizados. Las abreviaciones utilizadas son las propuestas por Whitney & Evans (2010).

Un cambio en las condiciones ígneas y/o metamórficas, puede dar lugar al reemplazo de algunos minerales por otros aprovechando límites de granos y desarrollando bordes de reacción (Passchier & Trouw 2005). Estos bordes de reacción pueden tener morfologías circulares cerradas alrededor de ciertos minerales y se denominan coronas, desarrollando una estructura coronítica. A su vez, estas coronas pueden ser monominerales ( $A+B \rightarrow C$ ) o poliminerales ( $A+B \rightarrow C+D$ ), siendo estas últimas conocidas como coronas simplectíticas (Passchier & Trouw 2005). Las estructuras coroníticas resultan del equilibrio químico parcial entre minerales, siendo herramientas útiles para la

reconstrucción de la historia tectono-magmática y metamórfica de una región. Los controles más importantes sobre la mineralogía de las coronas incluyen la presión, temperatura y la actividad del agua ( $a_{H_2O}$ ) durante su formación, además, la duración de la reacción (tiempo), si fue un crecimiento secuencial o de una sola etapa, la composición global de los minerales reactantes, el grado de intercambio metasomático con la roca de caja y deformación contemporánea, entre otros (Passchier & Trouw 2005, Ogilvie & Gibson 2017).

**Cuadro 3.3.15.** Resumen de los mapas de rayos X y los minerales analizados en cada uno de ellos.

MAPA	TIPO DE CORONA	OLIVINOS	PIROXENOS		ANFÍBOLES Clinoanfíboles	PLAGIOCLASAS	ESPINELOS	Observaciones
			Clinopiroxenos	Ortopiroxenos				
1	Ol-Pl	Fo (70,93-72,8)	-	Anular→ En (75,9-76,2)	Prg-Hbl-Act	An (77,7-97,74)	Simplectita→ Hercinita	Serpentinas y cloritas como minerales de reemplazo.
2	Ol-Pl	Fo (72,75-73,43)	-	Anular→ En (74,55-76,02)	Prg-Hbl-Act	An (80,38-97,51)	-	Cloritas como reemplazo de anfíboles.
3	Cpx-Pl	-	Wo (46,00-48,23)	Exsolución→ En (69,21-71,54)	Prg-Hbl-Act	An (79,11-95,17)	-	El clinopiroxeno está reemplazado parcialmente por actinolita.
4	Ol-Pl	Fo (72,93-73,25)	Wo (46,29-46,64)	Anular→ En (70,67-74,96); Exsolución→ En (69,44-72,03)	Prg-Hbl-Act	An (80,87-91,81)	Simplectita→ Hercinita	Serpentinas y cloritas como minerales de reemplazo.
5	Cpx-Pl	-	Wo (46,29-46,64)	Exsolución→ En (69,44-72,03)	Prg-Hbl	An (81,34-81,62)	-	-
6	Ol-Pl	Fo (72,47-73,10)	-	Anular→ En (75,81-76,70)	Prg-Hbl	An (82,28-84,02)	Simplectita→ Hercinita	Clorita como mineral de reemplazo.



**Figura 3.3.21.** Imágenes de electrones retrodispersados del gabro olivínico (M300), señalando las ubicaciones de los mapas realizados mediante espectrometría WDS. a) Coronas olivino-plagioclasa (Mapas 1 y 2) y clinopiroxeno-plagioclasa (Mapa 3). b) Coronas olivino-plagioclasa (Mapas 4 y 6) y clinopiroxeno-plagioclasa (Mapa 5).

### 3.3.12.2 Coronas Olivino-Plagioclasa (Mapas 1, 2, 4 y 6)

Se realizaron cuatro mapas composicionales de rayos X en sectores donde se observaron estructuras coroníticas en el contacto olivino-plagioclasa (Figura 3.3.21a-b). En la literatura, estas coronas han sido reportadas en rocas

máficas con contenidos bajos de H<sub>2</sub>O y/o fundido, ubicadas en terrenos de medio a alto grado metamórfico, siendo indicadoras de un origen magmático y posterior enfriamiento en estado subsólido desde temperaturas ígneas (e.g., Passchier & Trouw 2005, Ogilvie & Gibson 2017). En los mapas 1, 4 y 6, se identificó una estructura coronítica de **tipo quelifítica**, definida como una estructura simplectítica formada alrededor de olivino (Passchier & Trouw 2005).

En el **mapa 1** (Figura 3.3.22), se puede apreciar una reacción coronítica entre olivino de tipo forsterita (Fo<sub>-72</sub>) y plagioclasa tipo bitownita (An<sub>-80</sub>), variando en algunos sectores a una composición casi pura de anortita (An<sub>-96</sub>). Ambos minerales muestran una composición homogénea y el olivino posee en algunos sectores alteración a serpentina, agregados de arcillas y óxidos de Fe. Entre estos minerales, se desarrollaron cuatro zonas o coronas. La más interna tiene un espesor de 0,1 mm y está definida por ortopiroxeno tipo enstatita (En<sub>-76</sub>). Esta zona es rodeada por una corona de hornblenda-actinolita de espesor de ~0,1 mm. Posteriormente se identifica una zona delgada (~0,02 mm de espesor) compuesta de agregados de clorita y serpentina. Finalmente, la zona más externa, de 0,3 mm de espesor, está definida por pargasita y espinelo (Spl<sub>-41</sub>) en un arreglo simplectítico.

En el **mapa 2** (Figura 3.3.23), se puede observar una reacción coronítica en detalle entre olivino tipo forsterita (Fo<sub>-73</sub>) y plagioclasa tipo bitownita (An<sub>-83</sub>). El olivino exhibe su característico fracturamiento, el cual está relleno de óxidos de Fe y agregados de serpentina. El olivino y la plagioclasa muestran composiciones homogéneas tal como se observa en el mapa 1 (Figura 3.3.22). Entre estos minerales, se aprecia el desarrollo de al menos tres zonas. La más interna está compuesta de ortopiroxeno tipo enstatita (En<sub>-74</sub>), con un espesor de hasta 0,5 mm. La siguiente zona (espesor < 0,05 mm), en dirección hacia la plagioclasa, está representada por hornblenda (reemplazando al ortopiroxeno), seguida por una zona compuesta de pargasita que no supera los 0,05 mm de espesor (Figura 3.4.23). En este caso, no se identificó el desarrollo de simplectitas con espinelo. El desarrollo de cloritas se localiza como reemplazo parcial del anfíbol.

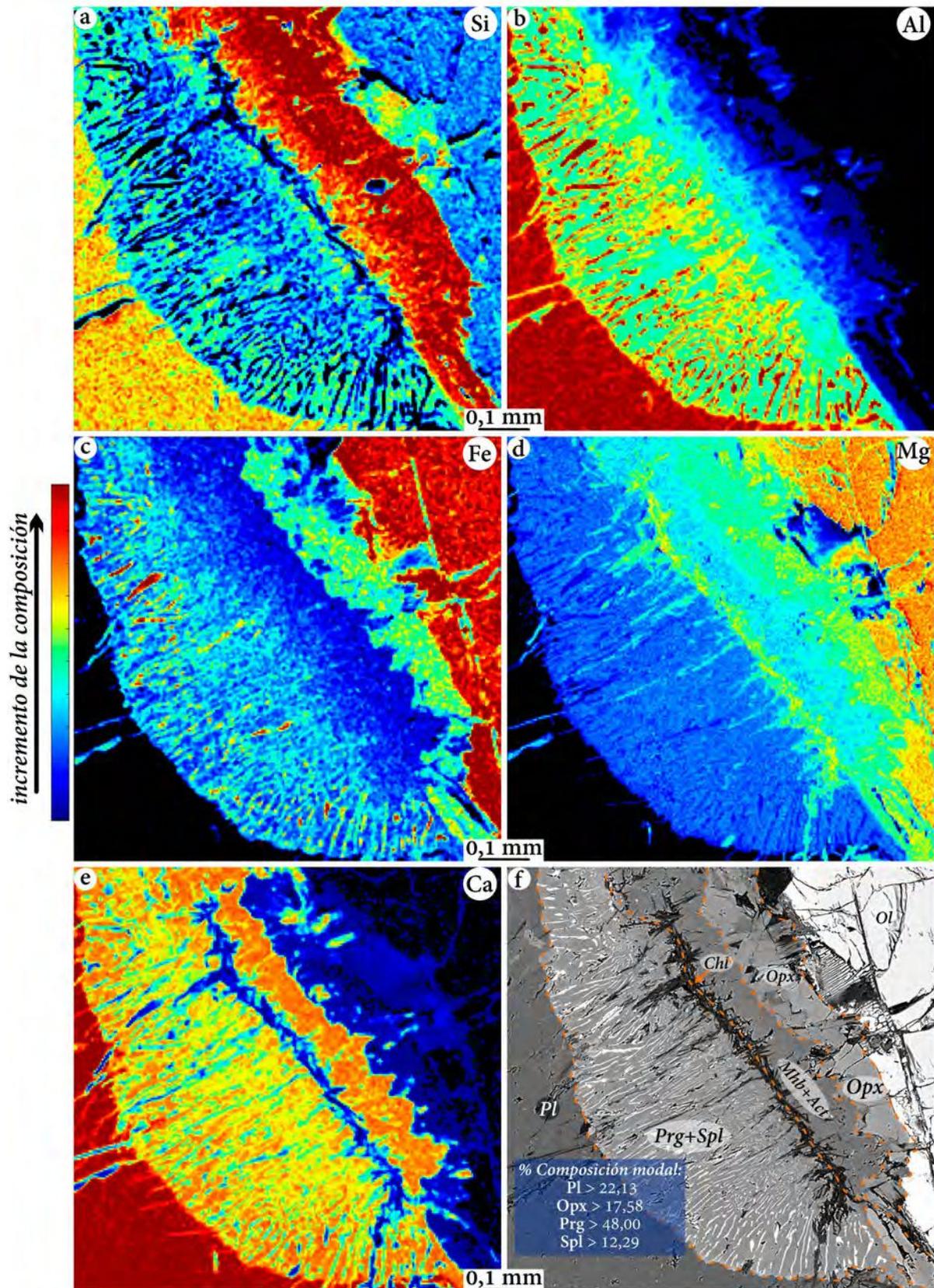


Figura 3.3.22. Mapa 1: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente. Se incluyen las composiciones modales de los minerales que reaccionaron para formar la corona. En línea discontinua amarilla se indican las zonas minerales reconocidas.

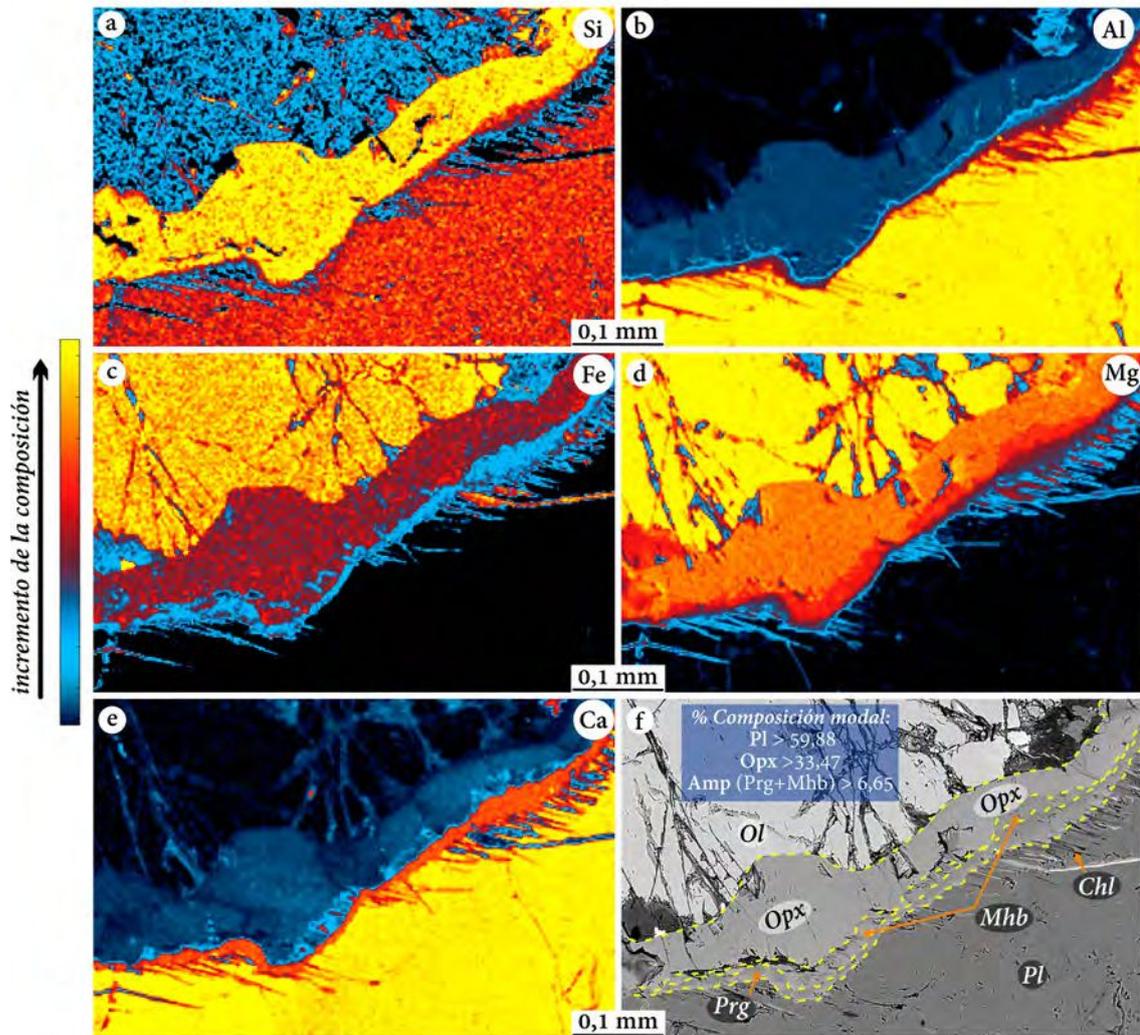


Figura 3.3.23. Mapa 2: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente. Se incluyen las composiciones modales de los minerales que reaccionaron para formar la corona. En línea discontinua amarilla se indican las zonas minerales reconocidas.

En el mapa 4 (Figura 3.3.24), se puede observar parte de una reacción coronítica entre plagioclasa-olivino y entre olivino-clinopiroxeno. El olivino se observa muy alterado a serpentinas en fracturas y óxidos de Fe en el borde. Entre el olivino tipo forsterita ( $Fo_{-73}$ ) y la plagioclasa tipo bitownita ( $An_{-82}$ ), se desarrolla una estructura coronítica de tipo quelifítica conformada por una zona muy delgada de ortopiroxeno tipo enstatita ( $En_{-73}$ ) con unos  $\sim 0,01$  mm de espesor y una zona de 0,15 mm de Mg-hornblenda y pargasita+espinelo ( $Spl_{46}$ ). Entre el olivino y el clinopiroxeno de tipo diópsido ( $Wo_{-46}$ ) con lamelas de exsolución de ortopiroxeno tipo enstatita ( $En_{-70}$ ), se observa ortopiroxeno peritético de tipo enstatita ( $En_{-73}$ ) y un sutil reborde de actinolita.

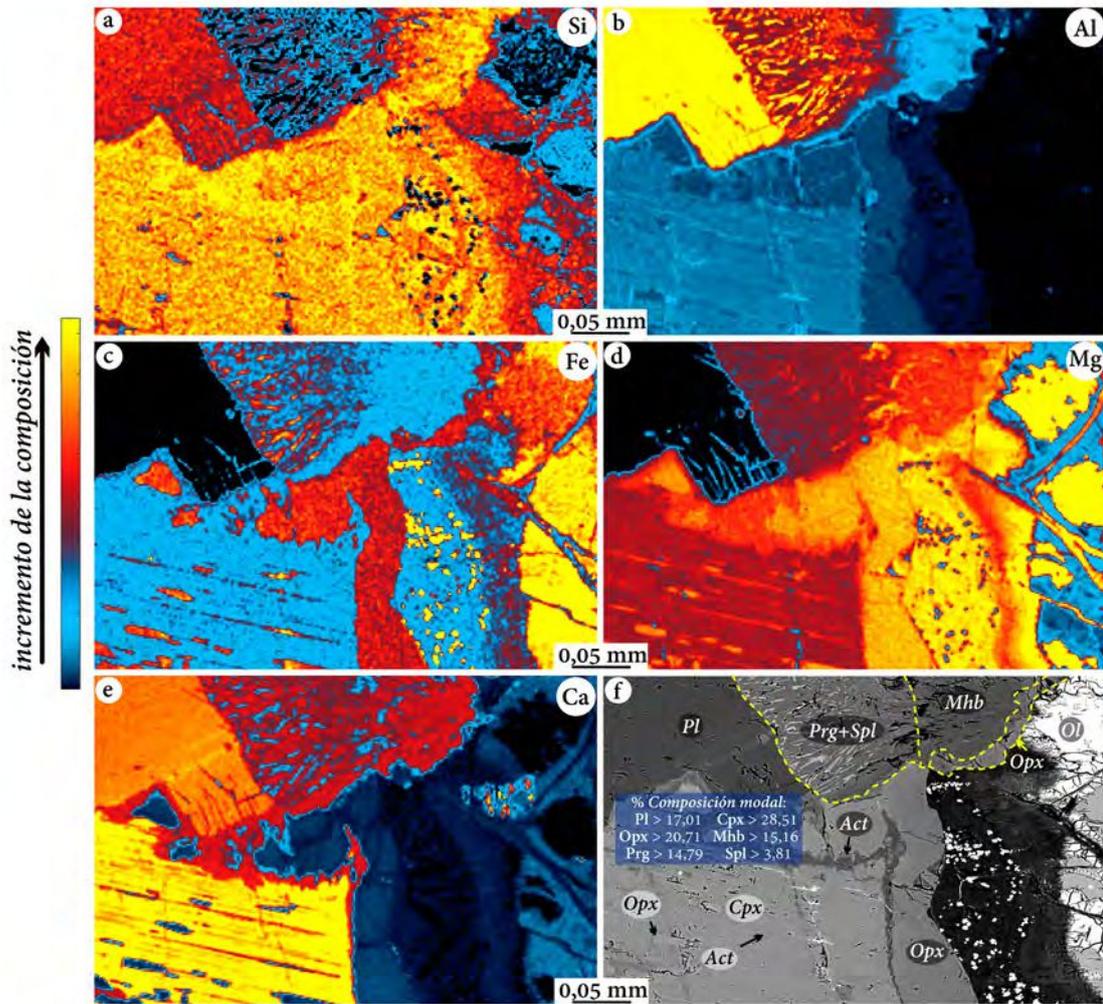


Figura 3.3.24. Mapa 4: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente. Se incluyen las composiciones modales de los minerales que reaccionaron para formar la corona. En línea discontinua amarilla se indican las zonas minerales reconocidas.

En el **mapa 6** (Figura 3.3.25), se observa un detalle de estructura coronítica muy similar a las mencionadas anteriormente. El olivino tipo forsterita ( $Fo_{-73}$ ) exhibe composición homogénea de igual manera que la plagioclasa tipo bitownita ( $An_{-83}$ ), a excepción de un sector localizado donde la plagioclasa se hace más cálcica ( $An_{-95}$ ). El olivino presenta sus características fracturas con rellenos de reemplazo representados por agregados de serpentinas y óxidos de Fe. La plagioclasa muestra desarrollo de cloritas a lo largo de fracturas. En dirección a la plagioclasa, se identificaron 4 zonas. La zona interna (espesor de 0,05 mm) está compuesta por ortopiroxeno tipo enstatita ( $En_{-80}$ ). Esta zona es rodeada por una zona (<0.1 mm de espesor) de Mg-hornblenda con reemplazo parcial por actinolita, seguida por una zona (<0.1 mm de espesor) compuesta de agregados de clorita reemplazando a los anfíboles. La zona más externa (~0,3 mm de espesor) está definida por pargasita y espinelo ( $Spl_{-41}$ ) en arreglo simplectítico.

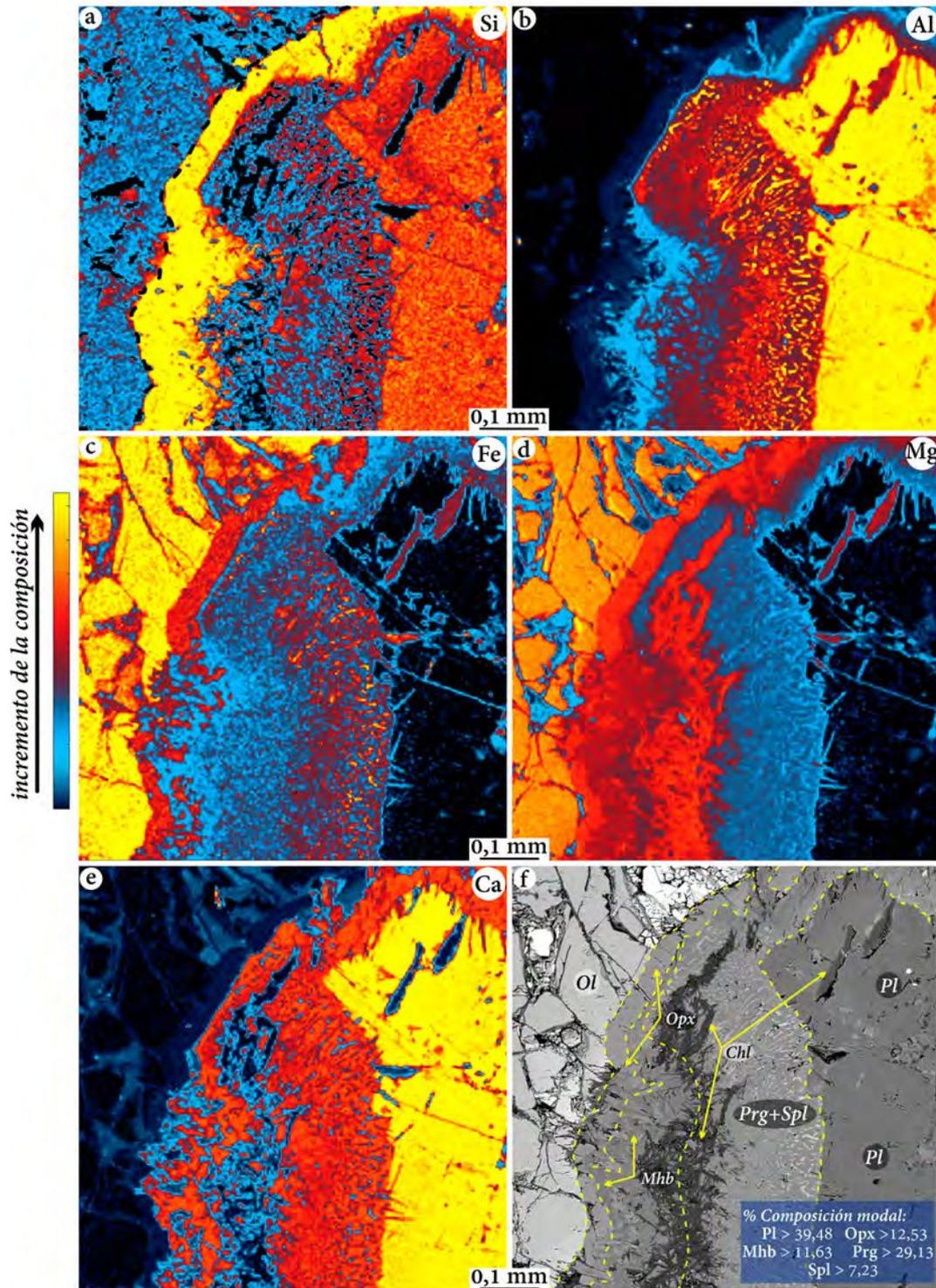


Figura 3.3.25. Mapa 6: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente. Se incluyen las composiciones modales de los minerales que reaccionaron para formar la corona. En línea discontinua amarilla se indican las zonas minerales reconocidas.

### 3.3.12.3 Coronas Clinopiroxeno-Plagioclasa (Mapas 3 y 5)

En los mapas 3 y 5, se describió una **estructura coronítica de tipo monomineral** (Passchier & Trouw 2005) entre el **clinopiroxeno** y **plagioclasa** (Figura 3.3.21a-b). Esta corona no fue observada en el análisis al microscopio petrográfico y presenta un espesor de hasta 0,07 mm.

En el **mapa 3** (Figura 3.3.26), se puede observar una reacción coronítica entre un cristal anhedral de clinopiroxeno de tipo diópsido ( $Wo_{\sim 46}$ ), de longitud  $\sim 0,3$  mm y con lamelas de exsolución de ortopiroxeno tipo enstatita ( $En_{\sim 70}$ ), y plagioclasa de composición bitownita ( $An_{\sim 82}$ ). Tanto la plagioclasa como el clinopiroxeno exhiben composiciones homogéneas. El clinopiroxeno, exhibe sectores parcialmente retrogradados a actinolita. En la Figura 3.3.26f se puede observar un perfil transversal del clinopiroxeno con variación de sus principales componentes. Entre ambos minerales, se identificó el desarrollo de un anfíbol de tipo pargasita de  $\sim 0,07$  mm retrogradado parcialmente a actinolita y clorita y no se observa formación de espinelo. Este caso se observó también en el mapa 2 en una corona olivino-plagioclasa (ver Figura 3.3.23).

En el **mapa 5** (Figura 3.3.27), se puede apreciar la asociación mineral: olivino+ortopiroxeno+clinopiroxeno+plagioclasa. Entre el olivino y el clinopiroxeno, se puede observar la formación de ortopiroxeno peritético como ya fue mencionado en el mapa 4 (ver Figura 3.3.24). Entre la plagioclasa, de unos  $\sim 0,5$  mm, tipo bitownita ( $An_{\sim 81}$ ) y el clinopiroxeno tipo diópsido ( $Wo_{\sim 46}$ ), con lamelas de exsolución de ortopiroxeno tipo enstatita ( $En_{\sim 70}$ ), se reconoce una zona muy delgada ( $\sim 0,05$  mm) de pargasita y hornblenda. Tanto la plagioclasa como el clinopiroxeno exhiben composiciones homogéneas como fue mencionado para los mapas anteriores.

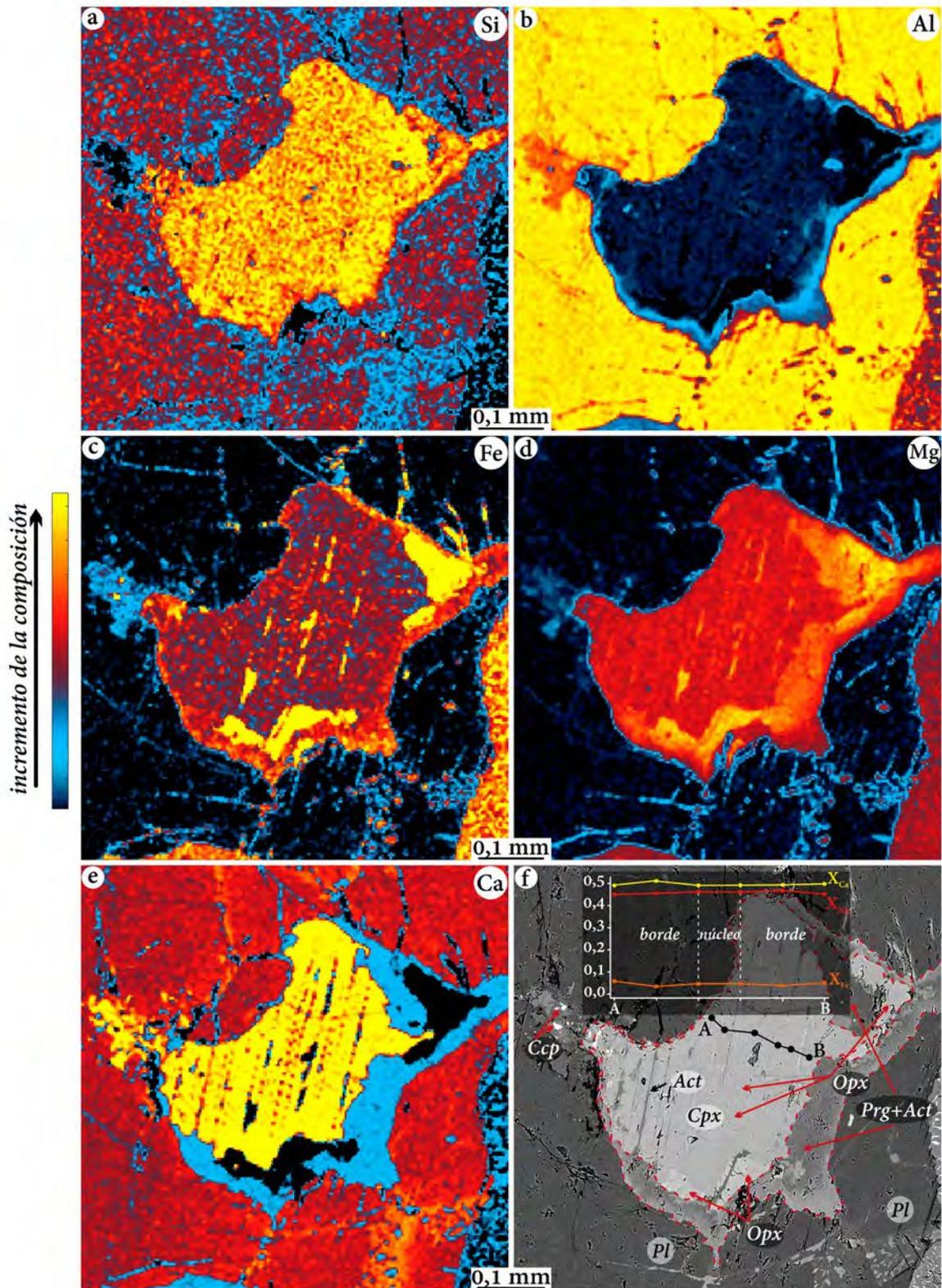


Figura 3.3.26. Mapa 3: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente mostrando un perfil transversal de la variación composicional del clinopiroxeno. En línea discontinua roja se indican las zonas minerales reconocidas.

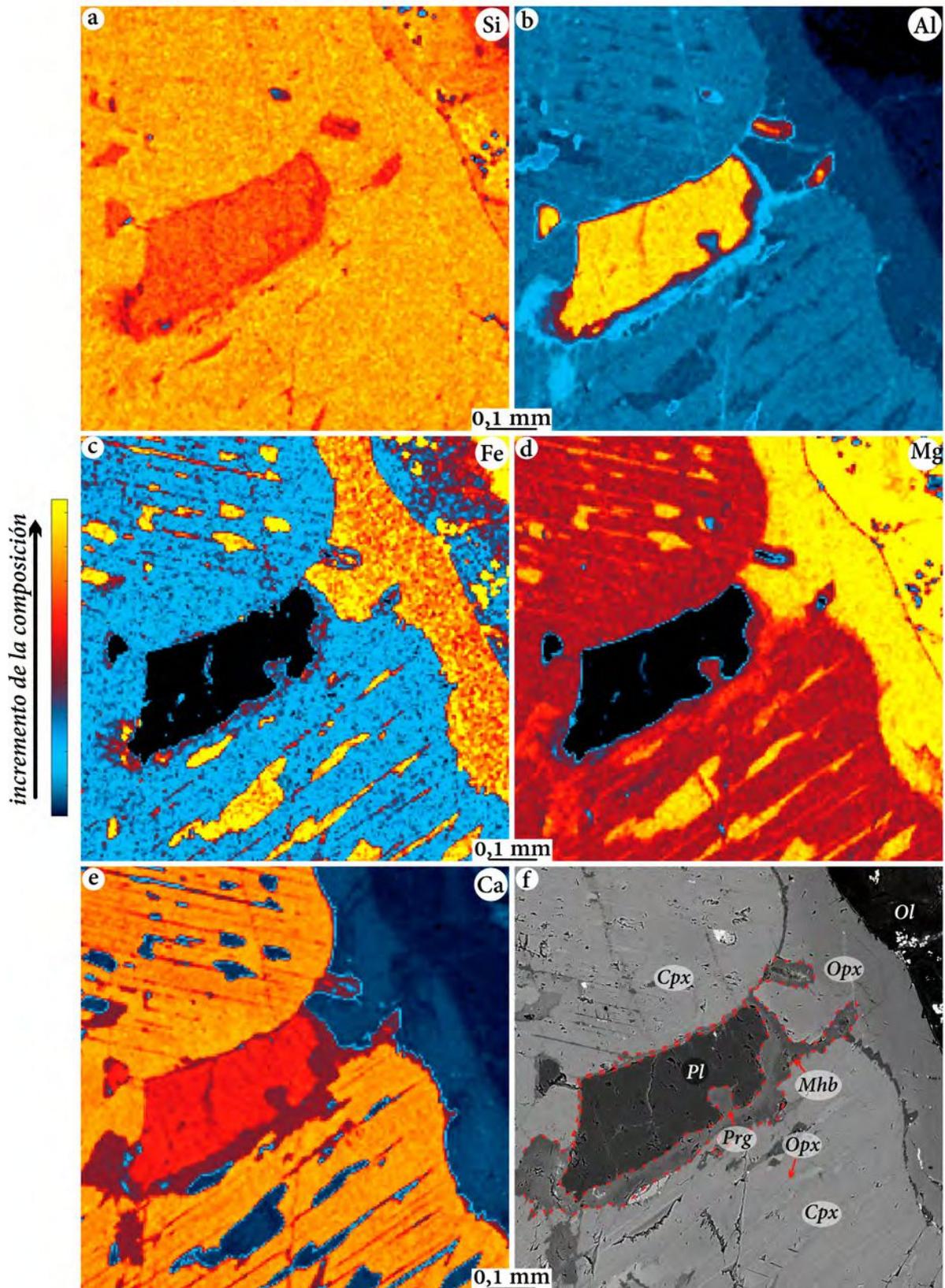


Figura 3.3.27. Mapa 5: a-e) Mapas composicionales de rayos X. f) Imagen de electrones retrodispersados del mapa correspondiente. En línea discontinua roja se indican las zonas minerales reconocidas.

### 3.3.13 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LA QUÍMICA MINERAL DE LAS UNIDADES DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

#### 3.3.13.1 Unidad ultrabásica

Las peridotitas, moderadamente serpentinizadas, presentan texturas cumulares de tipo adcumular y poiquilítica. Consisten en cristales de **olivino** (Fo<sub>~84</sub>), **Cr-espinelo** (Cr<sub>~55</sub>), **clinopiroxeno** (Wo<sub>~46</sub>) con **lamelas de exsolución de ortopiroxeno** (En<sub>~85</sub>), **ortopiroxeno** (En<sub>~84</sub>) y **plagioclasa** (An<sub>~77</sub>). Una asociación mineral secundaria está representada por **serpentina** tipo **antigorita** y **crisotilo** reemplazando parcial a totalmente los cristales de olivino y piroxeno.

Los olivinos registran composiciones afines a una fuente piroxenítica asociada a un **manto metasomatizado** (ver Apartado 3.3.2). La composición de los piroxenos sugiere una formación a profundidades someras a moderadas, pero no presentan afinidad con ningún origen específico (ver Apartado 3.3.3). Los Cr-espinelos por su parte, registran su composición química primaria exhibiendo un **trend Cr-Al** típico de fusión parcial. Sin embargo, sus contenidos anómalos de Ti podrían estar sugiriendo **interacción líquido-roca** (ver Apartado 3.3.4). Además, como ya se mencionó anteriormente (ver Apartado 3.1), la presencia de plagioclasa en las peridotitas podría sugerir una refertilización del líquido por contaminación en **ambientes de baja presión** (<5 kb; e.g., O’Neill 1981) debido a que la misma se desestabiliza con la presencia del Cr presente en el espinelo (e.g., Frost & Frost 2013 y referencias allí citadas). Las **peridotitas con plagioclasa** forman pequeñas y subordinadas expresiones de peridotitas abisales, secciones de mantos ofiolíticos o de márgenes continentales pasivos (Dick 1989, Dick *et al.* 2010, Pirnia *et al.* 2018) siendo geodinámicamente importantes marcadores de procesos asociados a la evolución del manto litosféricos en ambientes extensionales (Pirnia *et al.* 2018). Asimismo, la composición rica en Ca de la plagioclasa podría sugerir su cristalización a partir de magmas con alta presión de agua (Johannes 1978). Según las composiciones de olivino (ver Apartado 3.3.2) y plagioclasa (ver Apartado 3.3.6) que coexisten en rocas plutónicas mencionadas por Beard (1986), estas peridotitas coinciden con los campos correspondientes a **cumulatos de MORB y OIB** (Figura 3.3.28).

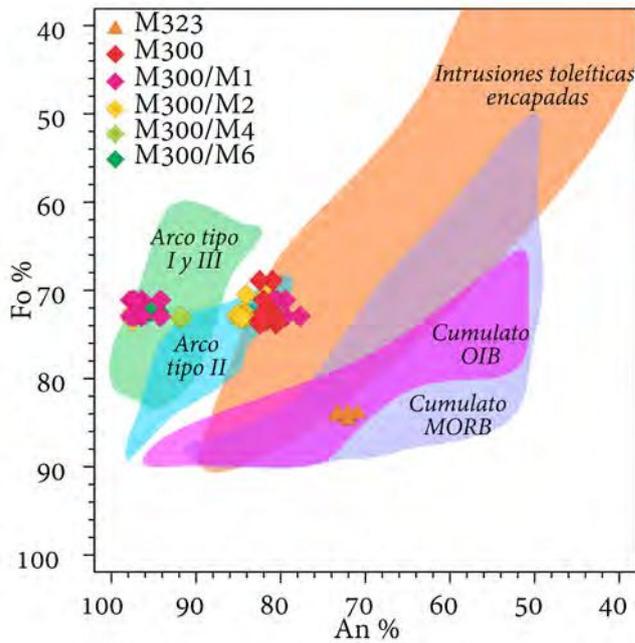


Figura 3.3.28. Diagrama Fo vs. An% según Beard (1986) donde se grafican las composiciones de olivino y plagioclasa para las peridotitas (M323) y los gabros olivínicos (M300).

### 3.3.13.2 Unidad básica

#### 3.3.13.2.1 Gabros olivínicos

Los gabros olivínicos exhiben una asociación mineral primaria conformada por cristales de **olivino** (Fo<sub>-73</sub>), **ortopiroxeno** (En<sub>-74</sub>), **plagioclasa** (An<sub>-89</sub>) y **clinopiroxeno** (Wo<sub>-46</sub>) con lamelas de exsolución de ortopiroxeno (En<sub>-75</sub>). Una asociación mineral secundaria está representada por anfíbol de tipo **pargasita** (#Mg<sub>-78</sub>) con exsolución de **espinelo** tipo hercinita (como simplectitas) formando **texturas coroníticas** alrededor de cristales de olivino y con menor frecuencia en cristales de piroxeno (ver Apartado 3.3.12). Se reconocieron **Mg-hornblenda** (#Mg<sub>-89</sub>), **clorita** (#Mg<sub>-0,81</sub>) y **actinolita** (#Mg<sub>-93</sub>) como minerales retrógrados de la pargasita y el ortopiroxeno, y **serpentin**as como alteración del olivino.

El olivino presenta características ígneas típicas provenientes de fuentes piroxeníticas y a partir de un **manto metasomatizado** (ver Apartado 3.3.2). En estas rocas se describieron dos tipos de plagioclasas: anortita (An<sub>-96</sub>) y bitownita (An<sub>-82</sub>) que se pueden observar en la Figura 3.3.28. El primer grupo coincide con el campo de **Arco tipo I** de Beard (1986) quien describe a olivinos y plagioclasas como cristales homogéneos. Las zonas más ricas en Ca se describieron como áreas acotadas en cristales homogéneos de bitownita (ver Apartado 3.3.6). Posiblemente estén vinculados a un proceso de cristalización polibárica donde las plagioclasas más ricas en Ca se formaron en una primera etapa, a partir de líquidos menos evolucionados y las de menores contenidos de Ca, en la siguiente (e.g., Chakraborti *et al.* 2016). El segundo grupo coincide con el campo de **Arco tipo II** de Beard (1986) quien describe a rocas con plagioclasa como mineral intercumular y de composición más sódica que el mencionado anteriormente. En ambos casos, la coexistencia de plagioclasa rica en Ca y olivino rico en Mg es característica de gabros cumulatos relacionados a un **arco** (Beard 1986). Las composiciones

obtenidas para los **clinopiroxenos** reconocidos muestran composiciones afines a **rocas cumulares de arco** y de **arco de islas**, con evidencias de cristalización a **bajas o moderadas profundidades** (ver **Apartado 3.3.3**). Por otra parte, los anfíboles de tipo pargasita que se describen en las coronas simplectíticas son productos de reacción entre el ortopiroxeno y la plagioclasa ya mencionados en la literatura para gabros olivínicos y troctolitas (e.g., **Deer et al. 1992**). Exhiben composiciones afines con anfíboles de **origen mantélico** y **cortical-mantélico** en menores proporciones (ver **Apartado 3.3.5**) **provenientes de un magma subcalino** y alta  $fO_2$  (**Figura 3.3.29a-b**).

En estas rocas se han descrito texturas coroníticas que afectaron a la asociación magmática registrada en la roca (Ol+Opx+Pl+Cpx). Estas fueron utilizadas ampliamente en la literatura para conocer procesos tectonometamórficos (ver **Apartado 3.3.12**). El ortopiroxeno anular se interpreta como un producto peritético de la reacción en desequilibrio entre el olivino y el fundido, el cual habría ocurrido hacia el **final del estadio magmático**. Como resultado, el ortopiroxeno ( $\#Mg_{-0,729}$ ) posee un número de Mg similar al del olivino ( $\#Mg_{-0,727}$ ). Este ortopiroxeno reacciona con la plagioclasa dando como resultado anfíboles de tipo pargasita y espinelo en un arreglo simplectítico para el caso de las coronas completas y solo pargasita para el caso de las coronas incompletas (ver **Apartado 3.3.12**). Esta segunda corona podría vincularse a condiciones metamórficas en **facies de granulita a anfibolita** (**Bucher & Grapes 2011**). Cabe destacar, que las texturas simplectíticas, se han relacionado a la reacción entre cristales de cúmulos y los fundidos de última etapa de cristalización o a líquidos residuales (e.g., **Gill 2010**). En una etapa posterior un anfíbol de tipo hornblenda reemplaza parcialmente al ortopiroxeno y pargasita (ver **Apartado 3.3.12**). Finalmente, en una etapa de menor temperatura, la hornblenda y la pargasita son reemplazadas por actinolita+clorita en condiciones de **facies esquistos verdes** (**Bucher & Grapes 2011**). El desarrollo de las coronas presenta espesores limitados (<300  $\mu m$ ), comparado con coronas similares descritas por **Ogilvie & Gibson (2017)**, lo cual podría responder a bajos contenidos de  $H_2O$  y fase fundida.

#### 3.3.13.2.2 *Gabros hornbléndicos*

Los gabros hornbléndicos presentan una asociación mineral conformada por anfíbol de tipo **Mg-hornblenda** ( $\#Mg_{-0,69}$ ) y plagioclasa tipo **bitownita-anortita** ( $An_{-81}$ ) (ver **Apartado 3.3.6**). El mineral

secundario analizado es **clorita** (#Mg<sub>-80</sub>) reemplazando parcialmente cristales de Mg-hornblenda (ver Apartado 3.3.7), **titanitas** incluidas en cristales de Mg-hornblenda (ver Apartado 3.3.10) y epidoto tipo **clinozoisita** (Ps<sub>-8</sub>) de origen secundario. La Mg-hornblenda presenta composición afín a un origen mixto (**mantélico-cortical**) el cual, junto a la presencia de enclaves máficos con anfíboles de similar composición (ver Apartado 3.3.5), sustenta una **mezcla de magmas** (ver Capítulo 3, Apartado 3.2). Además, su composición es afín a magmas **subalcalinos** y **alta fO<sub>2</sub>** (Figura 3.3.29a-b). La titanita analizada sugiere una formación postmagmática la cual podría estar vinculada a hidratación de piroxenos o bien un origen subsólido durante el evento subsólido M<sub>2</sub> (ver Apartado 3.3.10). Por su parte, la coexistencia de Mg-hornblenda y plagioclasa rica en Ca podría evidenciar un magma rico en agua con alta relación Ca/(Ca+Na)= 12-15 y/o contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>18% (Panjasawatwong *et al.* 1995), siendo este último el caso de los gabros estudiados (ver Capítulo 3, Apartado 3.2).

### 3.3.13.3 Unidad intermedio-ácida

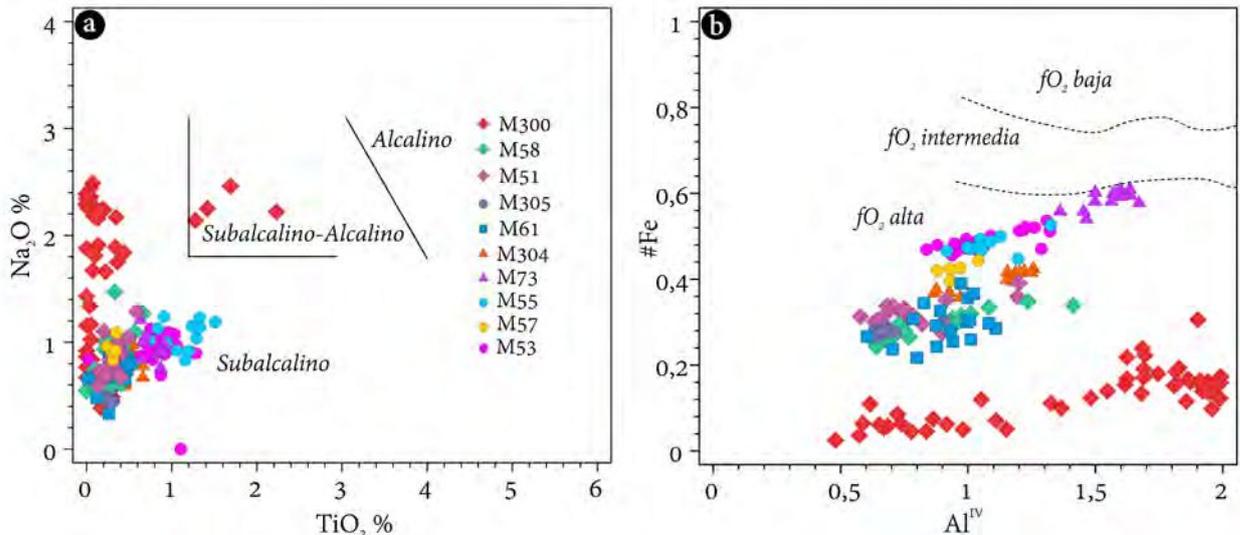
Esta unidad, conformada por ortogneises y granitoides, poseen una mineralogía similar descrita en apartados anteriores (ver Capítulo 3, Apartado 1). En el ortogneis, se definió plagioclasa mayormente **andesina** (An<sub>-42</sub>), anfíbol tipo **pargasita** (#Mg<sub>-0,51</sub>), feldespato alcalino tipo **ortoclasa** (Or<sub>-93</sub>) y **biotita** (#Mg<sub>-53</sub>). Los minerales accesorios analizados se definieron como **titanita** de origen primario y secundario, y **epidoto** (Ps<sub>-17</sub>) de origen secundario. La plagioclasa se presenta con una zonación composicional oscilatoria e inversa (ver Apartado 3.3.6). El anfíbol tiene composición afín con un origen **mantélico** y **cortical-mantélico** y sugiere un **reequilibrio a bajas presiones** (ver Apartado 3.3.5). La biotita presenta una composición de **origen cortical reequilibrada** (ver Apartado 3.3.7). Los diques félsicos presentan una alta abundancia modal de plagioclasa tipo **albita** (An<sub>-1</sub>), con alteración de epidoto tipo **clinozoisita** (Ps<sub>-6</sub>) mientras que los diques básicos tienen una plagioclasa tipo **bitownita-anortita** (An<sub>-91</sub>), anfíbol tipo **Mg-hornblenda** (#Mg<sub>-72</sub>), reemplazada parcialmente por **actinolita** (#Mg<sub>-75</sub>) e inclusiones de **titanita**. El enclave máfico tiene plagioclasa tipo **andesina** (An<sub>-40</sub>), un anfíbol tipo **Mg-hornblenda** (#Mg<sub>-70</sub>) reemplazado parcialmente por actinolita (#Mg<sub>-75</sub>) y **biotita** (#Mg<sub>-56</sub>).

En los granitoides se definieron cristales de plagioclasa tipo **oligoclasa** (An<sub>-20</sub>), feldespato alcalino tipo **ortoclasa** (Or<sub>-94</sub>), anfíbol tipo **Mg-hornblenda** (#Mg<sub>-0,53</sub>) parcialmente reemplazada por

**actinolita** (#Mg<sub>-60</sub>) y **biotita** (#Mg<sub>-52</sub>). Los minerales accesorios que se analizaron son la **titanita** de origen primario y **epidoto** (Ps<sub>-19</sub>) de origen secundario. Los anfíboles tienen composiciones que sugieren un **origen mixto** (mantélico-cortical) evidenciando la **mezcla de magmas** y se encuentran parcialmente reequilibrados en una etapa subsólida posterior (ver Apartado 3.3.5). La biotita exhibe composiciones similares a **biotitas reequilibradas** y sugieren un **origen mixto** como el anfíbol (ver Apartado 3.3.7).

Tanto en los ortogneises como en los granitoides, la ortoclasa se presenta como fenocristales (en los granitoides de hasta 4 cm de longitud; ver Capítulo 3, Apartado 3.1), con altos contenidos del componente Or, encontrándose valores en el rango de Or<sub>75-90</sub> (Kerrick 1969) típico de feldespatos alcalinos en rocas plutónicas tales como granitos y granodioritas (Gray *et al.* 2008, Johnson & Glazner 2010) sugiriendo el crecimiento tardío de estos cristales a temperaturas iguales o menores a 650 °C requiriendo un reequilibrio a temperaturas de 400°C (Glazner & Johnson 2013). Asimismo, las biotitas presentan composiciones en equilibrio con magmas **calcoalcalinos** y se presentan **reequilibradas**. Sin embargo, preservan composiciones afines a **rocas plutónicas manto-derivadas** (ver Apartado 3.3.7). Con respecto a las titanitas analizadas, se pudo establecer un **origen ígneo con reequilibrio posterior** posiblemente en el **evento M<sub>2</sub>** (ver Apartado 3.3.10).

Todos los anfíboles vinculados a esta unidad sugieren una fuente magmática **subalcalina** y **alta fO<sub>2</sub>** (Figura 3.3.29 a-b) observándose un *trend* típico en los anfíboles correspondientes a los granitoides y ortogneises que implica la oxidación de un magma rico en H<sub>2</sub>O durante la cristalización (*e.g.*, Czamanske & Wones 1973, Cambeses *et al.* 2019). Por su parte las composiciones del epidoto indican un **origen secundario** vinculado a una etapa subsólida posterior en **condiciones oxidantes** (ver Apartado 3.3.11).



**Figura 3.3.29.** a) Diagrama  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}\%$  (en peso) para anfíboles tomado de [Molina et al. \(2009\)](#). b) Diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (apfu) vs. #Fe tomado de [Anderson & Smith \(1995\)](#). Todos los anfíboles analizados correspondientes a las unidades básica e intermedio-ácida sugieren una fuente subcalcalina con alta  $f\text{O}_2$ .

### 3.4 REFERENCIAS

- ◆ Abdallah, S.E., Ali, S., & Obeid, M.A. (2019). Geochemistry of an Alaskan-type mafic-ultramafic complex in Eastern Desert, Egypt: new insights and constraints on the Neoproterozoic island arc magmatism. *Geoscience Frontiers*, 10(3), 941-955. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.009>
- ◆ Abdel-Rahman, A.M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- ◆ Aleinikoff, J.N., Wintsch, R.P., Fanning, C.M., & Dorais, M.J. (2002). U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: An integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, 188(1-2), 125-147. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00076-1)
- ◆ Anderson, J., & Smith, D. (1995). The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- ◆ Ashworth, J. (1986). The role of magmatic reaction, diffusion, and annealing in the evolution of coronitic microstructure in troctolitic gabbro from Risør, Norway: A discussion. *Mineralogical Magazine*, 50(357), 469-473. <https://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.357.09>
- ◆ Aranda, R. de O., Horn, A.H., Medeiros Júnior, E.B. de, & Venturini Junior, R. (2021). Geothermobarometry of igneous rocks from Afonso Cláudio Intrusive Complex (Espírito Santo state, Southeastern Brazil), Araçuaí-West Congo Orogen: Further evidence for deep emplacement levels. *Journal of South American Earth Sciences*, 110. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103016>
- ◆ Bahrambeygi, B., Moeinzadeh, H., & Alavipanah, S.K. (2019). Mineralogy, geochemistry, and Raman Spectroscopy of multi-genesis serpentine polymorphs of Darepahn Ophiolites. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 30(3), 251-269. <https://doi.org/10.22059/JSCIENCES.2019.248856.1007196>
- ◆ Barker, F. (1979). Trondhjemites: definition, environment, and hypothesis of origin. En: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- ◆ Barnes, S.J. (2000). Chromite in Komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, 41:387-409. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387>

- ◆ Barnes, S.J. & Roeder, P.L. (2001) The Rang of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2279-2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- ◆ Bea, F., Corretgé, L., & Fershtater, G.B. (2000). A systematic typology of granitoid rocks from major element composition. I: the upper silica range. *Boletín de La Sociedad Española de Mineralogía*, 23, 121–133.
- ◆ Beard, J.S. (1986). Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14: 848-851. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<848:CMOACG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<848:CMOACG>2.0.CO;2)
- ◆ Bossi, J., & Schipilov, A. (2007). Rocas ígneas básicas del Uruguay. Facultad de Agronomía, Montevideo, 1-364.
- ◆ Bourdelle, F., & Cathelineau, M. (2015). Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R<sub>2</sub>+ –Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27(5), 617–626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>
- ◆ Bucher, K., & Grapes, R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer*, 53(9), 428 pp.
- ◆ Burns, L.E. (1985). The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south central Alaska: cumulate fractionates of island arc volcanics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 1020-1038. <https://doi.org/10.1139/e85-106>
- ◆ Cambeses, A., Montero, P., Molina, J.F., Hyppolito, T., & Bea, F. (2019). Constraints of mantle and crustal sources and interaction during orogenesis: A zircon SHRIMP U–Th–Pb and O isotope study of the ‘calc-alkaline’ Brovales pluton, Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan Belt. *Lithos*, 324–325, 661–683. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.037>
- ◆ Castro Dorado, A. (2015). Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. *Paraninfo*, 260 pp.
- ◆ Cárdenas-Párraga, J., García-Casco, A., Proenza, J.A., Harlow, G.E., Blanco-Quintero, I.F., Lázaro, C., Villanova de Benavent, C., & Núñez Cambra, K. (2017). Trace-element geochemistry of transform-fault serpentinite in high-pressure subduction mélanges (eastern Cuba): Implications for subduction initiation. *International Geology Review*, 59(16), 2041-2064. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1308843>
- ◆ Clark, D.A. (1999). Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30, 5–26. <https://doi.org/10.1071/EG999005>
- ◆ Chakraborti, T.M., Ray, A., & Deb, G.K. (2016). Computation of parent magma compositions of a layered gabbro suite around Kuliana, Orissa, eastern India: Implications for magmatic evolution and paleotectonic setting. *Journal of Geology*, 124(6), 723–741. <https://doi.org/10.1086/688607>
- ◆ Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Pesce, A., & McNaughton, N.J. (2016). Zircon and Titanite U–Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Río de la Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, 58(5), 643–652. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1110503>
- ◆ Condie, K.C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79(3-4), 491-504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- ◆ Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1979). The interpretation of the igneous rocks. *Allen & Unwin*, 1-451 p, London.
- ◆ Cruciani, G., Franceschelli, M., Groppo, C., Brogioni, N., & Vaselli, O. (2008). Formation of clinopyroxene + spinel and amphibole + spinel symplectites in coronitic gabbros from the Sierra de San Luis (Argentina): A key to post-magmatic evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(7), 759–774. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00786.x>
- ◆ Czamanske, G.K., & Wones, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, the mafic silicates<sup>1</sup>. *Journal of Petrology*, 14(3), 349–380. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.349>
- ◆ Dalla Salda, L.H. (1981). El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 29–43.
- ◆ Davis, F.A., Humayun, M., Hirschmann, M.M., & Cooper, R.S. (2013). Experimentally determined mineral/melt partitioning of first-row transition elements (FRTE) during partial melting of peridotite at 3 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, 232-260. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.009>.
- ◆ Debon, F., & Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations:

principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111, 493–510.

- ◆ Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1962). *Rock Forming Minerals*. 2° edición. London, Longmans, 2.
- ◆ Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2° edición. London, England (Longman Scientific & Technical), *Mineralogical Magazine*, 696 pp. <http://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.385.20>
- ◆ Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals*, 3° edición. London, England: *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*, 505 pp. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- ◆ De Hoog, J.C. M., Gall, L., & Cornell, D.H. (2010). Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1–4), 196–215. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.017>
- ◆ Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96–127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>
- ◆ Dessimoz, M., Müntener, O., & Ulmer, P. (2012). A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 567–589. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0685-5>
- ◆ Dick, H.J.B. (1989). Abyssal peridotites, very slow spreading ridge and ocean ridge magmatism. En: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society, London, Special Publication*, 42, 71–105.
- ◆ Dick, H.J.B., & Bullen, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1), 54–76. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>
- ◆ Dilek, Y., Furnes, H., & Shallo, M. (2008). Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 174–209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.026>
- ◆ Downes, H. 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *Journal of Petrology*, 42(1), 233–250. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.1.233>
- ◆ Elthon, D. (1987). Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 658–682. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00658>.
- ◆ Feng, W., & Zhu, Y. (2018). Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic rocks in the north Tianshan ophiolite: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Lithos*, 318–319, 124–142. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.012>
- ◆ Fleet, M.E., & Barnett, R.L. (1978). Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury, Ontario. *The Canadian Mineralogist*, 16(4), 527–532.
- ◆ Franz, G., & Liebscher, A. (2004). Physical and chemical properties of the epidote minerals – an Introduction. En: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), *Epidotes*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56, 1–82. <https://doi.org/10.1515/9781501509599-004>
- ◆ Franz, L., & Wirth, R. (2000). Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): Evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3), 283–295. <https://doi.org/10.1007/s004100000188>
- ◆ Frost B.R. & Beard J.S. (2007). On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology*, 48, 1351–1368. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm021>
- ◆ Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., & Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- ◆ Frost, B.R., Chamberlain, K.R., & Schumacher, J.C. (2001). Spinel (titanite): Phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172(1–2), 131–148. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00240-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00240-0)
- ◆ Frost, B.R., & Frost, C.D. (2013). *Essentials of Igneous and Metamorphic petrology*. Cambridge University Press, 303pp.

- ◆ Foley, S.F., Prelevic, D., Rehfeldt, T., & Jacob, D.E. (2013). Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 363, 181–191. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.025>
- ◆ Foster, M.D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *USGS Prof. Paper*, 354, 11–48.
- ◆ Fumagalli, P., & Klemme, S. (2015). Mineralogy of the Earth: Phase Transitions and Mineralogy of the Upper Mantle. En: *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, Elsevier, Oxford. *Earth Systems and Environmental Sciences*, 2, 7–31. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00052-X>
- ◆ Furnes, H., & Safonova, I. (2019). Ophiolites of the Central Asian Orogenic Belt: Geochemical and petrological characterization and tectonic settings. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1255–1284. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.007>
- ◆ Gaetani, G.A., Grove, T.L., & Bryan, W.B. (1993). The influence of the water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365, 332–334. <https://doi.org/10.1038/365332a0>
- ◆ Gallien, F., Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Bjerg, E., Delpino, S., & Castro De Machuca, B. (2012). On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro-granulite transition, Valle Fértil-La Huerta Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(3), 281–302. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00967.x>
- ◆ Gahlan, H.A., & Arai, S. (2007). Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102(2), 69–85. <https://doi.org/10.2465/jmps.060212>
- ◆ Gahlan, H.A., Arai, S., Abu El-Ela, F.F., & Tamura, A. (2012). Origin of wehrlite cumulates in the Moho transition zone of the Neoproterozoic Ras Salatit ophiolite, Central Eastern Desert, Egypt: crustal wehrlites with typical mantle characteristics. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 225–241. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0669-5>
- ◆ Gaines, R.V., Skinner, H.C.W., Foord, E.E., Mason, B., Rosenzweig, A., & King, V.T. (1997). Dana’s new mineralogy oxides – class 7: multiple oxides. *Wiley*, New York, pp 292–331.
- ◆ Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A., & Mogessie, A. (2013). Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. *Geologica Acta*, 11(2), 133–148. <https://doi.org/10.1344/105.000001836>
- ◆ Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, 428pp.
- ◆ Glazner, A. F., & Johnson, B. R. (2013). Late crystallization of K-feldspar and the paradox of megacrystic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 777–799. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0914-1>
- ◆ Gray, W., Glazner, A.F., Coleman, D.S., & Bartley, J.M. (2008). Long-term geochemical variability of the Late Cretaceous Tuolumne Intrusive Suite, central Sierra Nevada, California. *Geological Society London Special Publications*, 304(1), 183–201. <http://dx.doi.org/10.1144/SP304.10>
- ◆ Haggerty, S.E. (1991) Oxide mineralogy of the upper mantle. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 355–416.
- ◆ Haldar, S. K. (2020). *Introduction to mineralogy and petrology*. Elsevier.
- ◆ Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R. F., Schumacher, J.C., & Welch, M.D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11–12), 2031–2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- ◆ Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J., & Hofmann, A.W. (2001). Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410(6829), 677–681. <https://doi.org/10.1038/35070546>
- ◆ Henry, D.J., Guidotti, C.V., & Thomson, J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3), 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- ◆ Herzberg, C.T. (1978). Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica*

*Acta*, 42(7), 945-957. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90284-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90284-3)

- ◆ Herzberg, C. (2011). Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins, *Journal of Petrology*, 52(1), 113–146. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq075>
- ◆ Herzberg, C., Condie, K., & Korenaga, J. (2010). Thermal history of the Earth and its petro- logical expression. *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>
- ◆ Hodel, F., Macouin, M., Trindade, R.I.F., Araujo, J.F.D.F., Respaud, M., Meunier, J.F., Cassayre, L., Rousse, S., Drigo, L., & Schorne-Pinto, J. (2020). Magnetic Properties of Ferritchromite and Cr-Magnetite and Monitoring of Cr-Spinels Alteration in Ultramafic and Mafic Rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(11). <https://doi.org/10.1029/2020GC009227>
- ◆ Hodel, F., Macouin, M., Triantafyllou, A., Carlut, J., Berger, J., Rousse, S., Ennih, N., & Trindade, R.I.F. (2017). Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, 300, 151–167. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.005>
- ◆ Hyndman, R.D., & Peacock, S.M. (2003). Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3–4), 417–432. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00263-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00263-2)
- ◆ Irvine, T.N. (1965). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2, 648–672.
- ◆ Irvine, T.N. (1967). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 71–103.
- ◆ Irvine, T.N. (1982). Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23: 127-163. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.2.127-a>
- ◆ Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- ◆ Jaques, A.L., & Green, D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287–310 (1980). <https://doi.org/10.1007/BF00381447>
- ◆ Jiang, C.Y., & An, S.Y. (1984). On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1–9. <https://doi.org/10.19719/j.cnki.1001-6872.1984.03.001>
- ◆ Johannes, M. (1978). Melting of plagioclase in the system Ab–An– H<sub>2</sub>O at PH<sub>2</sub>O= 5 kbar, an equilibrium problem. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 295–303. <https://doi.org/10.1007/BF00373413>
- ◆ Johnson, B.R., & Glazner, A. F. (2010). Formation of K-feldspar megacrysts in granodioritic plutons by thermal cycling and late-stage textural coarsening. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(5), 599–619. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0444-z>
- ◆ Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., & Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4), 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- ◆ Kerrick, D.M. (1969). K-feldspar megacrysts from a porphyritic quartz monzonite, central Sierra Nevada, California. *American Mineralogist*, 54, 839–848.
- ◆ Kerrich, R., & Fyfe, W.S. (1981). The gold carbonate association: source of CO<sub>2</sub>, and CO<sub>2</sub> fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chemical geology*, 33(1-4), 265-294. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90104-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90104-2)
- ◆ Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B.S., & Ling, K.G. (2012). Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, 53(2), 235–270. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr058>
- ◆ Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., & Griffen, D.T., (1997). Compositional variations in titanite. *GSA Abstracts with*

programs, 29(6), 402.

- ◆ Kvassnes, A.J.S., Grove, T.L. (2008). How partial melts of mafic lower crust affect ascending magmas at oceanic ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 49–71. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0273-x>
- ◆ Lafuente, B., Downs, R.T., Yang, H., & Stone, N. (2015). The power of databases: The RRUFF project. En: *Highlights in Mineralogical Crystallography*. <https://doi.org/10.1515/9783110417104-003>
- ◆ Larocque J, & Canil D. (2010). The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159, 475–92. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0436-z>
- ◆ Lahaye, Y., & Arndt, N.T. (1996). Alteration of a komatiite flow: Alexo, Ontario, Canada. *Journal of Petrology*, 37, 1261–1284. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1261>
- ◆ Le Bas, M.J. (1962). The Caledonian Granites and Diorites of England and Wales. En Sutherland, D.S., Ed., *Igneous Rocks of the British Isles*, Wiley, Chichester, 191-201.
- ◆ Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., & Bateman, P. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (2nd ed.). Cambridge: *Cambridge University Press*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- ◆ Le Roux, V., Dasgupta, R., & Lee, C.T. (2011). Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: Constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4), 395-408. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.014>.
- ◆ Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M. (1982). Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleovolcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- ◆ Lissenberg, C.J., & Dick, H.J. (2008). Melt–rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 311-325. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.023>
- ◆ Liou, J.G. (1973). Synthesis and Stability Relations of Epidote, Ca<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>FeSi<sub>3</sub>O<sub>12</sub> (OH). *Journal of Petrology*, 14(3), 381–413. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.3.381>
- ◆ Locock, A.J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, 62, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- ◆ Mason, B. (1992). Victor Moritz Goldschmidt: father of modern geochemistry, San Antonio, Tex, *Geochemical Society*.
- ◆ Matsumoto, I., & Arai, S. (2001). Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Mineralogy and Petrology*, 73, 305-323. <https://doi.org/10.1007/s007100170004>
- ◆ McDonough, W.F., & Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- ◆ McSween Jr., H.Y., & Huss, G.R. (2010). *Cosmochemistry*, Cambridge, *Cambridge University Press*, 568 pp.
- ◆ Medaris Jr, L.G. (1972). High-pressure peridotites in southwestern Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 83(1), 41-58. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[41:HPISO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[41:HPISO]2.0.CO;2).
- ◆ Meyer, P. S., Dick, H. J. B., & Thompson, G. (1989). Cumulate gabbros from the southwest Indian Ridge, 54°S–7°160E: implications for magmatic processes at slow spreading ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103:44–63. <https://doi.org/10.1007/BF00371364>
- ◆ Miyashiro, A. (1978). Nature of Alkaline Volcanic Rock Series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-104. <https://doi.org/10.1007/BF00376089>
- ◆ Molina, J.F., Scarrow, J.H., Montero, P.G., & Bea, F. (2009). High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma

- chemistry: Evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1), 69–98. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4>
- ◆ Morimoto, N. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- ◆ Moussa, H.E., Mubarak, H.S., Azer, M.K., Surour, A.A., Asimow, P.D., & Kabesh, M.M.L. (2022). Multistage petrogenetic evolution of Neoproterozoic serpentinized ultramafic rocks and podiform chromitites at Hagar Dungash, Eastern Desert of Egypt. *Precambrian Research*, 369, 106507. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106507>
- ◆ Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., & Ben Ohoud, M. (2005). Discrimination entre biotites magmatiques primaires, biotites rééquilibrées et biotites néoformées. *Comptes Rendus - Geoscience*, 337(16), 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- ◆ Nespolo, M. (2020). Pyroxenes. *Encyclopedia of Geology*, 1, 287–296.
- ◆ O'Neill, H.S.C. (1981). The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(2), 185–194. <https://doi.org/10.1007/BF00636522>
- ◆ Ogilvie, P., & Gibson, R.L. (2017). Arrested development-A comparative analysis of multilayer corona textures in high-grade metamorphic rocks. *Solid Earth*, 8(1), 93–135. <https://doi.org/10.5194/se-8-93-2017>
- ◆ Okrusch, M., & Frimmel, H.E. (2020). Mineralogy: An Introduction to Minerals, Rocks, and Mineral Deposits. *Mineralogy*. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-57316-7>
- ◆ Oyhançabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 201–220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- ◆ Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., & Harris, K.L. (1995). An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 420–432. <https://doi.org/10.1007/s004100050024>
- ◆ Parlak, O., Bağcı, U., Rızaoğlu, T., Ionescu, C., Önal, G., Höck, V., & Kozlu, H. (2020). Petrology of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Göksun (Kahramanmaraş) ophiolite, southeast Turkey. *Geoscience Frontiers*, 11(1), 109–128. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.11.004>
- ◆ Passchier, C.W. (1990). Reconstruction of deformation and flow parameters from deformed vein sets. *Tectonophysics*, 180(2-4), 185–199. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90307-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90307-T)
- ◆ Passchier, C.W., & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer, 366 p., Berlin.
- ◆ Pearce, J.A. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. En: Wyman, D.A., Ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Geological Association of Canada, *Short Course Notes*, 12, 79–113.
- ◆ Pearce, J.A. (2008). Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos*, 100, 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- ◆ Pearce, J.A., Barker, P., Edwards, S., Parkinson, I.J. & Leat, P.T. (2000). Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 36–53. <https://doi.org/10.1007/s004100050572>
- ◆ Peccerillo, A., & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- ◆ Petriglieri, J.R., Salvioli-Mariani, E., Mantovani, L., Tribaudino, M., Lottici, P.P., Laporte-Magoni, C., & Bersani, D. (2015). Micro-Raman mapping of the polymorphs of serpentine. *Journal of Raman Spectroscopy*, 46(10), 953–958. <https://doi.org/10.1002/jrs.4695>
- ◆ Pirnia, T., Saccani, E., & Arai, S. (2018). Spinel and plagioclase peridotites of the Nain ophiolite (Central Iran): Evidence

for the incipient stage of oceanic basin formation. *Lithos*, 310–311, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.001>

◆ Polat, A., & Hofmann, A.W. (2003). Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126(3-4), 197–218. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00095-0)

◆ Polat, A., Fryer, B.J., Samson, I.M., Weisener, C., Appel, P.W.U., Frei, R., & Windley, B.F. (2012). Geochemistry of ultramafic rocks and hornblende veins in the Fiskenasset layered anorthosite complex, SW Greenland: Evidence for hydrous upper mantle in the Archean. *Precambrian Research*, 214–215, 124–153. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.11.013>

◆ Putirka, K. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>

◆ Rapalini, A.E., Singer, S., Ré, G.H., Vilas, J.F., Oviedo, E.S. (1998). Relevamiento magnetométrico de la Isla Martín García. II Congreso Geológico Uruguayo *Geología Aplicada*: 407-412. Buenos Aires.

◆ Rapela, C.W., Fanning, C.M., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Spalletti, L., Poiré, D., & Baldo, E. G. (2011). The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: Their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4), 673–690. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.001>

◆ Rapela, C.W., & Baldo, E.G. (2014). El Cratón del Río de la Plata en la provincia de Córdoba. *Geología y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba, Relatorio Del XIX Congreso Geológico Argentino*, 871–880.

◆ Rapela, C.W. & Depetris, P.J. (2016). Geochemistry in Argentina: from pioneers to the present. *Environment Earth Sciences*, 75, 524. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4995-1>

◆ Refai, E., Wassif, N.A., & Shoib, A. (1989). Stability of remanence and paleomagnetic studies of some chromite ores from Barramiya and Allawi occurrences, Eastern Desert, Egypt. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1–2), 151–159. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90091-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90091-5)

◆ Rehfeldt, T., Foley, S.F., Jacob, D.E., Carlson, R.W., & Lowry, D. (2008). Contrasting types of metasomatism in dunite, wehrlite and websterite xenoliths from Kimberley, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(23), 5722–5756. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.08.020>.

◆ Ridolfi, F., & Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877–895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>

◆ Rollinson, H.R. (1993). Using Geochemical Data, Evolution, Presentation, Interpretation. *Longman Scientific & Technical, Oxford/John Wiley*, New York, 1-206.

◆ Rollinson, H.R., & Pease, V. (2021). Using geochemical data: to understand geological processes. *Cambridge University Press*.

◆ Romberg, J. (1894). Petrographische untersuchungen argentinischer gesteine, Ausgefuhrt im mineralogisch-petrographischen Institute der Universitat, Berlin, N, Jahrbunch f, *Min*, BB IX: 293–393.

◆ Rutt, H., & Nicola, J.H. (1974). Raman spectra of carbonates of calcite structure. *Journal of Physics C: Solid State Physics*, 7, 4522–4528. <https://doi.org/10.1088/0022-3719/7/24/015>

◆ Samal, A.K., Datta, S., Pattnaik, J., Kumar, D., & Srivastava, R.K. (2022). Major and trace element geochemistry of olivine from an ENE-trending picrite dyke, genetically linked to the ca. 1.89–1.88 Ga Hampi swarm, western Dharwar craton: Implications for plume induced melting of a mixed peridotite-pyroxenite source. *Geochemistry*, 82(1), 125839. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125839>

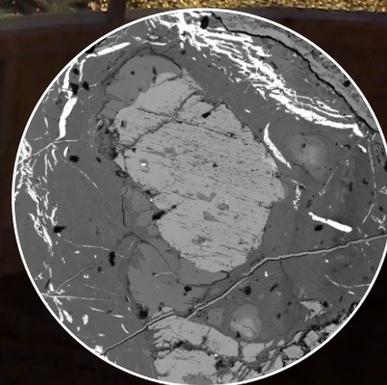
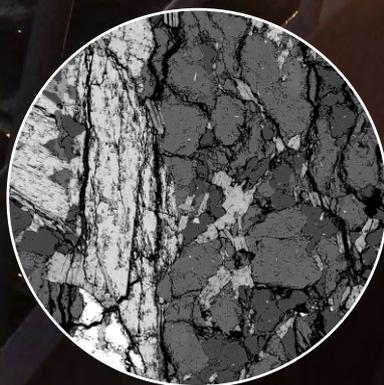
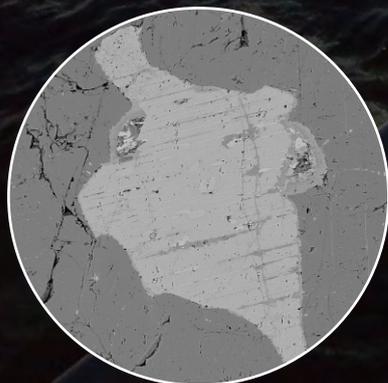
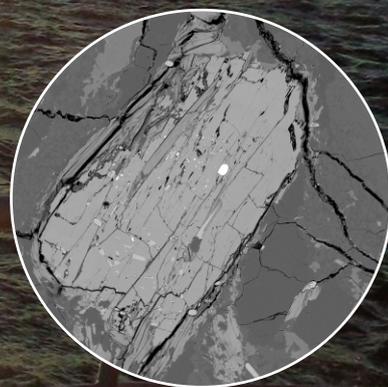
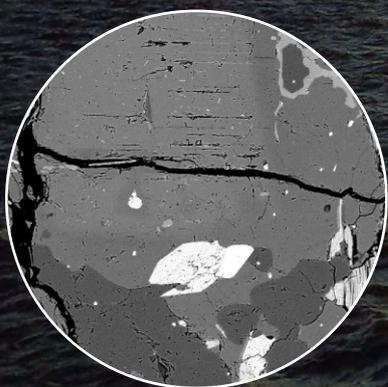
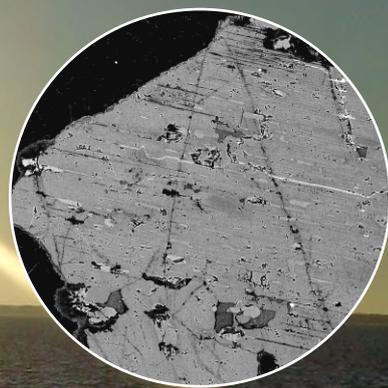
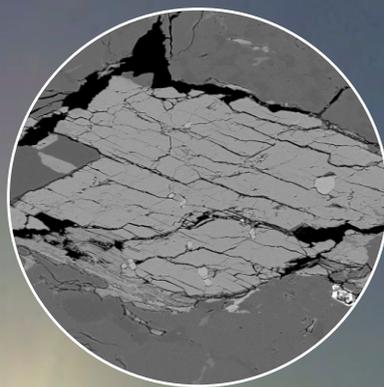
◆ Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., & Greau, Y. (2017). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton, *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>

- ◆ Segal, S., & Crosta, S. (2010). Nuevos aportes al conocimiento de las metaultrabasitas de la Isla Martín García, Argentina. *X Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Universidad Nacional de Río Cuarto, 331-334.
- ◆ Shan, H., Zhai, M., Zhu, X., Santosh, M., Hong, T., & Ge, S. (2016). Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic and geochemical constraints on the origin of the paragneisses from the Jiaobei terrane, North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 214–227. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.003>
- ◆ Smith, J.V., & Brown, W.L. (1988). *Feldspar Minerals*, Springer, Berlín, Heidelberg, 828 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4>
- ◆ Sobolev, N.V., Logvinova, A.M., Zedgenizov, D.A., Pokhilenko, N.P., Malygina, E.V., Kuzmin, D.V., & Sobolev, A.V. (2009). Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia. *Lithos*, 112, 701-713. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.038>.
- ◆ Spandler, C.J., Arculus, R., Eggins, S.M., Mavrogenes, J.A., Price, R.C. & Reay, A.J. (2003). Petrogenesis of the Greenhills Complex, Southland, New Zealand: magmatic differentiation and cumulate formation at the roots of a Permian island-arc volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 703-721. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0424-z>
- ◆ Strunz H. (1941). *Mineralogische Tabellen*. Museo de Mineralogía de la Universidad Friedrich-Wilhelm, Alemania.
- ◆ Sun, S.S., & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- ◆ Szilas, K., van Hinsberg, V., McDonald, I., Næraa, T., Rollinson, H., Adetunji, J., & Bird, D. (2018). Highly refractory Archaean peridotite cumulates: Petrology and geochemistry of the Seqi Ultramafic Complex, SW Greenland. *Geoscience Frontiers*, 9(3), 689–714. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.05.003>
- ◆ Thakurta, J. (2017). Alaskan-type complexes and their associations with economic mineral deposits. En: Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811159-8.00010-X>
- ◆ Tiepolo, M., Tribuzio, R., & Langone, A. (2011). High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52, 1011–1045. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr016>
- ◆ Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285–320. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.285>
- ◆ Tropper, P., Manning, C.E., & Essene, E.J. (2002). The substitution of Al and F in titanite at high pressure and temperature: Experimental constraints on phase relations and solid solution properties. *Journal of Petrology*, 43(10), 1787–1814. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.10.1787>
- ◆ Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., & Wiersma, D.J. (2010). *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer, 322 p.p, Berlin.
- ◆ Tulloch, A.J. (1979). Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(2), 105-117. <https://doi.org/10.1007/BF00371854>
- ◆ Uysal, I., Akmaz, R.M., Kapsiotis, A., Demir, Y., Saka, S., Avci, E., & Mueller, D. (2015). Genesis and geodynamic significance of chromitites from the Orhaneli and Harmancik ophiolites (Bursa, NW Turkey) as evidenced by mineralogical and compositional data. *Ore Geology Reviews*, 65, 26-41. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.08.006>.
- ◆ Velikoslavinskii, S.D., Glebovitskii, V.A., & Krylov, D.P. (2013). Separation between sedimentary and magmatic silicate rocks by discriminant analysis of major element contents. *Doklady Earth Sciences*, 453(1), 1150–1153. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13110238>
- ◆ Vernon, R. (2018). *A Practical Guide to Rock Microstructure* (2da ed.). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108654609>

- ◆ Wager, L., Brown, G. & Wadsworth, W. (1960). Types of Igneous Cumulates. *Journal of Petrology*, 1, 73-85.
- ◆ Wall, F. (2021). Rare Earth Elements. *Encyclopedia of Geology* (2° edición). <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00101-6>
- ◆ Weaver, B.L., & Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310(5978), 575–577. <https://doi.org/10.1038/310575a0>
- ◆ Werner, C. (1987). Saxonian granulites-igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes, en: Gerstenberger H. (Ed.), Contribution to the geology of the Saxonian granulite massif (Sächsisches granulitgebirge). *Zentralinstitut für Isotopen und Strahlenforschung Leipzig-Mitteilungen*, 133, 221–250.
- ◆ White, W.M. (2005). Geochemistry. *John Wiley & Sons Inc.*
- ◆ Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- ◆ Wicks, F.J., & O’Hanley, D.S. (1988). Serpentine minerals: structure and petrology. En: Hydrous Phyllosilicates (other than mica) (S.W. Bailey, editor). *Reviews in Mineralogy*, 19, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 91–168.
- ◆ Winchester, J.A., & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- ◆ Yang, S.H., & Zhou, M.F. (2009). Geochemistry of the w430-Ma Jingbulake mafic-ultramafic intrusion in Western Xinjiang, NM China: implications for subduction related magmatism in the South Tianshan orogenic belt. *Lithos*, 113, 259-273. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.005>
- ◆ Yudovskaya, M.A., Kinnaird, J.A., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., McDonald, I., & Wilson, A.H. (2013). Petrogenesis of the Lower Zone Olivine-Rich Cumulates Beneath the Platreef and Their Correlation with Recognized Occurrences in the Bushveld Complex. *Economic Geology*, 108(8), 1923–1952. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.8.1923>

CAPÍTULO 4:  
TERMOBAROMETRÍA  
DE LAS UNIDADES DEL  
COMPLEJO MARTÍN GARCÍA



#### 4.1 INTRODUCCIÓN

Las variaciones químicas, tanto en la roca total como en minerales, proveen de valiosa información petrogenética. Con el tiempo, la geotermobarometría se ha desarrollado considerablemente para cuantificar condiciones de procesos petrogenéticos (metamórficos, de cristalización y/o emplazamiento de los magmas; [Deer et al. 1992](#)). La termobarometría engloba un conjunto de técnicas basadas en los principios de la termodinámica para determinar la presión y la temperatura a la que se produjeron las reacciones de rocas metamórficas e ígneas ([Roedder 1969](#)). Para llevar a cabo estas técnicas, se requieren de datos de geoquímica de roca total y química mineral dependiendo del tipo de termómetro y/o barómetro a aplicar. Las metodologías pueden agruparse en tres líneas: geotermobarometría convencional (reacciones de *net-transfer* y sustitución catiónica), multireaccional y modelado de equilibrio de fases (*e.g.*, [Powell & Holland 2008](#); [Holland et al. 2018](#)). La termobarometría convencional se ha aplicado extensamente en la petrología ígnea para caracterizar las condiciones P-T de cristalización mientras que el modelado de equilibrios de fases es una de las herramientas más modernas para la estimación de las condiciones de formación de rocas metamórficas, pero además permite modelar procesos metamórficos (*ver* [Powell & Holland 2008](#)). Esta técnica se ha extendido a las rocas ígneas, para modelar la formación de fundidos primarios a partir de la fusión parcial (*e.g.*, [Jenning et al. 2018](#); [García-Arias 2020](#)). Conocer las condiciones P-T de formación de las rocas ígneas y metamórficas es de vital importancia para comprender la historia térmica de cada una de las unidades que conforman la corteza y manto superior y así poder conocer en profundidad los procesos que operaron en los diversos ambientes tectónicos.

En este capítulo, se presentan los resultados obtenidos a través de aproximaciones termobarométricas a partir de la composición geoquímica de roca total y química de las asociaciones minerales de las unidades del Complejo Martín García. Se utilizaron diferentes métodos para determinar las condiciones de cristalización, emplazamiento y/o metamorfismo de las unidades de este complejo. La ubicación de las muestras analizadas se observa en la [Figura 4.1](#) y, a continuación, se indica detalladamente qué datos se utilizaron de cada muestra:

- ◆ Unidad ultrabásica:

-M323: peridotita con serpentización baja-moderada. Química mineral de orto- y clinopiroxenos.

-M69: peridotita con serpentización moderada. Química mineral de orto- y clinopiroxenos.

◆ Unidad básica

-M300: gabro olivínico. Química mineral de orto-, clinopiroxenos y cloritas.

-M51: gabro hornbléndico. Química mineral de cloritas.

◆ Unidad intermedio-ácida

-M55: granodiorita. Química mineral de anfíboles y feldespatos. Geoquímica de roca total.

-M53: granodiorita. Química mineral de anfíboles y feldespatos. Geoquímica de roca total.

-M73: ortogneis tonalítico. Química mineral de anfíboles y feldespatos. Geoquímica de roca total.

-M59: ortogneis tonalítico. Geoquímica de roca total.

-M314: ortogneis tonalítico. Geoquímica de roca total.

-M316: ortogneis tonalítico. Geoquímica de roca total.

-MG201: gneis granodiorítico. Geoquímica de roca total. Santos *et al.* (2017)

-MG203: metadacita. Geoquímica de roca total. Santos *et al.* (2017)

-MG206: gneis cuarzodiorítico. Geoquímica de roca total. Santos *et al.* (2017)

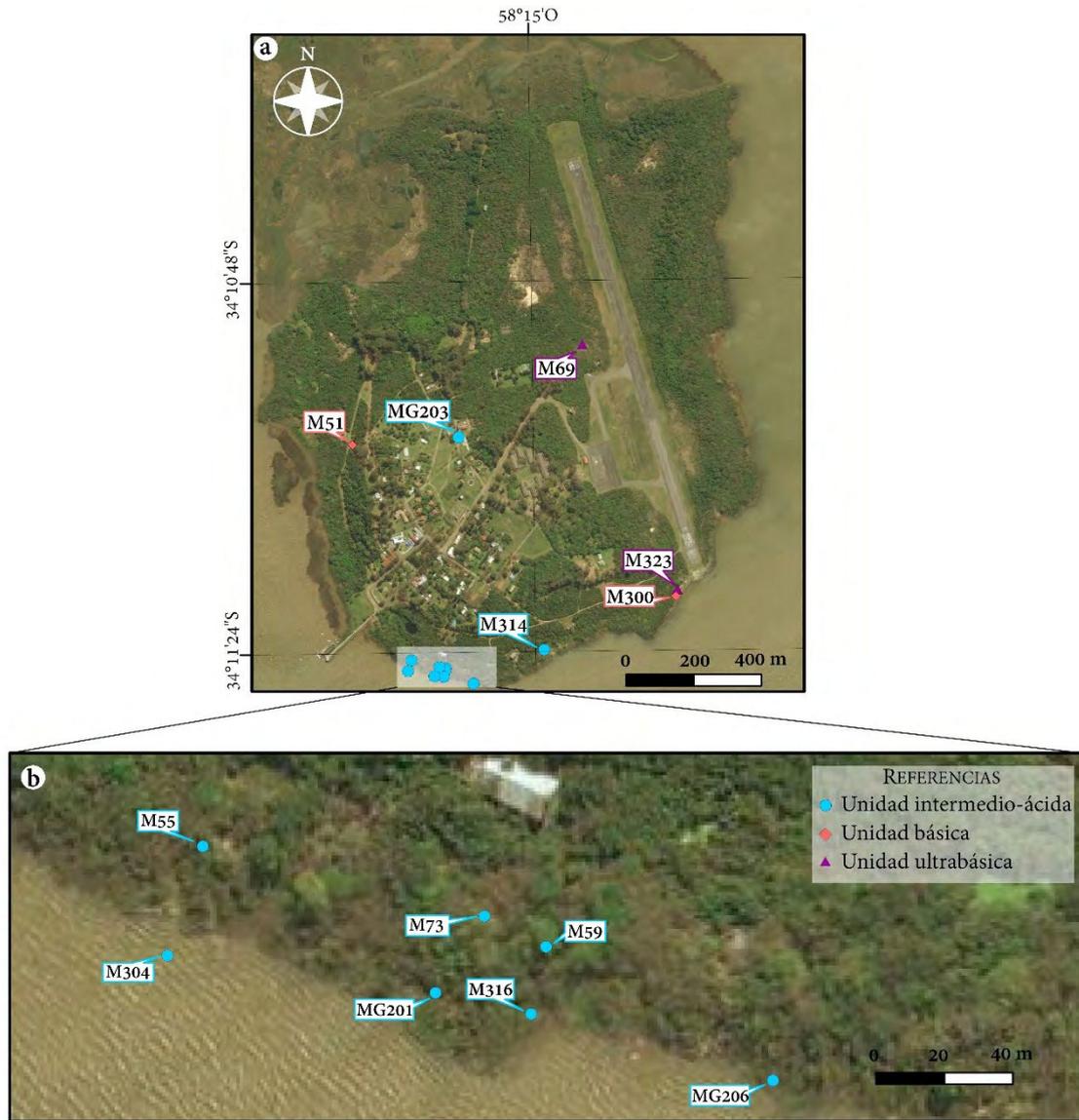


Figura 4.1. a) Mapa de ubicación de las muestras analizadas por distintos termómetros y barómetros. b) Detalle de la costa sur.

#### 4.2 TERMOBAROMETRÍA ANFÍBOL-PLAGIOCLASA Y TERMOBAROMETRÍA ANFÍBOL

La estimación de las condiciones P-T de los pares anfíbol-plagioclasa se realizaron teniendo en cuenta el barómetro propuesto por [Molina et al. \(2015\)](#) y el termómetro de [Holland & Blundy \(1994\)](#). El barómetro empírico se basa en la dependencia de la presión de la partición de Al/Si entre anfíbol y plagioclasa y tiene una precisión de  $\pm 1,5-2,3$  kbar ([Molina et al. 2015](#)). El termómetro de intercambio  $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$  tiene una precisión de  $\pm 40^\circ\text{C}$  ([ver Capítulo 1](#)).

En el caso de los gabros (hornbléndicos y olivínicos), el par anfíbol-plagioclasa no se aplicó para el cálculo de las condiciones de cristalización y/o reacciones subsólidas, debido a que se observó que el anfíbol está reequilibrado, mientras que la plagioclasa preserva composiciones

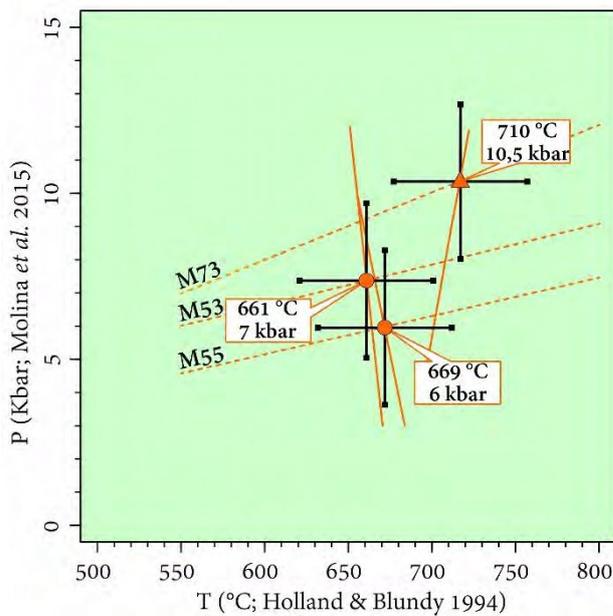
primarias ricas en anortita ( $\sim An_{85}$ ). Para la unidad intermedio-ácida (granodiorita, ortogneis y metadacita) se seleccionaron pares anfíbol-plagioclasa de núcleos y bordes en ortogneis (muestra M73) y granitoides (muestras M53 y M55), con los que se realizaron cálculos termobarométricos. Estos cálculos permiten acotar las condiciones de emplazamiento y/o deformación. Tanto las composiciones de los pares anfíbol-plagioclasa seleccionados, como las temperaturas y presiones calculadas, se pueden observar en los Anexos 4.1-4.6. Los resultados promedio de los cálculos se muestran en el Cuadro 4.1. Luego de un análisis integral de los datos, se pudieron determinar las condiciones de cristalización de los magmas intermedio-ácidos estudiados ya que, en la mayoría de los casos, tanto los anfíboles como las plagioclasas muestran

PARÁMETRO	PRESIÓN				TEMPERATURA			
	Molina <i>et al.</i> (2015)				Holland & Blundy (1994)			
PRECISIÓN	$\pm 1,5-2,3$ kbar				$\pm 40^\circ\text{C}$			
VARIABLE	Prom	sd.	Mín	Máx	Prom	sd.	Mín	Máx
PAR AMP-PL								
	granodiorita (M53)							
53Amp-Pl <sub>1</sub>	8,5	1,58	6,4	10,6	666	0,09	666	666
53Amp-Pl <sub>2</sub>	6,3	0,57	5,6	7,1	616	9,16	601	629
53Amp-Pl <sub>3</sub>	5,4	1,52	3,4	7,5	681	16,46	653	704
53Amp-Pl <sub>4</sub>	4,2	0,55	3,4	4,9	639	15,62	613	661
53Amp-Pl <sub>5</sub>	7,4	1,49	5,4	9,4	689	7,40	676	699
53Amp-Pl <sub>6</sub>	8,2	1,39	6,3	10,0	686	7,40	674	697
53Amp-Pl <sub>7</sub>	8,1	0,86	6,9	9,2	644	10,66	627	659
53Amp-Pl <sub>8</sub>	7,9	1,29	6,2	9,6	660	4,12	653	666
53Amp-Pl <sub>9</sub>	6,4	0,79	5,4	7,5	664	9,23	649	677
53Amp-Pl <sub>10</sub>	6,2	0,80	5,2	7,3	662	9,21	646	675
53Amp-Pl <sub>11</sub>	8,8	1,60	6,7	10,9	667	0,09	667	667
Prom.	7	1	6	9	661	8	648	673
	granodiorita (M55)							
55Amp-Pl <sub>1</sub>	5,0	0,66	4,1	5,9	655	12,04	638	672
55Amp-Pl <sub>2</sub>	5,0	0,60	4,2	5,8	658	12,08	641	676
55Amp-Pl <sub>3</sub>	6,9	1,50	4,9	8,9	670	8,94	657	683
55Amp-Pl <sub>4</sub>	7,3	1,55	5,2	9,3	694	6,93	685	705
Prom.	6	1	5	7	669	10	655	684
	ortogneis tonalítico (M73)							
73Amp-Pl <sub>1</sub>	9,6	2,14	6,7	12,5	697	10,94	682	715
73Amp-Pl <sub>2</sub>	9,9	2,11	7,1	12,7	688	9,90	674	704
73Amp-Pl <sub>3</sub>	9,8	2,08	7,1	12,6	695	12,26	678	715
73Amp-Pl <sub>4</sub>	9,3	1,86	6,8	11,8	725	8,16	714	739
73Amp-Pl <sub>5</sub>	10,0	1,82	7,5	12,4	697	8,94	685	712
73Amp-Pl <sub>6</sub>	8,8	1,76	6,4	11,1	692	3,65	687	698
73Amp-Pl <sub>7</sub>	8,9	2,17	6,0	11,8	724	5,12	717	732
73Amp-Pl <sub>8</sub>	9,8	2,09	7,0	12,6	708	10,55	694	726
73Amp-Pl <sub>9</sub>	10,4	1,76	8,1	12,8	720	18,65	695	751
73Amp-Pl <sub>10</sub>	8,7	1,25	7,0	10,4	724	5,21	717	732
Prom.	10	2	7	12	707	9	694	722

Termobarometría anfíbol-plagioclasa

en general que han preservado sus características químicas primarias. La mejor estimación de las condiciones de P-T se consideró como la intersección entre las isopleas promedio. El ortogneis tonalítico registra condiciones P-T de  $\sim 710^\circ\text{C}-11$  kbar mientras que los metagranitoides condiciones de  $\sim 665^\circ\text{C}$  y 6-7 kbar (Figura 4.2).

**Cuadro 4.1.** Resultados promedio de los cálculos termobarométricos en pares anfíbol-plagioclasa de la unidad intermedio-ácida (muestras M53, M55 y M73).



**Figura 4.2.** Condiciones P-T de cristalización calculadas para los pares anfíbol-plagioclasa de las muestras M73 (ortogneis), M53 y M55 (granodioritas) estimadas a través del barómetro empírico de *Molina et al. (2015)*, representado con la línea punteada, y el termómetro de *Holland & Blundy (1994)* representado con la línea continua.

Por otra parte, se aplicó el barómetro propuesto por *Anderson & Smith (1996)* y el termómetro propuesto por *Putirka (2016)*, teniendo en cuenta la composición del anfíbol. El termómetro se calcula para una presión fija y se basa en el contenido en apfu (normalizados a 23 oxígenos) de Si, Ti, Fe<sub>T</sub> (como FeO) y Na del anfíbol. Como termómetro, se aplicó la ecuación 6 de *Putirka (2016)* utilizando la presión calculada por *Anderson & Smith (1996)*. Otra aproximación fue llevada a cabo mediante la aplicación del termómetro de la ecuación 6 de *Putirka (2016)*, partiendo de la presión calculada según *Mutch et al. (2016)*. En el *Cuadro 4.2*, se pueden observar los valores promedio de los resultados obtenidos según la propuesta de cada autor/es mientras que los resultados completos, se muestran en el *Anexo 4.7*.

En síntesis y como se puede ver en el *Cuadro 4.2*, en las granodioritas, las temperaturas obtenidas fueron de  $\sim 737\text{--}754^\circ\text{C} \pm \sim 17^\circ\text{C}$  según los termómetros de *Putirka (2016)*, y las presiones son de  $3 \pm \sim 0,6$  kbar. En el ortogneis, las temperaturas obtenidas fueron de  $\sim 777\text{--}787^\circ\text{C} \pm \sim 9^\circ\text{C}$  y las presiones de  $\sim 5\text{--}6 \pm \sim 0,5$  kbar.

**Cuadro 4.2.** Temperaturas y presiones promedio calculadas en anfíboles de la unidad intermedio-ácida (muestras M73, M53 y M55).

LITOLOGÍA	MUESTRA	Putirka (2016) <sub>5</sub>		Putirka (2016) <sub>6</sub>		Anderson & Smith (1996)		Mutch et al. (2016)	
		Prom. T (°C)	Sd. 95%	Prom. T (°C)	Sd. 95%	Prom. P (kbar)	Sd. 95%	Prom. P (kbar)	Sd. 95%
ortogneis tonalítico	M73	787	9,7	777	8,4	5	0,4	6	0,7
granodiorita	M53	740	19,0	737	16,7	3	0,6	3	0,7
granodiorita	M55	754	16,7	749	14,7	3	0,5	3	0,5

Termobarometría en anfíbol

En relación con las condiciones P-T, se observaron ciertas tendencias en la composición de los anfíboles, especialmente en elementos de mayor interés petrogenético. En lo que respecta al Si, se observa una correlación lineal negativa de todos los anfíboles analizados con la temperatura, fenómeno que ya ha sido observado en diversas investigaciones (e.g., Spear 1980, Laird & Albee 1981). Esta correlación no resulta ser un termómetro confiable, pero es un recurso sencillo para ilustrar las variaciones térmicas (Figura 4.3a). Lo mismo sucede con la presión (Figura 4.3b). El Ti presenta un comportamiento levemente disperso, disminuyendo la concentración hacia el aumento de temperatura y presión calculadas (Figuras 4.3c y d).

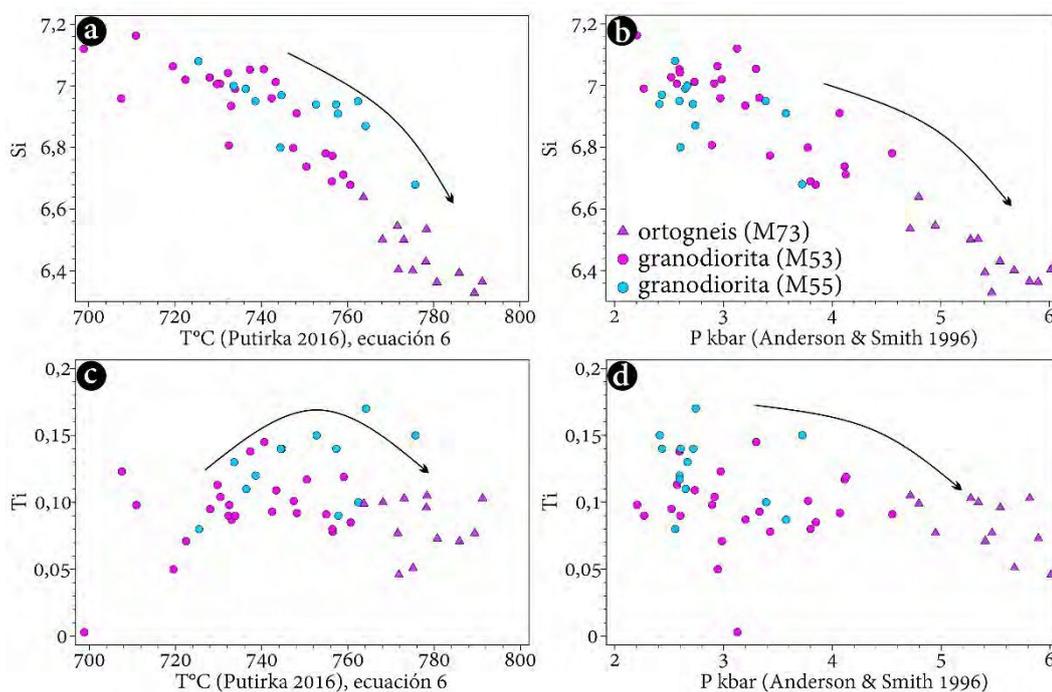


Figura 4.3. Variaciones composicionales del Si y Ti en los anfíboles analizados según las a-c) temperaturas (Putirka 2016) y b-d) presiones (Anderson & Smith 1996) calculadas.

### 4.3 TERMOMETRÍA EN ROCA TOTAL

En base a los datos de geoquímica de roca total obtenidos (ver Capítulo 3.2), se realizaron cálculos termométricos en la unidad intermedio-ácida, utilizando muestras de ortogneis (M73, M59, M304, M314 y M316) y granodiorita (M55). Además, se incluyeron las muestras M201 (granodiorita) y MG203 y MG206 (ortogneises) publicadas por Santos *et al.* (2017). Los termómetros aplicados fueron el de saturación de circón de Watson & Harrison (1983) y Boehnke *et al.* (2013), el de saturación de apatita de Harrison & Watson (1984) y el de partición de Mg en el líquido según Molina *et al.* (2015). Para el termómetro de saturación en circón, se han obtenido temperaturas homogéneas y no hay diferencias significativas entre los ortogneises y los granitoides, variando entre 726 y 781 °C (~759°C) según Watson & Harrison (1983) y entre 654 y 725 °C (~696°C) según Boehnke *et al.* (2013). El termómetro de saturación en apatita varía entre 864 y 957 (~912°C) mientras que el termómetro de partición de Mg en líquido sugiere temperaturas de 930 y 982°C (~959°C). En el Cuadro 4.3 se pueden observar todos los datos obtenidos.

	LITOLOGÍA	MUESTRA	Saturación en circón		Saturación en apatita	Partición de Mg en líquido
			Watson & Harrison (1983)	Boehnke <i>et al.</i> (2013)	Harrison & Watson (1984)	Molina <i>et al.</i> (2015)
Termometría en roca total	ortogneis tonalítico	M73	770	710	941	952
	ortogneis tonalítico	M59	763	699	910	958
	ortogneis tonalítico	M304	753	688	922	982
	ortogneis tonalítico	M314	726	654	872	967
	ortogneis tonalítico	M316	754	686	908	977
	metadacita	MG203	781	725	926	949
	gneis cuarzodiorítico	MG206	750	689	864	975
		<i>prom.</i>	757	693	906	965
	<i>Parámetros calculados</i>	<i>sd. 95%</i>	17	22	28	13
		<i>Mín</i>	726	654	864	949
	<i>Máx</i>	781	725	941	982	
Termometría en roca total	granodiorita	M55	766	705	913	930
	gneis granodiorítico	MG201	768	713	957	941
		<i>prom.</i>	767	709	935	936
	<i>Parámetros calculados</i>	<i>sd. 95%</i>	1	6	31	7
		<i>Mín</i>	766	705	913	930
		<i>Máx</i>	768	713	957	941

**Cuadro 4.3.**  
Temperaturas obtenidas según los termómetros basados en geoquímica de roca total de la unidad intermedio-ácida.

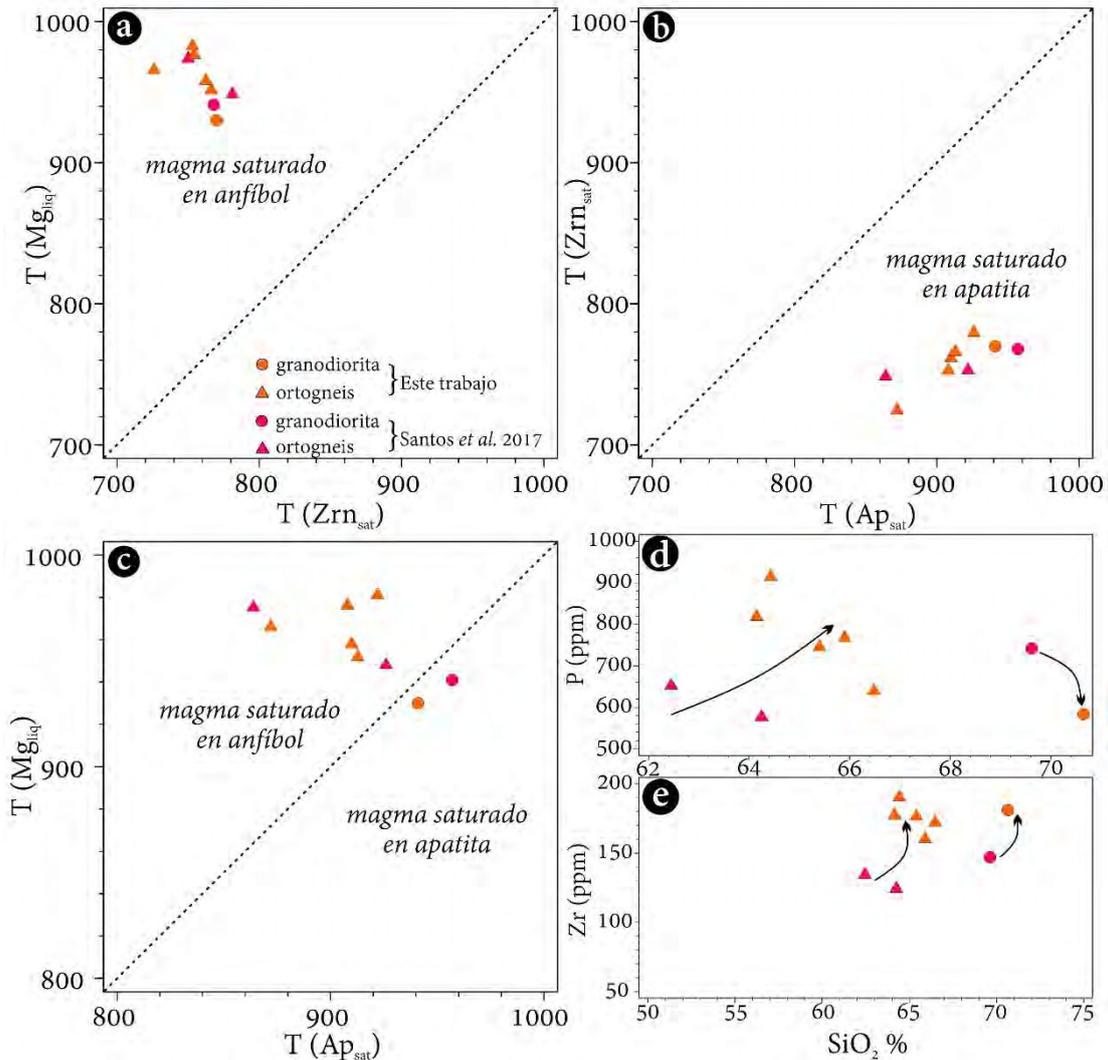


Figura 4.4. a)  $T^{\circ} Zrn_{sat}$  vs.  $T^{\circ} Mg_{liq}$  ( $^{\circ}C$ ). b)  $T^{\circ} Zrn_{sat}$  vs.  $T^{\circ} Ap_{sat}$  c)  $T^{\circ} Mg_{liq}$  vs.  $T^{\circ} Ap_{sat}$ . Contenidos de d) P (ppm) y e) Zr (ppm) de roca total vs.  $SiO_2$  (% en peso). Las flechas negras indican el enriquecimiento de P y Zr respectivamente.

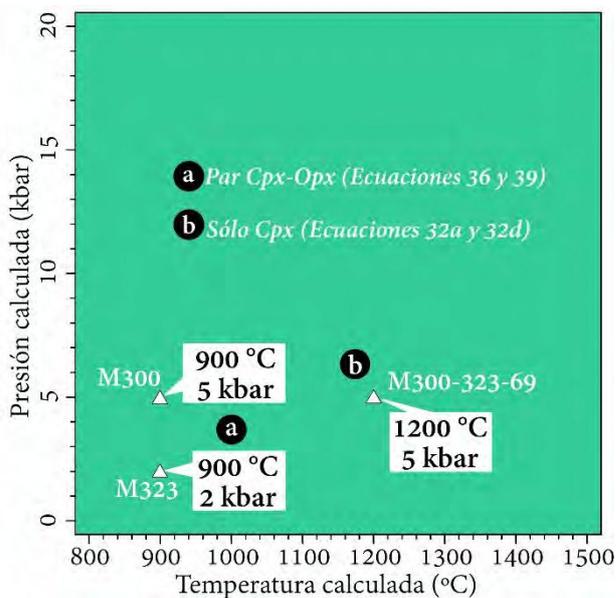
#### 4.4 TERMOBAROMETRÍA A PARTIR DEL CLINOPIROXENO Y EL PAR ORTOPIROXENO-CLINOPIROXENO

El equilibrio del intercambio de los componentes jadeíta ( $NaAlSi_2O_6$ )-diópsido/hedenbergita [ $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ ] entre el líquido y el clinopiroxeno es sensible a la temperatura mientras que el equilibrio constante de la jadeíta es más sensible a la presión resultando un eficaz termobarómetro en clinopiroxeno (Putirka *et al.* 1996 y referencias allí citadas). Por otra parte, de la partición enstatita-ferrosilita [ $(Mg,Fe)Si_2O_6$ ] y su equilibrio con clinopiroxeno, se basó el termobarómetro ortopiroxeno-clinopiroxeno (Putirka 2008).

Se calcularon condiciones P-T en una muestra de gabro olivínico (M300) y en dos muestras de peridotitas (M69 y M323). Los resultados completos y composiciones de los

piroxenos utilizados se muestran en los [Anexos 4.10-4.19](#). Para estos cálculos, se aplicaron barómetros y termómetros dependientes de la composición de cristales de clinopiroxeno y de las composiciones de cristales de clinopiroxeno con exsolución de ortopiroxeno (ver [Capítulo 3, Apartado 3.3.3](#)), todos propuestos por [Putirka \(2008\)](#).

Por un lado, se aplicó el termómetro (ecuación 36) y el barómetro (ecuación 39) en pares clinopiroxeno-ortopiroxeno del gabro olivínico (muestra M300) y se obtuvieron condiciones de  $\sim 900^{\circ}\text{C}$ -5 kbar ([Figura 4.5a](#)) mientras que en las peridotitas (muestras M69 y M323) se obtuvieron condiciones de  $\sim 900^{\circ}\text{C}$ -2 kbar ([Figura 4.5a](#)). Por otra parte, se aplicó el barómetro de la [ecuación 32a](#) y el termómetro de la [ecuación 32d](#) en clinopiroxeno. En el gabro olivínico (muestra M300), se seleccionaron clinopiroxenos con contenidos de  $\text{Al}^{\text{VI}} > 0,03$  apfu. De estos, se obtuvieron condiciones de  $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ -5 kbar ([Figura 4.5b](#)) mientras que en la peridotita (muestras M323 y M69), se obtuvieron condiciones similares de  $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ -5 kbar ([Figura 4.5b](#)).



**Figura 4.5.** Condiciones P-T de cristalización y reequilibrio calculadas de la peridotita (muestras M323 y M69) y el gabro olivínico (muestra M300) para a) el par clinopiroxeno-ortopiroxeno y b) clinopiroxeno según [Putirka \(2008\)](#).

#### 4.5 TERMOMETRÍA EN CLORITAS

Los termómetros empíricos en cloritas se basan principalmente en la sustitución de Tschermak y las vacantes octaédricas que exhiben un comportamiento sistemático con la variación de la temperatura (e.g., [Cathelineau & Nieva 1985](#), [Jowett 1991](#)), en series de baja presión (e.g., [Vidal et al. 2001](#)).

En las cloritas de las muestras M300 y M51, descritas en el capítulo anterior (ver [Capítulo 3, Apartado 3.3.8](#)), se aplicaron termómetros empíricos calculados con la hoja de cálculo tomada de [Verdecchia et al. \(2019\)](#), incluyendo el termómetro de [Xie et al. 1997](#)). La lista de temperaturas calculadas se puede observar en el [Cuadro 4.6](#). Las temperaturas obtenidas son

bastante uniformes, con un promedio de  $312\pm 39^\circ\text{C}$  (temperatura promedio con un desvío estándar al 95% de confianza) según el termómetro de Cathelineau (1988),  $310\pm 40^\circ\text{C}$  según Jowett (1991) y  $323\pm 45^\circ\text{C}$  utilizando el de Xie *et al.* (1997).

LITOLOGÍA	MUESTRA	N° ANÁLISIS	Cathelineau	Jowett	T° Xie <i>et al.</i>		
			(1988). * <sup>1</sup>	(1991). * <sup>2</sup>	(1997) * <sup>3</sup>		
Termometría empírica en clorita	gabro olivínico	M300/M1	M300-84	305	298	341	
		M300/M1	M300-85	283	277	321	
		M300/M1	M300-102r	357	353	373	
		M300/M1	M300-103r	361	357	379	
		M300/M1	M300-104r	328	334	282	
		M300/M1	M300-105r	314	322	258	
		M300/M2	M300-48r	316	321	278	
		M300/M2	M300-49r	341	336	365	
		M300/M4	M300-168	294	287	335	
		M300/M6	M300-227	252	247	286	
		M300/M6	M300-228	214	209	247	
		M300/M6	M300-229	296	291	331	
		M300/M6	M300-230	341	335	376	
		M300/M6	M300-231	357	351	389	
		gabro	M51	M51-C1-31	324	324	312
		hornbléndico	M51	M51-C1-32	311	312	300
	<i>Prom.</i>		312	310	323		
	<i>Sd. 95%</i>		39	40	45		
	<i>Mín</i>		214	209	247		
	<i>Máx</i>		361	357	389		

\*<sup>1</sup> Fe Total = FeO (válido para <350° C) (14O)

\*<sup>2</sup> Fe Total = FeO, Si<3.3 apfu, Ca<0.07 apfu. Fe/(Fe+Mg)<0.6 y T° <325° C

\*<sup>3</sup> Fe Total = Fe. Para rocas intermedias y básicas (28O)

**Cuadro 4.6.** Temperaturas obtenidas según termómetros basados en la composición de la clorita de la unidad básica (muestras M300 y M51).

#### 4.6 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS TERMOBAROMÉTRICOS

En base a las diferentes metodologías termobarométricas aplicadas en las distintas unidades, es posible establecer la evolución térmica y bórica del basamento del Complejo Martín García.

Según la **termobarometría en el par anfíbol-plagioclasa**, las granodioritas han cristalizado a temperaturas de  $\sim 665^\circ\text{C}$  y presiones de  $\sim 7$  kbar mientras que los ortogneises alcanzaron temperaturas de  $\sim 710^\circ\text{C}$  y relativamente altas presiones, cercanas a **10,5 kbar**. Como fue interpretado anteriormente (ver Capítulo 3, Apartado 3.2), los granitoides se habrían emplazado de manera simultánea al desarrollo del evento M<sub>1</sub>. De esta manera, las condiciones de presión de este evento estarían acotadas por las del emplazamiento de los granitoides ( $\sim 7$  kbar). Estas condiciones de emplazamiento obtenidas para los granitoides son consistentes con los resultados de la termobarometría en anfíbol ( $\sim 700^\circ\text{C}$ -6 kbar). En el caso del ortogneis, los anfíboles se encuentran reequilibrados en posible respuesta al evento tectono-metamórfico M<sub>1</sub>.

de esta manera, las condiciones obtenidas, cercanas a **700°C** y **8 kbar**, representarían condiciones mínimas para el emplazamiento y cristalización de estos cuerpos.

Los resultados de la **termometría en roca total** para la unidad intermedio-ácida sugieren que la saturación de apatita se ha dado en las etapas tempranas de la cristalización (**Figura 4.4**). El hecho de que las temperaturas de saturación en circón (entre **654** y **781°C**) sean más bajas que las de apatita (**~912° C**) y anfíbol (**~959° C**), puede deberse a que el magma no estaba saturado significativamente en circón (**Figura 4.4**), estableciéndolas como una temperatura mínima del magma. Las altas temperaturas de saturación en apatita (**Harrison & Watson 1984**) y en anfíbol (**Molina et al. 2015**) podrían corresponder a la temperatura de fusión, sugiriendo una fuente cortical profunda y, además, coinciden con las condiciones experimentales expuestas en diversos trabajos (e.g., **Qian & Hermann 2013**) para la génesis de los magmas tipo TTG lo cual será tratado en el Capítulo 6 (ver **Capítulo 6, Apartado 6.2.1**). Según los estudios de **Miller et al. (2003)**, estos corresponderían a granitoides fríos ricos en herencia de Zr (*cold inheritance-rich granitoids*) que involucran biotita y hornblenda, con aporte de fluidos en su génesis. Sin embargo, estos granitoides muestran un aumento de los contenidos de Zr conforme al aumento de la temperatura, otra evidencia de que podrían corresponder a los granitoides calientes y haber provenido de un magma subsaturado en circón. Los resultados sugieren que los magmas tenían altas temperaturas capaces de disolver circones heredados y se encontraban saturados en apatita (**Figura 4.4a-c**) y en anfíbol (**Figura 4.4a-c**). Específicamente se observa que, en el caso de los ortogneises, el magma se encontraba saturado en anfíbol, mientras que en los granitoides lo estaban en apatita (**Figura 4.4c**). Asimismo, los ortogneises tonalíticos datados por **Santos et al. (2017)** son una evidencia indirecta de la alta temperatura del magma que dio origen a estas rocas, no habiéndose observado en sus circones, edades más antiguas que representen herencia (**Miller et al. 2003**).

De la **termobarometría en clinopiroxeno**, se desprende que tanto el gabro olivínico como la peridotita, cristalizaron en condiciones P-T similares (**~1200°C-5 kbar**) sugiriendo un emplazamiento moderadamente profundo similar a los granitoides (ver **Apartado 4.2**). De la **termobarometría en clinopiroxeno-ortopiroxeno**, se obtuvieron condiciones que se asocian a

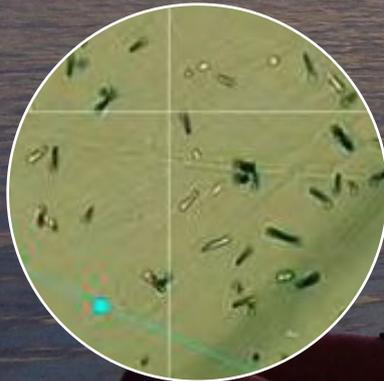
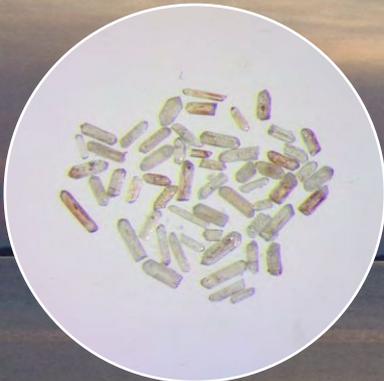
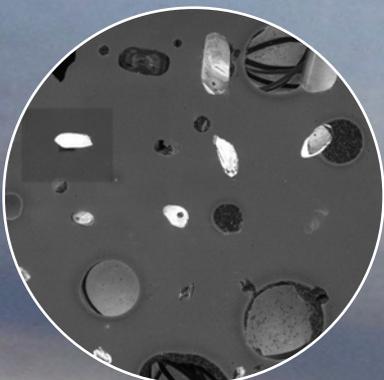
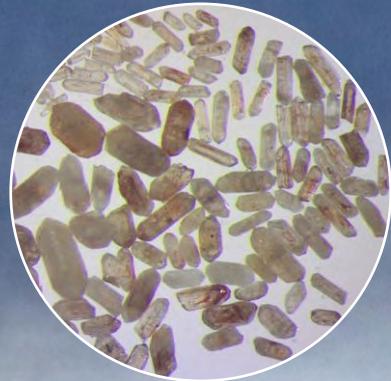
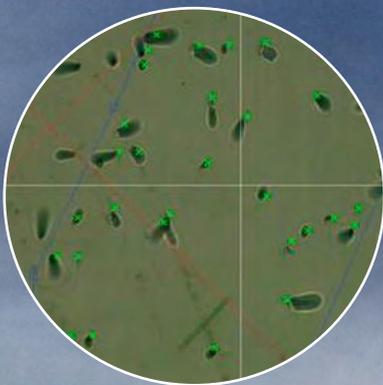
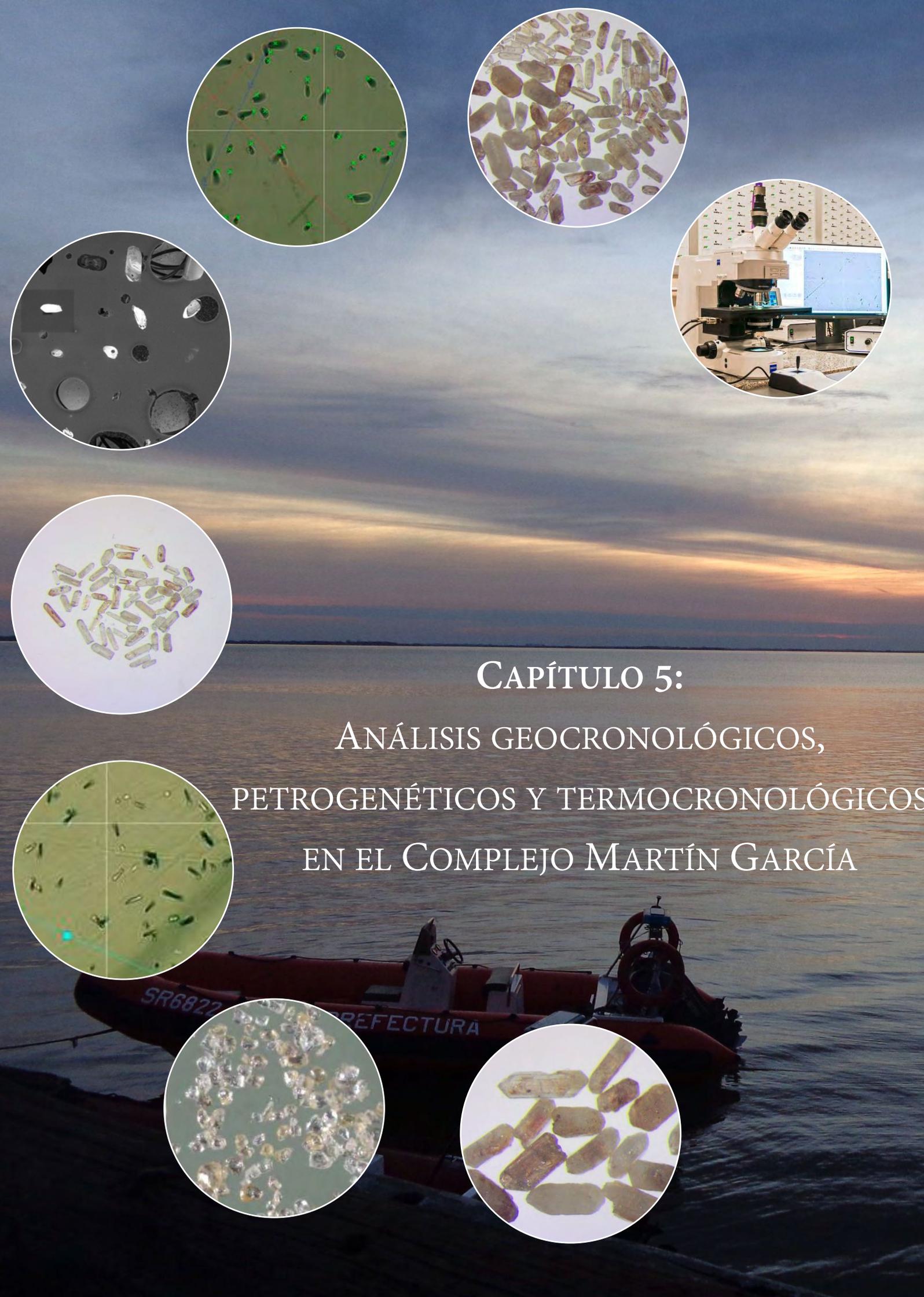
un reequilibrio a  $\sim 900^\circ\text{C}$ -2 kbar en la peridotita mientras que en el gabro olivínico el reequilibrio es de  $\sim 900^\circ\text{C}$ -5 kbar, posiblemente ambos relacionados a la exhumación.

Por último, según la **termometría en clorita**, se pudo definir qué tanto en los gabros hornbléndicos como en los olivínicos, las cloritas se formaron durante un evento tardío de baja temperatura ( $\sim 315^\circ\pm 40^\circ\text{C}$ ), el cual resulta de la retrogradación de anfíboles primarios, que se describió en el capítulo anterior (ver **Capítulo 3, Apartados 3.1, 3.3 y 3.4**).

#### 4.7 REFERENCIAS

- ◆ Anderson, J.L., & Smith, D.R. (1995). The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–599. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- ◆ Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., & Schmitt, A.K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324–334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- ◆ Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- ◆ Cathelineau, M., & Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (México) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235–244. <https://doi.org/10.1007/BF00413350>
- ◆ Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1992). An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd edition. London (Longman Scientific & Technical). *Mineralogical Magazine*, 56(385), 617–619. <http://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.385.20>
- ◆ García-Arias, M. (2020). Consistency of the activity–composition models of Holland, Green, and Powell (2018) with experiments on natural and synthetic compositions: A comparative study. *Journal of Metamorphic Geology*, 38(9), 993–1010. <https://doi.org/10.1111/jmg.12557>
- ◆ Harrison, T.M. & Watson, E.B. (1984). The Behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1467-1477. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90403-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(84)90403-4)
- ◆ Holland, T., & Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- ◆ Holland, T.J.B., Green, E.C.R., & Powell, R. (2018). Melting of peridotites through to granites: A simple thermodynamic model in the system KNCFMASH+T<sub>Cr</sub>. *Journal of Petrology*, 59(5), 881–900. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy048>
- ◆ Jennings, E.S., & Holland, T.J.B. (2015). A simple thermodynamic model for melting of peridotite in the system NCFMASO<sub>Cr</sub>. *Journal of Petrology*, 56(5), 869–892. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv020>
- ◆ Jowett, E. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *Proceedings of the Program with Abstracts*. En: Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists 16, p.
- ◆ Laird, J., & Albee, A.L. (1981). Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281, 127–175. <https://doi.org/10.2475/ajs.281.2.127>

- ◆ Miller, C.F., McDowell, S.M., & Mapes, R.W. (2003). Hot and cold granites: Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529–532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- ◆ Molina, J.F., Moreno, J. A., Castro, A., Rodríguez, C., & Fershtater, G.B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286–305. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- ◆ Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., & Brooker, R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- ◆ Powell, R., & Holland, T.J.B. (2008). On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(2), 155–179. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.x>
- ◆ Putirka, K.D., Johnson, M.C., Kinzler, R.J., & Walker, D. (1996). Thermobarometry of mafic igneous rocks based on pyroxene-liquid equilibria, 0–25 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(43), 658. <https://doi.org/10.1007/s004100050145>
- ◆ Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- ◆ Putirka, K.D. (2016). Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4), 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- ◆ Qian, Q., & Hermann, J. (2013). Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: constraints on adakite and TTG formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, 1195–1224. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0854-9>
- ◆ Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., & Greau, Y. (2017). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>
- ◆ Spear, F.S. (1980). NaSi $\rightleftharpoons$ CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, 72, 33–41. <https://doi.org/10.1007/BF00375566>
- ◆ Verdecchia, S.O., Collo, G., Zandomeni, P.S., Wunderlin, C., & Fehrmann, M. (2019). Crystallochemical indexes and geothermobarometric calculations as a multiproxy approach to P-T condition of the low-grade metamorphism: The case of the San Luis Formation, Eastern Sierras Pampeanas of Argentina. *Lithos*, 324–325, 385–401. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.021>
- ◆ Vidal, O., Parra, T., & Trotet, F. (2001). A thermodynamic model for Fe–Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural polytic assemblages in the 100 to 600 C, 1 to 25 kbar range. *American Journal of Science*, 301, 557–592. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.6.557>
- ◆ Watson, E.B., & Harrison, M. (1983). Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition Effects in a Variety of Crustal Magma Types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- ◆ Xie, X.G., Byerly, G.R., & Ferrell, R.E. (1997). Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: Crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 275–291. <https://doi.org/10.1007/s004100050250>



CAPÍTULO 5:  
ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICOS,  
PETROGENÉTICOS Y TERMOCRONOLÓGICOS  
EN EL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

## 5.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo, se presentan y analizan los resultados de geocronología U-Pb LA-ICP-MS, isótopos de Lu-Hf y Sm-Nd y termocronología con trazas de fisión de las distintas unidades litológicas descritas del Complejo Martín García (ver Capítulo 3, Apartado 3.1). Además, se incluyeron en la discusión los resultados geocronológicos e isotópicos (U-Pb SHRIMP e isótopos Lu-Hf en circones) publicados por Santos *et al.* (2017). La ubicación de las muestras analizadas, propias y de otros/as autores/as, se señala en la Figura 5.1. A continuación se indican detalladamente las metodologías aplicadas a cada muestra:

- ◆ Unidad ultrabásica:
  - M90: peridotita con serpentinización moderada. Geocronología U-Pb LA-ICP-MS e isótopos Lu-Hf en circones e isótopos Sm-Nd en roca total.
  
- ◆ Unidad básica (Santos *et al.* 2017):
  - MG200, 202, 204 y 207: gabros olivínicos. Geocronología U-Pb SHRIMP e isótopos Lu-Hf en la muestra M207.
  - MG205: gábro. Geocronología U-Pb SHRIMP.
  
- ◆ Unidad intermedio-ácida
  - M55: granodiorita. Termocronología con trazas de fisión en apatitas (presente Tesis)
  - 14MG4: ortogneis tonalítico. Cingolani & Uriz (2014, com. pers.). Termocronología con trazas de fisión en apatitas (presente Tesis).
  - MG201: Geocronología U-Pb SHRIMP e isótopos Lu-Hf en gneis granodiorítico (Santos *et al.* 2017).
  - MG203: Geocronología U-Pb SHRIMP en metacita definida y analizada por Santos *et al.* (2017).
  - MG206: Geocronología U-Pb SHRIMP en gneis cuarzodiorítico definido y analizado por Santos *et al.* (2017).

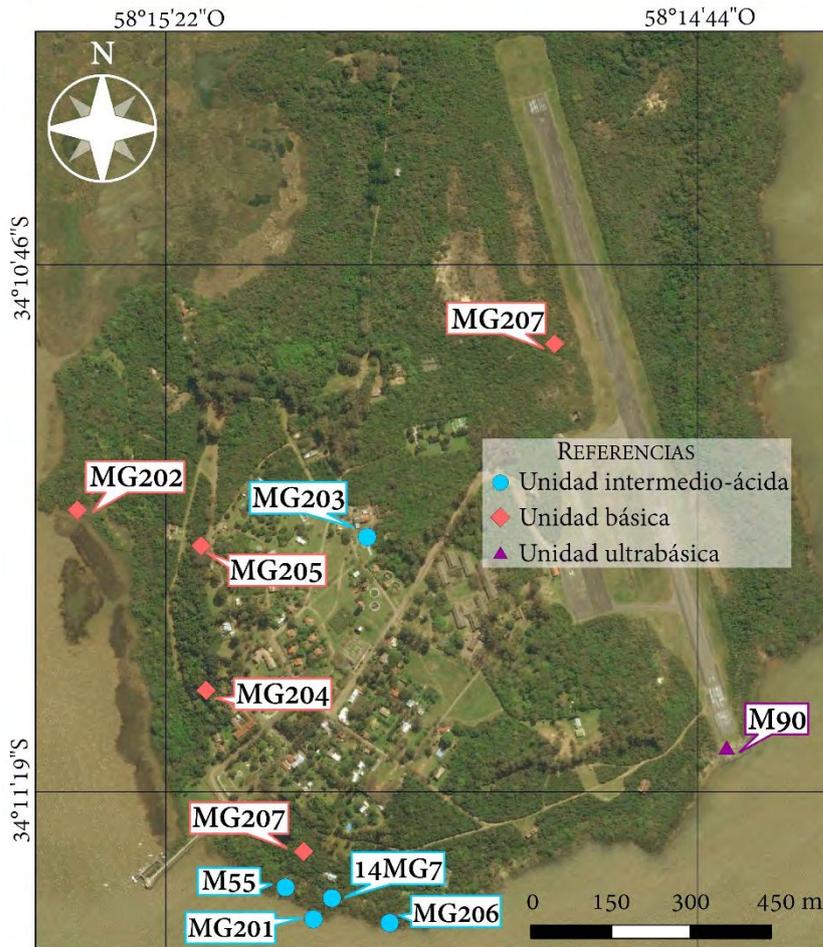


Figura 5.1. Ubicación de las muestras en las que se realizaron análisis geocronológicos, isotópicos y termocronológicos incluidas las muestras analizadas por Santos et al. (2017) que serán mencionadas en la discusión.

### 5.1.1 GEOCRONOLOGÍA U-Pb

El sistema U-Th-Pb radica en sus esquemas de decaimiento independientes y ramificados, además de las propiedades geoquímicas contrastantes de los elementos involucrados. El U y el Th son actínidos, incompatibles y refractarios. Bajo condiciones oxidantes, el U existe como  $U^{6+}$  y puede ser muy móvil mientras que el Pb es ligeramente menos incompatible, calcófilo y existe en varios estados de oxidación (Rollinson & Pease 2021).

Por su parte, minerales accesorios como el circón ( $ZrSiO_4$ ) y la baddeleyita ( $ZrO_2$ ) son comunes en rocas ígneas de composición félsica a máfica. Estos contienen elementos trazas que sustituyen al Zr, entre ellos Hf, Th, U, Y, REE, entre otros (Kylander-Clark 2017). La resistividad química y física del circón hace de este mineral un archivo perfecto de información química y temporal para reconstruir los procesos geológicos en el pasado, utilizando la potencia y resolución temporal de los esquemas de desintegración U-Pb. La baddeleyita es un mineral química y físicamente mucho más frágil. Esta conserva información similar al circón

solo donde está protegido contra la disolución y la fragmentación física, como una inclusión en otros minerales o en una matriz de roca de grano fino o no reactiva (Kylander-Clark 2017). Se considera que las dataciones U-Pb de circón y baddeleyita, para la gran mayoría de los casos y donde podemos suponer un sistema cerrado, reflejan el tiempo de cristalización.

El método U-Pb puntual (SHRIMP, LA-ICP-MS) permite acotar las edades de manera confiable en rocas con historias de cristalización simples o complejas. En estos casos, los análisis se llevan a cabo sobre circones montados en una probeta de resina y caracterizados mediante catodoluminiscencia, con el fin de identificar diferentes etapas de cristalización y/o eventos posteriores y discernir entre zonas con altos y bajos contenidos de U. El uso combinado de las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  permiten evaluar si se han cumplido los supuestos asociados con la temperatura de cierre ( $T_c$ , “cooling age”), aplicado comúnmente a minerales como el circón (Rollinson & Pease 2021). Cuando las muestras que han tenido un historial térmico inalterado se trazan en un gráfico de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  frente a  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , conocido como Wetherill, deben estar proyectados sobre la curva de “concordia”. La curva de concordia es la curva teórica a lo largo de la cual las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  son iguales a lo largo del tiempo, en respuesta a las constantes de decaimiento de isótopos padres. No obstante, el sistema puede ser alterado por deformación y/o temperatura, abriendo el sistema isotópico parcial o totalmente. En el primer caso, hay pérdida de plomo radiogénico (generado por desintegración de isótopos padres) mientras que, en el segundo caso, el “cronómetro” del sistema isotópico es reseteado completamente. Cuando el sistema sufre pérdida de plomo, es posible que una población definida de edades U-Pb de circones definan una trayectoria lineal en un diagrama de concordia, conocida como línea de discordia. Esta línea intercepta en dos puntos a la curva de concordia, conocidos como “Upper intercept” o intersección superior y “Lower intercept” o intersección inferior, generalmente interpretados como la edad de cristalización y la edad de apertura del sistema respectivamente (Rollinson & Pease 2021). Debido a la posible incorporación de plomo común en el sistema isotópico, el cual genera una sobreestimación del contenido de plomo radiogénico por la imposibilidad de diferenciar entre ambos, es necesario aplicar métodos de corrección analítica. En este caso, uno de los métodos

comúnmente utilizados es tener como referencia de corrección el  $^{204}\text{Pb}$  y el  $^{207}\text{Pb}$ , aunque también se utiliza el  $^{208}\text{Pb}$  (e.g., Andersen 2002).

Se seleccionó la muestra **M90** de la **unidad ultrabásica** (peridotita serpentizada; **Figura 5.1**) para la separación de los circones y posterior análisis geocronológico mediante el método U-Pb LA-ICP-MS. Se procesaron 7 kg de muestra y se separaron un total de 37 circones, de los cuales se seleccionaron y analizaron 16, siendo los mejor preservados para el análisis. Los resultados obtenidos (corregidos con el método de  $^{204}\text{Pb}$ ) y parámetros geocronológicos calculados se pueden observar en el **Cuadro 5.1**.

Los circones analizados presentan diferentes tamaños y estructuras internas (**Figura 5.2a-b**), así como valores Th/U entre 0,18 y 1,17 (**Cuadro 5.1**). Se analizó un cristal paleoproterozoico (puntos 4.1 y 5.1): **2049±11** y **2051±12 Ma** (**Figura 5.2a**). Con 4 puntos analizados (6.1, 7.1, 8.1 y 9.1), se pudo calcular una edad de concordia toniana de **997,4±17 Ma** (**Figura 5.2a** y **Figura 5.3a**) con un 95% de confianza (MSWD= 2,6; Probabilidad de concordancia= 0,10) y con 3 puntos analizados (2.1, 16.1 y 17.1), una edad cámbrica (**Figura 5.2a** y **Figura 5.3a-b**) de **513±5,5 Ma** (MSWD= 0,25; Probabilidad de concordancia= 0,62). 15 puntos (1.1, 3.1, 10.1, 11.1, 12.1, 13.1, 14.1, 15.1, 18.1, 19.1, 20.1, 21.1, 22.1, 23.1 y 24.1) fueron desestimados por su alto contenido de Pb común y/o alta discordancia (diferencia entre las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  o  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , se considera en concordia los valores entre 90-110%; **Figura 5.2b**).

**Cuadro 5.1.** Edades U-Pb LA-ICP-MS obtenidas en circón para la muestra M90 del Complejo Martín García.

Punto	RELACIONES ISOTÓPICAS											
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	
<i>Puntos que definen una edad de concordia cámbrica</i>												
2.1	0,6314	0,0164	0,0811	0,0010	0,39	12,3310	0,1448	0,0565	0,0016	0,2224	0,0140	
17.1	0,6394	0,0217	0,0824	0,0008	0,60	12,1310	0,1239	0,0563	0,0020	0,2259	0,0244	
16.1	0,6707	0,0137	0,0841	0,0007	0,19	11,8927	0,0960	0,0578	0,0012	0,1028	0,0263	
<i>Puntos que definen una edad de concordia toniana</i>												
8.1	1,6379	0,0344	0,1623	0,0016	0,86	6,1606	0,0593	0,0732	0,0016	0,1809	0,0406	
7.1	1,6759	0,0313	0,1653	0,0014	0,87	6,0491	0,0527	0,0735	0,0014	0,2332	0,0088	
9.1	1,7180	0,0318	0,1694	0,0015	0,81	5,9024	0,0523	0,0735	0,0014	0,1782	0,0100	
6.1	1,7305	0,0273	0,1704	0,0015	0,83	5,8685	0,0523	0,0737	0,0012	0,2179	0,0082	

*Xenocrystal paleoproterozoico*

4.1	6,5206	0,0784	0,3732	0,0031	0,99	2,6797	0,0225	0,1267	0,0017	0,0934	0,0075
5.1	6,5356	0,0823	0,3760	0,0031	0,99	2,6594	0,0216	0,1261	0,0017	0,1530	0,0180

*Puntos rechazados debido a los contenidos altos de Pb común o alta discordancia*

23.1	0,9379	0,0163	0,1013	0,0007	0,99	9,8748	0,0672	0,0672	0,0014	0,0772	0,0272
20.1	0,7955	0,0335	0,1012	0,0012	0,01	9,8778	0,1128	0,0570	0,0026	0,3255	0,1855
18.1	1,1331	0,0228	0,1257	0,0010	0,98	7,9547	0,0614	0,0654	0,0013	0,2224	0,0576
12.1	1,5388	0,0402	0,1554	0,0011	0,88	6,4364	0,0469	0,0718	0,0018	0,1964	0,0323
22.1	1,7005	0,0217	0,1615	0,0012	0,80	6,1921	0,0443	0,0764	0,0011	0,4654	0,6872
10.1	2,0352	0,0402	0,1860	0,0013	0,93	5,3749	0,0366	0,0793	0,0016	0,2341	0,0774
11.1	1,2179	0,2015	0,0669	0,0032	0,38	14,9571	0,7178	0,1321	0,0193	1,3369	0,1382
15.1	1,0005	0,0189	0,0924	0,0007	0,93	10,8256	0,0815	0,0786	0,0013	0,1242	0,0953
24.1	0,9021	0,0152	0,0930	0,0007	0,01	10,7557	0,0765	0,0704	0,0011	0,1156	0,0550
3.1	0,7927	0,0204	0,0930	0,0009	0,96	10,7512	0,1087	0,0618	0,0016	0,4445	0,0894
19.1	1,1153	0,0501	0,0986	0,0015	0,91	10,1459	0,1557	0,0821	0,0038	0,6233	0,3923
1.1	0,8758	0,0175	0,0990	0,0009	0,79	10,0989	0,0902	0,0641	0,0013	0,1329	0,1150
14.1	1,5708	0,0227	0,1401	0,0008	0,97	7,1398	0,0400	0,0813	0,0012	0,1490	0,0636
13.1	2,7601	0,1273	0,2288	0,0040	0,62	4,3708	0,0755	0,0875	0,0046	0,3271	0,2484
21.1	4,5893	0,0505	0,2808	0,0018	0,99	3,5608	0,0231	0,1185	0,0016	0,3567	0,0599

**Cuadro 5.1 (continuación). Edades U-Pb LA-ICP-MS obtenidas en circón para la muestra M90 del Complejo Martín García.**

EIDADES (Ma)						CONCORDIA (%)		% Pb común	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U
<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U					
<i>Puntos que definen una edad de concordia cámbrica</i>												
503,0	6,0	497,0	10,0	471,0	60,0	101	107	2,92	14,2	92,2	140,9	0,65
511,0	5,0	502,0	14,0	463,0	77,0	102	110	5,86	25,0	182,3	226,2	0,81
520,0	4,0	521,0	8,0	524,0	46,0	100	99	1,76	20,1	83,4	209,5	0,40
<i>Puntos que definen una edad de concordia toniana</i>												
970,0	9,0	985,0	13,0	1019,0	44,0	98	95	3,33	15,2	76,6	65,4	1,17
986,0	8,0	999,0	12,0	1029,0	38,0	99	96	0,47	31,5	106,5	154,3	0,69
1009,0	8,0	1015,0	12,0	1029,0	39,0	99	98	0,54	44,0	145,0	210,4	0,69
1014,0	8,0	1020,0	10,0	1032,0	32,0	99	98	0,93	44,5	174,7	217,5	0,80
<i>Xenocrystal paleoproterozoico</i>												
2044,0	15,0	2049,0	11,0	2053,0	23,0	100	100	3,02	96,1	85,0	262,6	0,32
2058,0	14,0	2051,0	12,0	2044,0	23,0	100	101	3,08	119,5	205,3	341,1	0,60
622,0	4,0	672,0	7,0	843,0	38,0	93	74	0,88	116,9	148,0	824,6	0,18
622,0	7,0	594,0	19,0	491,0	99,0	105	127	0,00	5,5	11,3	53,4	0,21
763,0	6,0	769,0	10,0	786,0	40,0	99	97	0,81	66,0	211,8	419,2	0,51
931,0	6,0	946,0	16,0	981,0	51,0	98	95	2,99	13,3	-1,7	71,4	-0,02
965,0	6,0	1009,0	8,0	1105,0	29,0	96	87	2,36	33,7	136,7	171,6	0,80

1100,0	7,0	1127,0	14,0	1181,0	39,0	98	93	0,00	30,3	87,8	155,4	0,56
417,0	19,0	809,0	69,0	2126,0	232,0	52	20	65,98	3,0	6,4	2,1	3,05
570,0	4,0	704,0	9,0	1161,0	39,0	81	49	0,69	73,2	496,0	522,2	0,95
573,0	4,0	653,0	8,0	939,0	35,0	88	61	0,00	72,2	123,3	617,2	0,20
573,0	6,0	593,0	11,0	668,0	55,0	97	86	46,61	30,4	83,8	95,2	0,88
606,0	9,0	761,0	29,0	1247,0	141,0	80	49	1,23	14,8	63,5	128,5	0,49
609,0	5,0	639,0	9,0	747,0	44,0	95	82	37,15	49,4	75,0	276,9	0,27
845,0	4,0	959,0	9,0	1230,0	29,0	88	69	2,80	45,5	69,0	313,3	0,22
1328,0	21,0	1345,0	34,0	1371,0	102,0	99	97	29,85	2,6	-113,5	-3,9	29,10
1596,0	9,0	1747,0	10,0	1934,0	25,0	91	83	17,37	131,5	1616,6	957,9	1,69

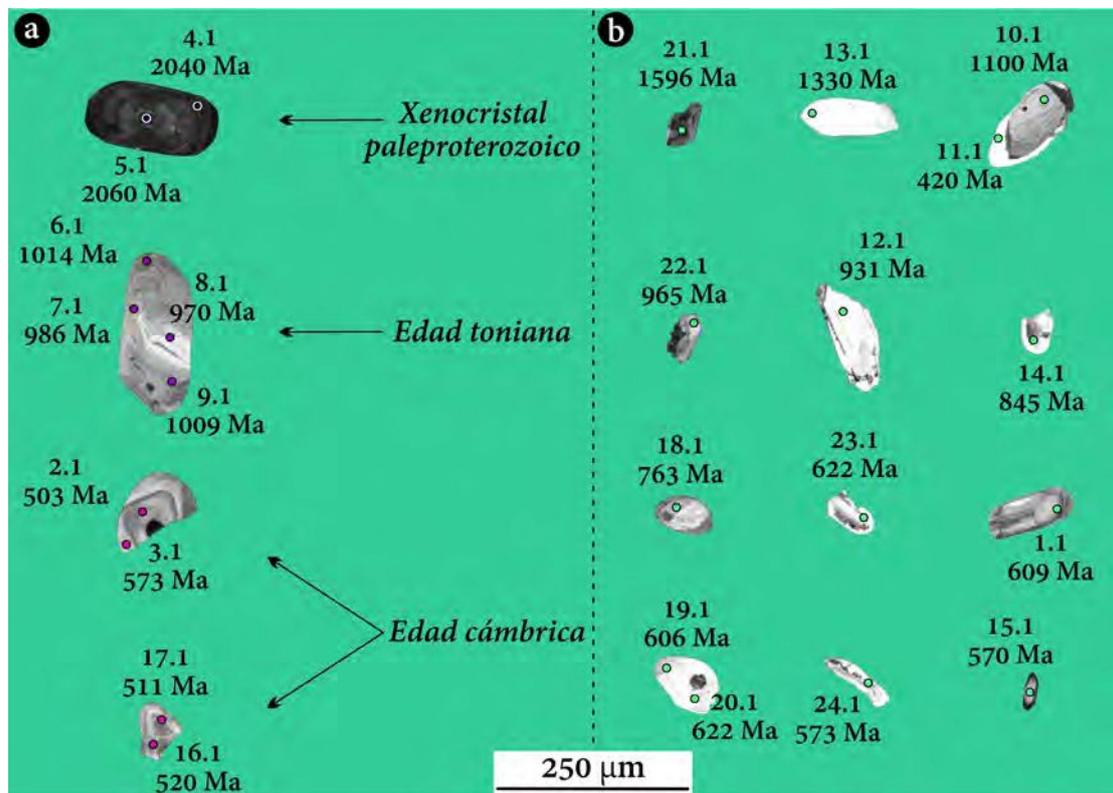


Figura 5.2. Resultados de análisis U-Pb LA-ICP-MS en circones de la muestra M90. a) Xenocrystal de circón paleoproterozoico y otros circones que definieron edades de concordia toniana y cámbrica. b) Circones analizados que se descartaron por altos contenidos de Pb común o alta discordancia.

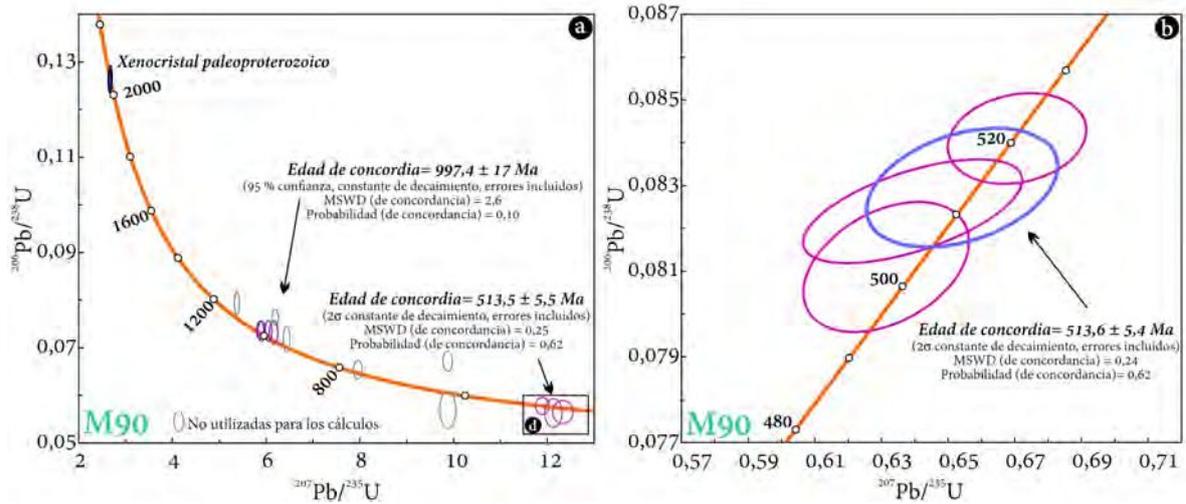


Figura 5.3. Diagramas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ : c) Edades de concordia calculadas. d) Detalle de edad de concordia cámbrica, edad con mayor probabilidad de concordancia.

### 5.1.2 ISÓTOPOS SM-ND Y LU-HF

Los elementos Sm y Nd son interpretados como incompatibles y, por tanto, más abundantes en la corteza que en el manto. Ellos son menos móviles que Rb, Sr, Th, U y Pb y, en consecuencia, pueden conservar la señal isotópica "original" en rocas cuyo Rb-Sr y la química isotópica del Pb ha sido alterada. El sistema de isótopos Sm-Nd es importante en la datación de rocas máficas y meteoritos donde hay suficiente fraccionamiento Sm/Nd para permitir la determinación precisa de una edad. Este método es considerado uno de los mejores para obtener las edades de formación de rocas básicas y ultrabásicas a partir de la construcción de isócronas por combinación de análisis de toda la roca y mineral (e.g., granate, anfíbol). También es posible obtener edades conocidas como Edades Modelo o  $T_{\text{DM}}$ , las cuales nos permiten conocer la edad en la cual parte del manto se adoso a la corteza inferior. Por otra parte, el Lu posee un isótopo radioactivo dominante ( $^{176}\text{Lu}$ ) siendo el  $^{175}\text{Lu}$ , el estable. Este posee una vida media de  $\sim 37,8 \text{ Ga}$ , lo que lo convierte por excelencia en un trazador isotópico radiogénico y geocronómetro de la historia de la tierra (Spencer *et al.* 2020). El Lu se desintegra radiactivamente de  $^{176}\text{Lu}$  a  $^{176}\text{Hf}$  por emisión de radiación beta. Estos isótopos se utilizan en circón como un trazador isotópico para caracterizar la naturaleza de la fuente magmática de la que cristalizó el circón (Spencer *et al.* 2020), permitiendo identificar fuentes con aporte mantélico o con contaminación cortical. Para facilitar la comparación de las proporciones isotópicas de Hf, se aplica la suposición general de que la composición isotópica de Hf de la

mayor parte de la Tierra ha evolucionado a partir de una fuente con una relación Lu/Hf equivalente a la de los meteoritos condriticos (e.g., [Vervoort et al. 2018](#)), por lo que se normalizan según los depósitos uniformes condriticos conocidos como CHUR (e.g., [DePaolo & Wasserburg 1976](#), [Patchett et al. 2004](#), [Bouvier et al. 2008](#)). En este apartado, se presentan los resultados obtenidos de Sm-Nd en Roca Total ([Cuadro 5.2](#)) y Lu-Hf ([Cuadro 5.3](#)) en circones de la muestra M90, junto con los correspondientes parámetros calculados ([Figura 5.4](#)).

Se calcularon diversos parámetros para todas las edades obtenidas en los circones analizados ([ver apartado anterior](#)): 2050, 997, 514 y 132 Ma. El  $\epsilon\text{Nd}_{(0)^a}$  se calculó usando el valor del  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-hoy}}$  de 0,512638 ([Goldstein et al. 1984](#)). El  $\epsilon\text{Nd}_{(t)^b}$  se calculó usando el valor de  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-hoy}}$  de 0,1967 ([Peucat et al. 1989](#)) y  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-hoy}}$  de 0,512638 ([Goldstein et al. 1984](#)). La edad modelo  $T_{\text{DM}}^1$  se calculó según el modelo de [DePaolo \(1981\)](#) y la  $T_{\text{DM}}^2$  se calculó según el modelo de dos etapas de [Liew & Hofmann \(1988\)](#). Para ambas  $T_{\text{DM}}$  se utilizó el valor de  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM-hoy}}$  de 0,219 y  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM-hoy}}$  de 0,513151 según [Liew & Hofmann \(1988\)](#) ([Cuadro 5.2](#)). Los  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  y  $T_{\text{DM}}$  calculados son los siguientes, y se graficaron en la [Figura 5.4a](#):

- ◆ **2050 Ma:**  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +23$ ;  $T_{\text{DM}} = 562,30$  Ma
- ◆ **997 Ma:**  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +7$ ;  $T_{\text{DM}} = 983,29$  Ma
- ◆ **514 Ma:**  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = +0,1$ ;  $T_{\text{DM}} = 1175,05$  Ma
- ◆ **132 Ma:**  $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -6$ ;  $T_{\text{DM}} = 1326,10$  Ma

De la lectura de estos datos, se visualiza la inconsistencia entre la edad U-Pb de 2050 Ma (Paleoproterozoico) y la edad  $T_{\text{DM}}$  de Nd calculada de ~562 Ma. Esto descarta la posibilidad de que este cuerpo ultrabásico sea de origen paleoproterozoico. Algo similar ocurre con la edad mesoproterozoica de 997 Ma, con una  $T_{\text{DM}}$  de 983,29 Ma. Por otra parte, la edad de 514 Ma muestra una  $T_{\text{DM}}$  geológicamente más consistente, ya que la misma es de 1175,05 Ma. En cuanto a la edad de 132 Ma, la misma fue descartada por criterio geológico, ya que no hay evidencia de magmatismo o reactivación térmica cretácica en esta isla.

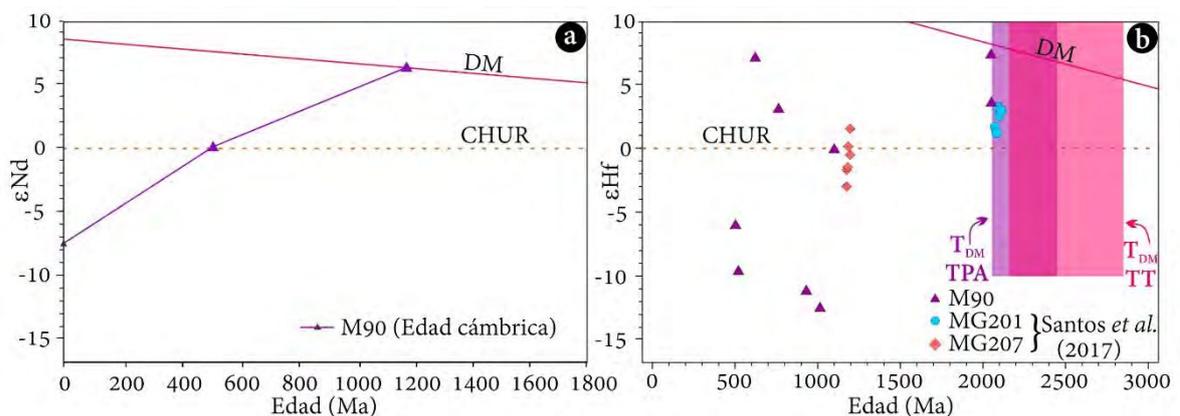
Por otra parte, se realizaron análisis puntuales de isótopos Lu-Hf en 16 puntos de los circones mencionados anteriormente, calculando además el  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  según los parámetros de [Spencer et al. \(2020\)](#), los cuales además se graficaron en la [Figura 5.4b](#):

- ◆ ~2051-2049 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +3/+6$ ;  $T_{\text{DM}} = 2400-2200$  Ma
- ◆ ~1100 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -1$ ;  $T_{\text{DM}} = 1900$  Ma
- ◆ ~1014-931 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -13/-11$ ;  $T_{\text{DM}} = 2500-2300$  Ma
- ◆ ~763 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +1$ ;  $T_{\text{DM}} = 1500$  Ma
- ◆ ~622 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +6$ ;  $T_{\text{DM}} = 1100$  Ma
- ◆ ~520-503 Ma:  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -8/-5$ ;  $T_{\text{DM}} = 1800-1600$  Ma

En este caso, los resultados no muestran las inconsistencias observadas con las  $T_{\text{DM}}$  de Nd en roca total. Las edades cámbricas presentan  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  coherentes con los resultados de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ , aunque las  $T_{\text{DM}}$  resultan más antiguas en el sistema Lu-Hf.

**Cuadro 5.2.** Isótopos Sm-Nd en roca total y parámetros calculados para la muestra M90 del Complejo Martín García para las edades 2050, 997, 514 y 132 Ma.

EDAD (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error ( $2\sigma$ )	$f\text{Sm}/\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)^a}$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)^b}$	$T_{\text{DM}}^1$ (Ga)	$T_{\text{DM}}^2$ (Ga)
2050	0,08000	0,60000	0,13333	0,08061	0,51225	0,00002	-0,59017	0,51117	-7,47799	23,20675	0,98719	0,56230
997	0,08000	0,60000	0,13333	0,08061	0,51225	0,00002	-0,59017	0,51173	-7,47799	7,35409	0,98719	0,98329
514	0,08000	0,60000	0,13333	0,08061	0,51225	0,00002	-0,59017	0,51198	-7,47799	0,14725	0,98719	1,17505
132	0,08000	0,60000	0,13333	0,08061	0,51225	0,00002	-0,59017	0,51219	-7,47799	-5,52408	0,98719	1,32610



**Figura 5.4.** a) Diagrama  $\epsilon\text{Nd}$  vs. edad de concordia cámbrica calculada. b) Diagrama  $\epsilon\text{Hf}$  vs. edad de 8 circones datados de la muestra M90 para distintas edades. Se incluyen los campos de valores para los terrenos de Tandilia (TT) y Piedra Alta (TPA) tomados de [Angeletti et al. \(2021\)](#). Se incluyen los 5 circones datados por [Santos et al. \(2017a\)](#) de las muestras MG201 con una edad modelo neoproterozoica (2520 Ma) y 6 circones de la muestra MG207 con una edad modelo paleoproterozoica (2000 Ma).

**Cuadro 5.3.** Isótopos Lu-Hf en circones y parámetros calculados para la muestra M90 del Complejo Martín García.

SPL	Edad (Ma)	Error	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	Error	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	Error	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>DM(t)</sub>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>CHUR(t)</sub>	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf <sub>Zr(t)</sub>	εHf <sub>(t)</sub>	εHf <sub>(t)</sub>	T <sub>DM-Hf</sub> (Ma)
3456_2.1	503	5	0,0002	0,0001	0,2823	0,0002	0,2829	0,2825	0,2823	-17,1508	-6,0135	1771,59
3456_16.1	520	5	0,00146	0,00008	0,2822	0,0002	0,2828	0,2825	0,2822	-20,6871	-9,6104	2010,63
3456_20.1	622	6	0,00067	0,00005	0,2826	0,0001	0,2828	0,2824	0,2826	-6,5421	7,0695	1037,25
3456_18.1	763	8	0,00073	0,00007	0,2824	0,0001	0,2827	0,2823	0,2824	-13,6146	3,0673	1403,70
3456_12.1	931	9	0,00106	0,00008	0,2819	0,0002	0,2825	0,2822	0,2819	-31,2959	-11,1431	2432,26
3456_9.1	1009	10	0,00043	0,00006	0,2818	0,0002	0,2825	0,2821	0,2818	-34,8321	-12,5545	2582,16
3456_6.1	1014	10	0,00049	0,00003	0,2818	0,0001	0,2825	0,2821	0,2818	-34,8321	-12,4834	2581,68
3456_10.1	1100	10	0,00071	0,00003	0,2821	0,0001	0,2824	0,2821	0,2821	-24,2233	-0,0906	1870,42
3456_4.1	2049	20	0,0005	0,00006	0,2817	0,0002	0,2817	0,2815	0,2817	-38,3684	7,3103	2146,15
3456_5.1	2051	20	0,00068	0,00008	0,2816	0,0002	0,2817	0,2815	0,2816	-41,9046	3,5536	2387,63

### 5.1.3 TERMOCRONOLOGÍA: TRAZAS DE FISIÓN EN APATITAS

La termocronología se basa en el estudio de la historia termal de minerales y rocas a través del tiempo geológico con métodos de datación radiométricos sensibles a la temperatura (Reiners 2005). Para poder realizar estos estudios, se requieren de rocas o sedimentos conformados por minerales que tengan isótopos radiactivos que decaigan y que produzcan isótopos radiogénicos hijos a través del tiempo. Esos isótopos deberán ser acumulables y medibles en su estructura cristalina. El mineral más factible para realizar este procedimiento es la apatita, por considerarse un mineral que no es resistente al reciclado cortical, no conteniendo núcleos heredados y con una composición tendiendo a homogénea. Además, se puede encontrar en rocas ácidas o básicas y es más frecuente que el circón.

La termocronología de trazas de fisión tiene como principio físico la desintegración (decaimiento) radiactiva de un isótopo mediante fisión espontánea natural del uranio 238 (<sup>238</sup>U), que al decaer libera dos núcleos hijos y 220 Mev de energía. Estos dos núcleos cargados se alejan uno del otro en direcciones opuestas a 180°, generando un defecto lineal o traza en la estructura mineral (Wagner & Reimer 1972). Cada evento de fisión genera una única traza y dichas trazas se producen dentro de un mineral naturalmente y a una velocidad relativamente constante a través del tiempo geológico, siempre que existan átomos de <sup>238</sup>U dentro de la estructura mineral. Debido a esto, el número de trazas de fisión que ocurren dentro de un mineral depende en principio de la magnitud del intervalo de tiempo y del contenido de uranio del grano, bajo determinadas condiciones de tiempo y temperatura. La termocronología de trazas de fisión se aplica tanto en apatitas (AFT, *Apatite Fission Track*) como en circones (ZFT,

*Zircon Fission Track*). Generalmente, las edades termocronológicas no reflejan la edad de la formación de minerales/rocas, sino que indican en qué tiempo las apatitas y circones se enfriaron por debajo de cierta temperatura, llamada “temperatura de cierre”, permaneciendo a un determinado rango de temperatura. Las trazas de fisión son metaestables con relación al tiempo y temperatura y cada especie mineral considerada, apatita o circón, posee una temperatura de reseteo total o “*total annealing*” (cicatrizado), por encima de la cual todas las trazas presentes en el mineral desaparecen (el mineral se reestructura, [Ketcham 2003](#)). Cabe destacar que, tanto para apatitas como para circones, existe además una zona de reseteo parcial o “*partial annealing zone*” (PAZ; [Gleadow & Fitzgerald 1987](#)), es decir, una temperatura por encima de la cual comienzan a acortarse las trazas hasta desaparecer. En el caso particular de las apatitas, la zona de reseteo parcial de las trazas abarca el intervalo de temperatura de 60-110°C por un lapso de tiempo de 10 Ma, dependiendo de la composición química de las apatitas (proporción cloro/flúor; [Donelick et al. 1999](#); [Green et al. 1986](#)) y de la orientación de las trazas según el eje c ([Green et al. 1986](#), [Ketcham et al. 1999, 2007](#)).

Los datos respecto a la historia termal de las apatitas se establecen a partir de la determinación de la densidad de trazas espontáneas e inducidas (aquellas producidas por la fisión inducida de  $^{235}\text{U}$  como consecuencia de la irradiación con neutrones térmicos) en una superficie dada y la distribución de largo de trazas ([Wagner & Van den Haute 1992](#), [Lisker et al. 2009](#)). El análisis de estos datos permite hacer una reconstrucción de la historia térmica del material, a través de la cual se puede cuantificar la tasa de elevación/erosión de las rocas, la tasa de movimiento de una superficie y también determinar si una determinada litología sufrió una temperatura mayor o menor al rango de la zona de reseteo parcial.

Se analizaron cristales de apatitas de una muestra de granito (M55) y una muestra del ortogneis (14MG4), ambas pertenecientes a la unidad intermedio-ácida que aflora en la costa suroccidental ([Figura 5.1](#)). En la muestra M55, las apatitas y circones son abundantes. Las apatitas tienen formas subredondeadas y euhedras a subhedras, con tamaños entre 100 y 150  $\mu\text{m}$  ([Figura 5.5a](#)), de tendencia translúcida e incolora. Los circones poseen formas subredondeadas y euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 200 y 250  $\mu\text{m}$  y tienen

coloraciones rojizas, blanquecinas y amarillentas (Figura 5.5b). Las edades obtenidas fueron de 404,4 (P%= 15) y 486,4 (P%= 0). La edad central de trazas de fisión, obtenida a partir de 30 granos, es de  $450 \pm 37,6$  Ma (Cuadro 5.3). Debido a que tiene un contenido de P de 0 % (<5%), se procedió a un análisis por poblaciones mediante el Software BinomFit, obteniendo 2 poblaciones: una de edad predominante de **486,8 Ma** (83,2% de los granos), y otra de **281,5 Ma** (16,8% de los granos) (Cuadro 5.3). Siendo las edades de trazas de fisión más jóvenes que el paleoproterozoico, se concluye que la muestra está parcialmente reseteada. No fue posible medir largos de trazas confinadas. Las dimensiones de etch pit medidas (Dpar) tienen valores

promedio de  $1,8 \mu\text{m}$  (Cuadro 5.4).

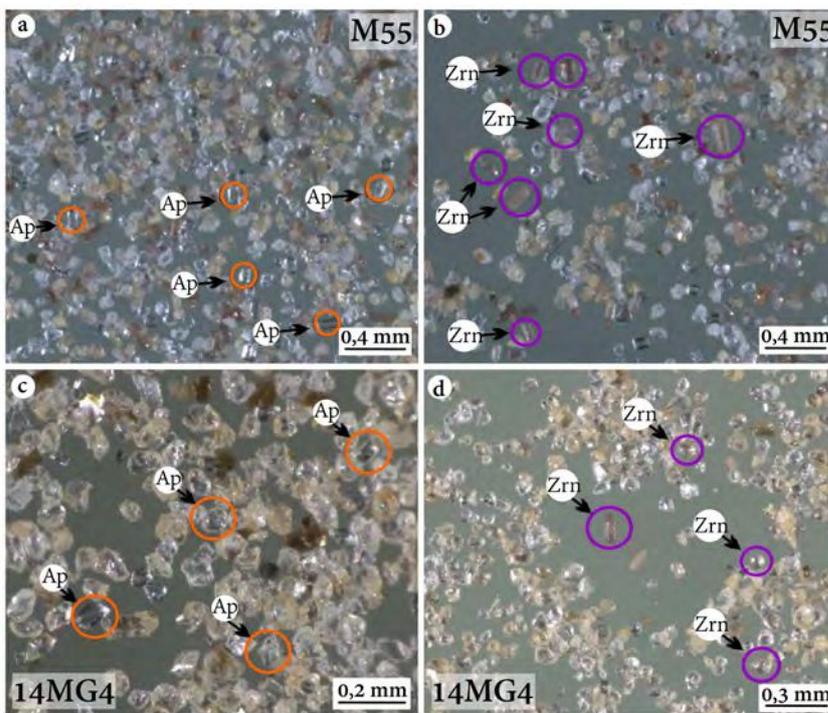


Figura 5.5. Imágenes a escala de grano de las muestras a-b) M55 y c-d) 14MG4 con las apatitas (Ap) y los circones (Zrn) analizados.

Por otra parte, en la muestra 14MG4 las apatitas tienen una abundancia media,

formas subredondeadas, euhedrales a subhedrales y tamaños que varían entre 100 y 150  $\mu\text{m}$  (Figura 5.5c). Los circones son muy escasos, poseen formas subhedrales, con tamaños entre 100 y 150  $\mu\text{m}$  y coloraciones rojizas y amarillentas (Figura 5.5d). La edad central de trazas de fisión, obtenida a partir de 27 granos, es de  $481,2 \pm 63,2$  Ma (Cuadro 5.3). Debido a que tiene un P de 0,0 % (< 5%), se procedió a un análisis por poblaciones mediante el Software BinomFit, obteniendo 2 poblaciones, una de edad predominante de **621,7 Ma** (84,8% de los granos) y otra de **176,3 Ma** (15,2% de los granos) (Cuadro 5.3). Siendo las edades de trazas de fisión más jóvenes que la edad estratigráfica se concluye que la muestra está parcialmente reseteada. Los

largos de trazas confinadas poseen un largo promedio corregido de 14,1  $\mu\text{m}$ . Las dimensiones de etch pit medidas (Dpar) tienen valores promedio de 1,4  $\mu\text{m}$  (Cuadro 5.4).

**Cuadro 5.3.** Edades centrales calculadas utilizando vidrios dosimétricos IRMM 540 y z-calibración entre 320-360.; Ns: número total de trazas de fisión espontáneas;  $\rho\text{d}$ : densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y  $\rho\text{i}$ : densidad de trazas de fisión inducidas en los vidrios dosimétricos ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) en el detector externo ( $g=0,5$ ); ND: número total de trazas de fisión inducidas en dosímetro. Para el caso de números de trazas inducidas en el dosímetro se toma un valor fijo de 5000;  $P(\chi^2)$ : probabilidad de obtener un valor  $\chi^2$  para n grados de libertad (donde n=número de cristales -1); muestras con una probabilidad  $>5\%$  es indicativa de una población homogénea, mientras que  $<5\%$  se analizan con el método de ajuste de pico binomial.;  $\rho\text{s}$ : densidad de trazas de fisión espontáneas ( $\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ ) medidas en cristales de apatitas; Ni: número total de trazas de fisión inducidas en la muestra. P1 y P2: promedios de las distintas poblaciones calculadas estadísticamente mediante el programa Binomfit.

Muestra	n TC	Promedio de TC ( $\mu\text{m}$ )	TC std ( $\mu\text{m}$ )	TC skew	Promedio TC- Lc ( $\mu\text{m}$ )	TC - Lc std ( $\mu\text{m}$ )	TC - Lc skew	n Dpar	Promedio Dpar ( $\mu\text{m}$ )	Dpar std ( $\mu\text{m}$ )	Dpar skew
M55	0			Sin TC				150	1,8	0,3	0,54
14MG4	28	13,5	1,8	-1	14,1	1,5	-0,12	281	1,4	0,2	4,39

**Cuadro 5.4.** Longitudes confinadas de trazas de fisión en apatita y DPar. n TC: número de trazas confinadas medidas; Promedio TC: Promedio de trazas confinadas medidas; TC std: desviación standard de las trazas confinadas por muestra; TC skew: curtosis de la distribución relativa al valor promedio (medida de la asimetría de la distribución); Promedio Tc-Lc: promedio de largo de trazas confinadas corregidas por eje-c, n Dpar: número de dimensiones de etch pit medidas; Dpar mean: promedio de DPar por muestra.

Muestra	N	U (ppm)	Dosímetro		Espontáneas		Inducidas		$P(\chi^2)$	Dispersión de edad	Edad central (Ma) $\pm 1\text{s}$	P1 (Ma)	P2 (Ma)
			$\rho\text{D}$	ND	$\rho\text{s}$	$N\text{s}$	$\rho\text{i}$	$N\text{i}$					
M55	30	7,03	13,05	5000	15,1	1998	7,2	951	0,18	0,19	450,0 $\pm$ 37,6	281,5 $\pm$ 43,75 (16,8%)	486,8 $\pm$ 37,1 (83,2%)
14MG4	27	10,93	13,05	5000	23,6	1489	10	644	0	0,54	481,2 $\pm$ 63,2	176,3 $\pm$ 19,75 (15,2%)	621,7 $\pm$ 46,15 (84,8%)

**Cuadro 5.5.** Resumen de las trazas de fisión medidas en apatitas para las muestras 14MG4 y M55. Ns: número de trazas espontáneas contadas por grano. Ni: número de trazas inducidas contadas por grano. A: área involucrada en la medición.  $\rho\text{D}$ : flujo neutrónico en la muestra obtenido a partir de la interpolación de los valores obtenidos en el techo y base del grupo de datos. ND: número total de trazas de fisión contadas en los dosímetros.

Muestra 14MG4						Muestra M55					
n	Ns	Ni	Área( $\mu\text{m}^2$ )	Edad (Ma)	$\pm 1\text{s}$	n	Ns	Ni	Área( $\mu\text{m}^2$ )	Edad (Ma)	$\pm 1\text{s}$
6	36	55	3711	143,5	32,1	18	25	28	3658	195	55,1
16	38	55	1998	151,4	33,4	10	27	27	4519	218	61
25	42	48	2143	191,2	42,2	2	28	25	4527	243,7	68,9
22	35	31	2454	245,6	62,6	26	33	27	5154	265,5	71
27	25	15	3121	359,4	119,6	23	93	62	4505	324,3	57,1
8	21	12	2653	376,8	138,5	12	55	35	3193	339,4	76,6
3	37	20	740,4	397,7	113,3	7	89	53	5171	362	67
23	81	42	1094	414,1	83,1	15	87	49	4812	382,2	72,5
13	45	22	2817	438,3	117,5	28	60	31	3658	415,5	95,7
18	25	12	3711	446,2	159,3	21	115	58	4519	425,3	73,8
26	22	10	3711	470,3	181,9	4	57	28	4527	436,3	104,5
14	75	33	1998	485,3	106,1	20	63	29	5154	464,6	108,4

“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”

4	77	32	2143	512,7	112,7	13	120	55	4505	466,5	81,7
10	55	22	2454	531,8	138,4	24	85	38	3193	477,9	98,2
19	38	15	3121	538,6	167,9	16	85	38	5171	477,9	98,2
11	63	24	2653	557,3	138,4	19	61	27	4812	482,5	115,8
17	22	8	740,4	582,7	243,5	8	80	35	3658	487,9	103,7
20	67	23	1094	615,6	153,9	5	126	54	4519	497,7	87
12	102	35	2817	615,9	127,00	29	136	58	4527	500,1	84,8
1	60	19	3711	664,8	180,1	25	57	22	5154	550,4	142,6
21	91	28	1998	683,2	154,00	3	67	25	4505	568,5	138,1
9	35	9	2143	809,4	306,9	22	42	15	3193	592,8	182,3
2	98	24	2454	847,3	200,5	11	66	23	5171	606,9	152
7	19	4	3121	975,7	540,4	27	72	24	4812	633,1	154,7
5	92	16	2653	1163,5	323,9	14	36	12	3658	633,1	214,9
15	93	15	740,4	1246,3	355,9	17	52	17	4519	645	184,9
24	95	15	1094	1270,6	362,3	1	49	16	4527	645,7	190,5
P( $\chi^2$ ): 0,0						30	47	15	5154	659,9	200,2
						9	51	15	4505	713	214,4
						6	34	10	3193	713	260,6
						p ( $\chi^2$ ): 0,18					

En el Cuadro 5.5, se presentan los datos que sintetizan la información de trazas de fisión en apatitas, incluyendo todos los detalles de la datación de granos individuales por muestra junto a la información de conteo de trazas y los datos estadísticos. La edad individual por grano de trazas de fisión se calculó a partir de la relación de trazas de fisión espontáneas a inducidas contadas, según la ecuación I, y los errores asociados son calculados a partir de estadística Poissoniana (Galbraith 1981, Green 1981). Todos los errores son expresados como  $\pm\sigma$ .

## 5.2 SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

### 5.2.1 CONSIDERACIONES SOBRE LA HISTORIA GEOCRONOLÓGICA Y PETROGENÉTICA DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

#### 5.2.1.1 Las unidades intermedios-ácidas y básicas

Las primeras edades absolutas del Complejo Martín García fueron reportadas por Linares & Latorre (1969) y Dalla Salda (1981) y se realizaron sobre anfíboles, muscovita y roca total mediante el método K-Ar (ver Capítulo 2, Apartado 2.3.3). Recientemente, Santos *et al.* (2017) presentaron edades U-Pb SHRIMP en circones y titanitas de rocas intermedio-ácidas y básicas. Estas edades permiten acotar con mayor precisión los eventos magmáticos registrados en la IMG.

Para la unidad intermedio-ácida, Santos *et al.* (2017) analizaron 3 muestras, una de las granodioritas (MG201) y dos del ortogneis (MG203 y MG206). En estas muestras se reconocieron diferentes grados de pérdida de plomo, expresados como una alineación de las edades en un gráfico de las relaciones isotópicas  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . En estos gráficos, la intersección superior de esta línea, *upper-intercept*, fue interpretada como la edad de cristalización por Santos *et al.* (2017). En la muestra MG201 de granodiorita, estos autores obtuvieron una edad de cristalización de  $2094\pm 8,5$  Ma, con una edad de herencia de  $2178\pm 8$  Ma, a partir de la combinación de edades U-Pb en circones y titanitas. Estas edades fueron recalculadas, obteniendo edades independientes para circones y titanitas de  $2092\pm 14$  Ma (*upper intercept*) y una edad promedio  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2097\pm 10$  Ma respectivamente, utilizando la aplicación ISOPLOT 4.15 (Ludwig 2003; Figuras 3.6a y b). La muestra MG203 registra una edad de  $2127\pm 6$  Ma (Paleoproterozoico Temprano) con un *lower intercept* de  $550\pm 50$  Ma (Neoproterozoico Tardío), también a partir de la combinación de análisis en circones y titanitas. Separadamente, la edad U-Pb en circones es de  $2125\pm 25$  Ma mientras que el promedio de edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en titanita es de  $2119\pm 28$  Ma (Figura 3.6c y d). En tanto, en la muestra MG206, analizaron únicamente circones, los cuales trazaron una edad de  $2103\pm 7$  Ma (Paleoproterozoico Temprano) con un *lower intercept* en  $381\pm 36$  Ma (Devónico Tardío). Los resultados obtenidos por Santos *et al.* (2017) en rocas de la Isla Martín García, son consistentes con edades *upper-intercept* en unidades similares de islas próximas: Dos Hermanas y Sola. En la Isla Sola, Santos *et al.* (2017) dataron un cuerpo de ortogneis con una edad de  $2115\pm 13$  Ma a partir de circones, mientras que en la Isla Dos Hermanas se dataron cuerpos de granitoides con edades de  $2101\pm 13$ ,  $2092\pm 13$  y  $2090\pm 10$  Ma.

En la unidad básica, Santos *et al.* (2017) analizaron 4 muestras: MG200, MG204, MG205 y MG207. En la muestra MG200, se analizaron 4 circones, obteniendo edades en concordia entre 2439, 2116, 2015 y 1734 Ma. Además, se obtuvo una única edad U-Pb en rutilo, registrando 2278 Ma. En la muestra MG204, se analizaron 6 circones, obteniendo edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  mayormente en discordia, entre 2035 y 1718 Ma (*upper intercept* de  $1724\pm 15$

Ma, sin contar la edad de 2035 Ma), además de una edad de herencia en concordia de 2934 Ma y otra en discordia de 2601 Ma.

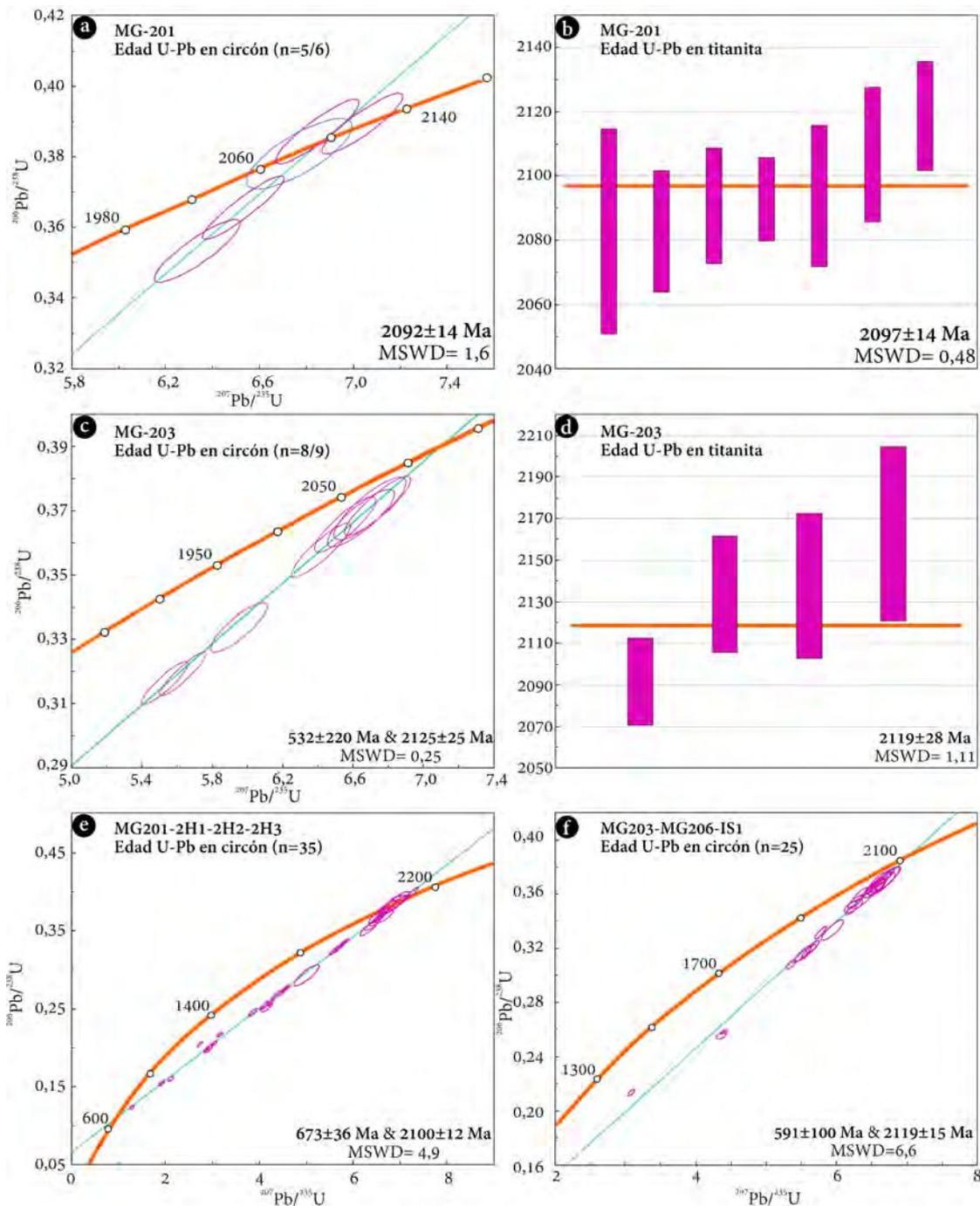


Figura 5.6. Edades U-Pb recalculadas para la granodiorita (Muestra MG201): a) En circones y en b) titanitas. Edades recalculadas para el ortogneis (Muestra MG203): c) En circones y en d) titanitas. Diagramas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ : e) Edades U-Pb recalculadas para los granitoides (Muestras MG201, 2H1, 2H2 y 2H3) en circones. f) Edades U-Pb recalculadas para los ortogneises (Muestras MG203, MG206 y IS1) en circones.

Estos autores interpretan la edad de  $1724 \pm 15$  Ma (Paleoproterozoico Tardío) como de herencia. En la muestra MG205, se analizaron circones que trazaron una edad de concordia de

**1392±11 Ma** (Mesoproterozoico Temprano, *upper intercept*), con un *lower intercept* en **480±90 Ma** (Cámbrico Tardío) mientras que en la muestra MG207, los circones arrojaron una edad de concordia *upper intercept* de **1193±8,1 Ma** (Mesoproterozoico Temprano-Tardío) interpretada como una edad magmática no heredada. En esta muestra, el *lower intercept* es de **450±240 Ma**. Las edades arrojadas por las dataciones en rocas básicas sugieren dos eventos magmáticos básicos, uno paleoproterozoico y otro mesoproterozoico.

Las edades de *lower intercept* obtenidas por Santos *et al.* (2017) en rocas intermedio-ácidas y básicas de la Isla Martín García, como también de las islas Sola y Dos Hermanas, sugieren la existencia de un evento de apertura del sistema U-Pb durante el Neoproterozoico-Paleozoico medio, entre **780-381 Ma**. Con el objeto de acotar con mayor precisión el evento de apertura del sistema isotópico U-Pb, se realizó un análisis integrado de las muestras de ortogneis y granitoides de las tres islas. Para este análisis, se tuvieron en cuenta principalmente las edades, de cristalización,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} < 2200 \text{ Ma}$ . Se seleccionó la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ya que representa la edad más próxima a la concordia. Las edades  $> 2200 \text{ Ma}$  se consideran como edades de herencia, en consistencia con las interpretaciones de Santos *et al.* (2017). Combinando las muestras MG201, 2H1, 2H2 y 2H3, la edad del magmatismo asociado a los granitoides se acota a una edad *upper intercept* de **2100±12 Ma**, mientras que la apertura del sistema estaría representada por la edad del *lower intercept* de **673±36 Ma** (Figura 5.6e). En el caso de los ortogneises, la edad del magmatismo asociado a sus protolitos tonalíticos fue acotada a partir de las muestras MG203, MG206 y IS1, calculando una edad *upper intercept* de cristalización de **2119±15 Ma**, mientras que el sistema U-Pb se habría abierto aproximadamente a los **591±100 Ma** (*lower intercept*) (Figura 5.6f). Las edades de *lower intercept* sugieren que la apertura del sistema U-Pb en circones ha producido durante el Neoproterozoico (673-591 Ma). Estas edades son algo más antiguas que las sugeridas por las edades arrojadas en las muestras de gabros MG205 y MG207, donde las edades *lower intercept* son **480±90 Ma** y **450±240 Ma**, respectivamente. Sin embargo, el *lower intercept* de estas muestras resulta poco significativo debido a la relativa poca pérdida de plomo que registran los

circones, como se aprecia en los gráficos  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (ver Figura 7d-e de Santos *et al.* 2017) y en los errores calculados, que llegan a 240 Ma.

Santos *et al.* (2017) realizaron análisis puntuales de Lu-Hf en rocas intermedio-ácidas y básicas, que permiten conocer más sobre la fuente del magmatismo registrado en la IMG. En la muestra MG201 de composición intermedio-ácida, se obtuvieron valores  $\epsilon\text{Hf}$  levemente positivos ( $\sim+3,62$ ) con una edad modelo de  $\sim 2520$  Ma (Neoarqueano Tardío). Santos *et al.* (2017) sugieren que la signatura isotópica vincula esta roca con un origen en una corteza juvenil neoarqueana. Por otra parte, en la muestra MG207 de composición básica, asociada al magmatismo mesoproterozoico, los circones arrojaron valores  $\epsilon\text{Hf}$  negativos de  $\sim-0,1$  y una edad modelo Lu-Hf de 2000 Ma (Paleoproterozoico Temprano), proponiendo una ligera contaminación cortical con rocas más antiguas que 2000 Ma de un líquido máfico proveniente de un manto enriquecido.

A estas edades U-Pb, se pueden sumar las obtenidas por Linares & Latorre (1969) y Dalla Salda (1981) en el sistema K-Ar, realizadas sobre anfíboles, muscovita y roca total (ver Capítulo 2, Apartado 2.3.3). En el sistema K-Ar, las temperaturas de cierre dependen del mineral huésped, siendo 450-525°C en anfíboles, 325-375° C en muscovita, 260-350° C en biotita y 350-125° C en feldespato potásico. Estas temperaturas son claramente más bajas que las temperaturas de cristalización de cuerpos ígneos, lo que sugiere que las mismas nos podrían dar información sobre los periodos de enfriamiento o superposición de eventos de deformación y metamorfismo. Las edades K-Ar reportadas en el CMG muestran una amplia dispersión dependiendo de la composición litológica. Las unidades intermedio-ácidas registran edades K-Ar de  $2085\pm 100$  Ma en anfíboles,  $1865\pm 90$  Ma en muscovita y  $1600\pm 50$  Ma en roca total. Por otra parte, muestras de rocas ígneas básicas (gabros) arrojan edades K-Ar en anfíboles de  $2060-1870$  Ma ( $\pm 100$  Ma,  $n=4$ ). A estas muestras se suman tres análisis de anfíboles en anfíbolitas. Dos de ellos arrojan edades de  $1950\pm 200$  Ma y  $1725\pm 170$  Ma, mientras que la tercera presenta una edad de  $1120\pm 60$  Ma. Las edades paleoproterozoicas en las unidades intermedio-ácidas, meta-ígneas básicas y anfíbolitas son interpretadas como edades de enfriamiento, siendo la edad de 2085 la más cercana a la edad de cristalización ( $\sim 2178-2094$

Ma). La edad de 1600 Ma se interpreta como edad de mezcla, ya que al ser análisis sobre roca total no se discrimina entre anfíboles, filosilicatos y feldespatos. La edad de **1120 Ma** en anfibolita es compatible con un evento mesoproterozoico reconocido por Santos *et al.* (2017; **1392-1193 Ma**). De la lectura de las edades K-Ar, se desprende que los eventos magmáticos y metamórficos posteriores al paleoproterozoico no habrían modificado el sistema isotópico K-Ar de las unidades intermedio-ácida y básica.

Las edades U-Pb en circones, titanitas y rutilo, junto con las edades K-Ar, permiten identificar al menos dos eventos magmáticos intermedio-ácidos en el Paleoproterozoico. El más antiguo está representado por el magmatismo intermedio-ácido de los ortogneises a ~2127-2103 (edad media ~2119±15 Ma) Ma, seguido de un nuevo evento ácido-intermedio de ~2092-2101 Ma (edad media ~2100±12 Ma). Se sugiere que este último evento sería sincrónico con el primer evento metamórfico ( $M_1$ ) que originó la foliación  $S_1$  en los ortogneises. Respecto al magmatismo básico, las edades presentadas por Santos *et al.* (2017) apuntan a un único evento magmático mesoproterozoico, entre 1392-1193 Ma. Esto concuerda con la edad K-Ar en anfibolita, de 1120 Ma de Dalla Salda (1981). No obstante, la mayor parte de las edades K-Ar en anfíboles de gabros y anfibolitas de la IMG se acotan entre **2060-1725 Ma**, indicando que parte del magmatismo básico expuesto en esta isla corresponde a un evento paleoproterozoico. Las edades más antiguas parecen solaparse con el evento intermedio-ácido representado por las granodioritas de 2094 Ma. Cabe destacar que, en el Terreno de Tandilia, al sur del área de estudio, se registró un evento extensional de ~1590 Ma (e.g., Iacumin *et al.* 2001) con la ocurrencia de un enjambre de diques básicos mientras que, en Piedra Alta, al norte del área de estudio, este mismo evento fue datado en ~1790 Ma (e.g., Mazzucchelli *et al.* 1995). Estas edades parecen ser correlacionables con las edades ~1700 Ma obtenidas por Santos *et al.* (2017) en dos muestras de gabros (MG204 y MG200).

Geodinámicamente, los eventos paleoproterozoicos registrados en las unidades intermedio-ácida y básica se asocian a la Orogenia Transamazoniana (2085-1600 Ma), y serían consistentes con un contexto sincolisional (granitoides) a tardío (gabros). Por otra parte, el evento mesoproterozoico (1393-1193 Ma) estaría asociado a un evento extensional. En tanto,

la apertura del sistema isotópico U-Pb durante el Neoproterozoico podría explicar el desarrollo de la deformación D<sub>2</sub> (S<sub>2</sub>) que afecta a las unidades intermedio-ácida y básica. Aunque en cercanías a la IMG (e.g., Terreno Piedra Alta) no se ha identificado hasta la fecha una deformación neoproterozoica. Edades similares han sido bien caracterizadas en el Terreno Nico Pérez (Uruguay) y vinculadas con la Orogenia Brasileña (e.g., [Oyhantçabal et al. 2011](#), [Santos et al. 2017](#)).

#### 5.2.1.2 Las rocas ultrabásicas

La ocurrencia de rocas ultrabásicas en el Cratón del Río de la Plata ha sido escasamente citada en la literatura. En el Terreno Piedra Alta (Uruguay), se describieron rocas ultrabásicas en el Complejo Ojosmín y se relacionaron con un proceso de obducción proterozoico ([Bossi & Piñeyro 2004](#)). En el Sistema Tandilia (Argentina), diques ultramáficos lamprófiros fueron considerados como precursores de las rocas calco-alcalinas paleoproterozoicas del Complejo Buenos Aires ([Dristas et al. 2013](#)). En Isla Martín García (IMG), [Dalla Salda \(1981\)](#) describió pequeños afloramientos de metaultrabasitas de tipo alpino relacionadas a procesos de obducción como fue mencionado por [Bossi & Piñeyro \(2004\)](#) y [Segal & Crosta \(2010\)](#) que las consideraron, además, como la continuación de las rocas ultrabásicas del Complejo Ojosmín. Sin embargo, a pesar de desconocerse la edad de estos cuerpos, se sugirió una edad paleoproterozoica.

En la presente Tesis Doctoral, se definió, a través de estudios magnetométricos, que estas rocas constituyen cuerpos subcirculares que intruyen el basamento proterozoico ([ver Capítulo 3, Apartado 3.1](#)). La edad Cámbrico medio de 514±6 Ma proporciona la edad máxima de cristalización de la peridotita y a su vez, las edades en trazas de fisión ([ver próximo apartado](#)) acota una edad mínima de ~445 Ma (temperatura de cierre de ~175° C) para este evento, ya que la anomalía térmica debería haber afectado el registro de trazas en estos minerales. Esta edad descarta las propuestas anteriores sobre un origen paleoproterozoico para las rocas ultrabásicas de la IMG.

### 5.2.2 CONSIDERACIONES SOBRE LA TERMOCRONOLOGÍA DE LA UNIDAD INTERMEDIO-ÁCIDA

Estudios recientes de trazas de fisión realizados en circones de granitos del Terreno Piedra Alta arrojaron edades de enfriamiento comprendidas entre 445,29 y 247,45 Ma (Ordovícico Superior-Triásico Medio, [Silveira Luiz Machado et al. 2021](#)) mientras que, en el Terreno Tandilia, las edades obtenidas para granitos y gneises varían entre 320,01 y 241,10 Ma. (Carbonífero Inferior-Triásico Medio; [Silveira Luiz Machado et al. 2021](#)). La primera etapa de enfriamiento sugerida por las edades de trazas de fisión en circones alcanzó temperaturas por debajo de los 200°C. Los autores estiman que esta etapa podría estar relacionada a la exhumación regional luego del Ciclo Brasileño-Panafricano durante el Neoproterozoico-Cámbrico y la formación de Gondwana Occidental ([Silveira Luiz Machado et al. 2021](#)). El principal evento de enfriamiento en Uruguay comenzó en el límite de Carbonífero-Pérmico, desde los 100°C a menos de 60°C en el Jurásico, proceso favorecido por el levantamiento litosférico producido por la apertura del Océano Atlántico ([Silveira Luiz Machado et al. 2020](#)). Varios autores proponen que los ciclos sedimentarios de la cuenca del Paraná fueron responsables del entierro parcial del basamento cristalino durante el paleozoico, lo que causó un pequeño incremento en la temperatura de este último. Además, el magmatismo asociado a la apertura del Océano Atlántico pudo causar una disturbación de temperatura del basamento, cercana a 60°C en la región durante el Cretácico (e.g., [Kollenz et al. 2017](#), [Silveira Luiz Machado et al. 2020, 2021](#)).

Las muestras M55 y 14MG4 del Complejo Martín García, correspondientes a la unidad intermedio-ácida (ver [Capítulo 3](#), [Apartado 3.1](#)), presentan dos poblaciones de edades obtenidas en base a análisis estadístico: La M55 con edades de 281 Ma y 486 Ma (Límite Cambro-ordovícico a Pérmico), y la 14MG4 con edades de 176 Ma y 621 Ma (Neoproterozoico-Jurásico Inferior). Ambas poblaciones evidencian reseteos parciales que podrían estar representando edades de enfriamiento en ese período de tiempo. Esta unidad no superó los 120°C de temperatura por un período mayor de 10 Ma para lograr el reseteo total del sistema isotópico y borrar la información heredada y asociada a su historia geológica previa

a su formación. Es decir que las rocas analizadas de la unidad intermedio-ácida del CMG, luego del evento ígneo-metamórfico del precámbrico que las originó, han tenido un evento de exhumación y posterior soterramiento, pero no alcanzaron a sobrepasar las profundidades suficientes como para soterrar las rocas de basamento (4-5 km) y lograr un reseteo superpuesto de la totalidad de trazas de fisión en las apatitas.

### 5.3 REFERENCIAS

- ◆ Andersen T. (2002). Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. *Chemical Geology*, 192: 59-79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X)
- ◆ Angeletti, M., Chichorro, M., Castro, A., Frisicale, M.C., Solá, R., & Dimieri, L.V. (2021). New geochemical, U-Pb SIMS geochronology and Lu-Hf isotopic data in zircon from Tandilia basement rocks, Río de la Plata craton, Argentina: Evidence of a sanukitoid precursor for some Paleoproterozoic granitoids. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103199. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103199>
- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, C. (2004). Complejo Ojosmín: un resto de ofiolita transamazónica?. *IV Congreso Uruguayo de Geología*, 1-11, Montevideo.
- ◆ Bouvier, A., Vervoort, J.D., & Patchett, P.J. (2008). The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planetary Science Letters*, 273, 48-57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- ◆ Dalla Salda, L.H. (1981). El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 29-43.
- ◆ DePaolo, D.J. (1981). Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and Crust-Mantle Evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196. <http://dx.doi.org/10.1038/291193a0>
- ◆ DePaolo, D.J., & Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3(5). 249-252. <http://doi.org/10.1029/gl003i005p00249>
- ◆ Dristas, J.A., Martínez, J.C., Massonne, H.J., & Pimentel, M.M. (2013). Mineralogical and geochemical characterization of a rare ultramafic lamprophyre in the Tandilia belt basement, Río de la Plata Craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 46-61. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.01.002>
- ◆ Donelick, R.A., Ketcham, R.A., & Carlson, W.D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84, 1224 - 1234. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0902>
- ◆ Galbraith, R. (1981). On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13, 471-478. <https://doi.org/10.1007/BF01034498>
- ◆ Gleadow, A., & Fitzgerald, P.G. (1987). Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. *Earth and Planetary Science Letters*, 82: 1-14. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90102-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90102-6)
- ◆ Green, P.F. (1981). “Track-in-track” length measurements in annealed apatites. *Nuclear Tracks*, 5, 121-128. [https://doi.org/10.1016/0191-278X\(81\)90034-2](https://doi.org/10.1016/0191-278X(81)90034-2)
- ◆ Green, P.F. (1988). The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 89, 335-352. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90121-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90121-5)

- ◆ Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., & Laslett, G.M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite: I. A qualitative description. *Chemical Geology*, 59, 237-253. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(86\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90074-6)
- ◆ Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., & Hamilton, P.J. (1984). Age and evolution of the continental crust. *Eos, Transactions. American Geophysical Union*, 65 (16), 230. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90007-4)
- ◆ Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernandez, R., Pinese, J. P.P., & Ribot, A. (2001). Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from Central-Eastern Argentina: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42(11), 2109–2143. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2109>
- ◆ Ketcham, R.A. (2003). Observations on the relationship between crystallographic orientation and biasing in apatite fission-track measurements. *American Mineralogist*, 88, 5-6, 817-829. <https://doi.org/10.2138/am-2003-5-610>
- ◆ Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., & Hurford, A.J. (2007). Improved measurement of fission-track annealing in apatite using c-axis projection. *American Mineralogist*, 92, 789-798. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- ◆ Ketcham, R.A., Donelick, R.A., & Carlson, W. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales: *American Mineralogist*, 84, 1235-1255. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0902>
- ◆ Kylander-Clark, A.R.C. (2017). Petrochronology by Laser-Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1): 183–198. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.6>
- ◆ Kollenz, S., Glasmacher, U.A., Rossello, E.A., Stockli, D.F., Schad, S., & Pereyra, R.E. (2017). Thermochronological constraints on the Cambrian to recent geological evolution of the Argentina passive continental margin. *Tectonophysics*, 716, 182–203. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.019>
- ◆ Linares, E., & Latorre, J. (1969). Datación por el método de K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. *Informe inédito. Comisión Nacional de Energía Atómica*. Buenos Aires.
- ◆ Liew, T.C., & Hofmann, A.W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 129–138. <https://doi.org/10.1007/BF00402106>
- ◆ Lisker, F., Ventura, B., & Glasmacher, U.A. (2009). Apatite thermochronology in modern geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324, 1-23. <https://doi.org/10.1144/SP324.1>
- ◆ Ludwig, K.R. (2003). Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*, Berkeley, 70.
- ◆ Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Civetta, L., & Petrini, R. (1995). Petrology of the Proterozoic mafic dyke swarms of Uruguay and constraints on their mantle source composition. *Precambrian Research*, 74(3), 177–194. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00014-V](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00014-V)
- ◆ Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Soderlund, U., & Salters, V.J.M. (2004). Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systematics in chondrites and their constraints on the Lu–Hf properties of the Earth. *Earth Planetary Science Letters*, 222, 29–41. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.030>
- ◆ Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., & Condie, K.C. (1989). Strontium, neodymium, and lead isotopic systematics in the Archean low-to high-grade transition zone of southern India: Syn-accretion vs. post-accretion granulites, *Journal of Geology*, 97, 537-550. <https://doi.org/10.1086/629333>
- ◆ Reiners, P.W., Ehlers, T.A., & Zeitler, P.K. (2005). Past, present, and future of thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 1–18. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.1>

- ◆ Rollinson, H., & Pease, V. (2021). Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes (2nd ed.). Cambridge: *Cambridge University Press*. <http://doi.org/10.1017/9781108777834>
- ◆ Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., & Greau, Y. (2017). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>
- ◆ Segal, S., & Crosta S. (2010). Nuevos aportes al conocimiento de las metaultrabasitas de la Isla Martín García, Argentina. *X Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Universidad Nacional de Río Cuarto, 331-334.
- ◆ Silveira Luiz Machado, J.P., Ritter Jelinek, A., Stephenson, R., Gaucher, C., Müller Bicca, M., Chigolino, L., & Genezini, F.A. (2020). Low temperature thermochronology of the South Atlantic margin along Uruguay and its relation to tectonic events in West Gondwana. *Tectonophysics*, 784, 228439. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228439>
- ◆ Silveira Luiz Machado, J.P., Jelinek, A.R., Stephenson, R., & O’Sullivan, P. (2021). Thermochronology of South America passive margin between Uruguay and southern Brazil: A lengthy and complex cooling history based on (U–Th)/He and fission tracks. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103019>
- ◆ Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Roberts, N.M.W., Evans, N.J., & Liebmann, J. (2020). Strategies towards robust interpretations of in situ zircon Lu–Hf isotope analyses. *Geoscience Frontiers*, 11(3), 843–853. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.09.004>
- ◆ Vervoort, J.D., Kemp, A.I., & Fisher, C.M. (2018). Hf Isotope Constraints on Evolution of the Depleted Mantle and Growth of Continental Crust. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- ◆ Wagner, G.A., & Reimer, G.M. (1972). Fission-track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 263-268. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90018-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90018-0)
- ◆ Wagner, G.A., & Van den Haute, P. (1992). Fission-track dating. *Mineralogical Magazine*, 57(389), 760-761. <https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.389.28>



# CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN



## 6.1 INTRODUCCIÓN

A partir de las investigaciones llevadas a cabo en esta Tesis Doctoral junto a previas investigaciones, se describirán los registros de una historia geológica compleja que ocurrió durante el Proterozoico a Paleozoico Inferior, evaluando procesos genéticos y contextos geotectónicos asociados a cada una de ellas en el marco de la geología de la IMG y el CRLP.

La espesa cubierta vegetal, mayormente selvática, como también los asentamientos humanos dificultan seriamente conocer la extensión como así también las relaciones de contacto de las diferentes variedades litológicas que dominan en la Isla Martín García. A esto se suma el intenso grado de alteración de algunas de las litologías presentes, especialmente las rocas ultrabásicas. No obstante, a partir del análisis integrado de observaciones de campo, estructurales, petrográficas y estudios geoquímicos, geocronológicos y geofísicos (magnetometría y modelado 3D) se pudo proponer un mapa geológico de detalle para la Isla Martín García, en el cual se aprecia la distribución de las unidades litológicas dominantes ([ver Capítulo 3, Apartado 3.1; Figura 3.1.20](#)). Así mismo, este basamento expone una historia tectono-magmática y metamórfica compleja, que abarca un rango temporal muy dilatado en el tiempo, desde el Paleoproterozoico hasta el Paleozoico medio, incluyendo al menos cuatro episodios magmáticos de composición intermedio-ácida y/o básica. Estos eventos fueron definidos y acotados a partir de las edades U-Pb (circones, titanitas y rutilo) y las edades K-Ar (anfíbol, muscovita, roca total) publicadas por [Dalla Salda \(1981\)](#) y [Santos \*et al.\* \(2017\)](#). Los dos eventos magmáticos más antiguos representan el magmatismo intermedio-ácido. Uno de ellos corresponde al magmatismo asociado a los ortogneises, con una edad ~2127-2103 (edad media ~2119±15 Ma) Ma, mientras que el más joven está representado por los granitoides, con edades entre 2101-2092 Ma (edad media ~2100±12 Ma). El magmatismo básico expuesto en la Isla es complejo, con variaciones químicas entre gabros hornbléndicos y olivínicos. A partir de la geocronología, es posible distinguir dos episodios dentro de amplios márgenes temporales: uno paleoproterozoico (entre 2060-1725 Ma) representado principalmente por gabros hornbléndicos y otro mesoproterozoico, entre 1392-1193 Ma, vinculado a gabros de composición olivínica que muestran transición a facies más hornbléndicas.

Nuevos datos presentados en esta Tesis Doctoral permitieron definir que posteriormente, se desarrolló un episodio magmático de composición ultrabásica, con características peridotíticas, el cual ha sido acotado mediante edades U-Pb en circones, con una edad máxima de cristalización de  $514 \pm 6$  Ma (Cámbrico medio). En primera medida, esto descarta las interpretaciones previas de que el basamento ultrabásico formaba parte de una escama oceánica paleoproterozoica (Bossi & Piñeyro 2004).

Desde el punto de vista metamórfico y deformacional, las unidades litológicas intermedio-ácida del Complejo Martín García (CMG) registran dos eventos de deformación dúctil:  $D_1$  y  $D_2$ . El  $D_1$  desarrolló una primera foliación  $S_1$ , de orientación preferencial NO-SE, muy bien observada en la fábrica de los ortogneises. Este episodio  $D_1$  está vinculado con un primer evento metamórfico,  $M_1$ . El episodio  $D_2$  afectó al basamento intermedio-ácido (ortogneis, granitoides) como así también a las rocas básicas (gabros hornbléndicos y facies más hornbléndicas de los gabros olivínicos), diques félsicos y máficos. Este episodio está relacionado con el  $M_2$  y el desarrollo de la foliación  $S_2$ , de características espaciadas, moderadamente penetrativa, de tipo milonítica, coaxial con  $S_1$ . Por último, y afectando a todas las unidades descriptas, incluyendo a las rocas ultrabásicas, se desarrolló un episodio de deformación frágil-dúctil, acá denominado  $D_3$ .

## 6.2 REGISTRO DE LA OROGENIA TRANSAMAZONIANA EN LA ISLA MARTÍN GARCÍA

### 6.2.1 EL MAGMATISMO INTERMEDIO-ÁCIDO

Las rocas que componen la unidad intermedio-ácida registran una petrogénesis asociada a niveles corticales profundos, lo cual se vio reflejado en sus características químicas similares al registro mundial del magmatismo TTG (Tonalita-Trondhjemita-Granodiorita) de edad arqueana. Después de los 2500 Ma, las expresiones de magmas TTG se distribuyen de forma escasa y subordinada (Moyen & Martin 2012) y algunas similares de edad paleoproterozoica se mencionaron asociados a **grandes producciones de magmas calcoalcalinos juveniles y diferenciación intracortical** (e.g., De Souza *et al.* 2007; Moyen & Martin 2012, Montefalco de Lira santos *et al.* 2017 y referencias allí citadas). Esto podría explicar la génesis de los ortogneises

a través de la fusión parcial de rocas básicas con bajos contenidos en K a profundidades y temperaturas de la estabilidad del granate y de los granitoides producto de la fusión parcial de estos ortogneises durante una etapa de colisión, siendo estos procesos de retrabajo por metamorfismo, fusión parcial y/o removilización muy comunes mayormente durante esta etapa (Rollinson 2017 y referencias allí citadas).

Los ortogneises y granitoides estudiados son rocas sódicas, magnesianas y cálcicas que pertenecen a una suite típica calcoalcalina intermedia. Tienen contenidos que varían desde 62 a 70 % en peso de SiO<sub>2</sub>, más de 15% en peso de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y menos de 2% en peso de K<sub>2</sub>O, rasgos característicos de los complejos arqueanos TTG (Tonalita-Trondhjemitita-Granodiorita) o también llamados gneises grises (“*grey gneisses*”). Se ha observado, en los términos más silíceos, un enriquecimiento de K<sub>2</sub>O% y decrecimiento de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%. Esto puede deberse a procesos de diferenciación que podrían estar ligados tanto a cristalización fraccionada como a fusión parcial, procesos comunes durante el límite arqueano-proterozoico (~2500 Ma; Montefalco de Lira Santos *et al.* 2017 y referencias allí citadas). En este caso, estos términos podrían denominarse TTG enriquecidos, TTG transicionales o también TTG *sensu lato* (Martin 1994), los cuales incluyen a las rocas menos aluminosas (<15% grupo de bajo Al según Barker & Arth, 1976) y más potásicas (>2% de K<sub>2</sub>O). Incluso los términos que no son arqueanos, se denominan “*TTG-like rocks*”.

Las altas relaciones Sr/Y (42,18–56,23) y los valores de Y menores a 11 ppm de las unidades intermedio-ácidas (ortogneises y granitoides) permiten clasificarlas como rocas TTG o adakititas según el diagrama propuesto por Defant & Drummond (1990) (Figura 6.1a). El enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE y la ausencia de anomalía de Eu junto a valores de Sr>300 ppm indicarían la presencia de granate y/o anfíbol y ausencia de plagioclasa en la fuente. Moyen & Martin (2012) describen un patrón de REE altamente fraccionado para los TTG arqueanos y un patrón moderadamente fraccionado para los granitoides post-arqueanos. Este último se adaptaría a las rocas estudiadas, con valores de (La/Yb)<sub>N</sub> y Yb<sub>N</sub> cercanos a los del límite arqueano-proterozoico, pero se preserva la ausencia de anomalía de Eu (Figura 6.1b). Teniendo en cuenta los experimentos de Moyen & Martin (2012), un patrón

fraccionado de las REE similar a los mencionados anteriormente, resulta de un basalto toleítico o de una anfibolita toleítica baja en K con un residuo granatífero a los 22 kbar-1050° C o a 10 kbar-1000° C, respectivamente. Qian & Hermann (2013) sugirieron, también en base a experimentos, que las condiciones P-T óptimas para la generación de magmas TTG a partir de una corteza máfica varía entre los 800–900°C y 10–12,5 kbar, equivalente a una profundidad de 35–43 km. Sin embargo, en un estudio reciente, se ha planteado la posibilidad de que el origen de los TTG, específicamente los de alta presión, esté relacionado a un fraccionamiento de líquidos provenientes de un manto litosférico metasomatizado, no habiendo evidencias de fusión a profundidades mayores a ~40 km en la corteza continental moderna (Smithies *et al.* 2019). Los contenidos bajos en K, altos en Na–Al y la composición cálcica de las rocas estudiadas son generalmente atribuidos a una fuente basáltica (*e.g.*, Foley *et al.* 2002; Moyen 2011 y referencias allí citadas) lo cual coincide, además, con líquidos obtenidos experimentalmente por Patiño Douce (1999), la recopilación de datos experimentales por Laurent *et al.* (2014) y se pueden observar en la Figura 6.1.c y d, respectivamente. En línea con esto, autores tales como Moyen & Stevens (2006), entre otros, consideran que una fuente komatítica o basáltica produciría líquidos TTG de composición sódica. De esta manera, una alternativa a una fuente TTG *sensu stricto* para los magmas asociados a los ortogneises es una roca basáltica o de composición equivalente.

El fraccionamiento del Nb y el Ta proporciona información fundamental para explicar la formación de la corteza continental. Geoquímicamente, se comportan de manera similar durante la fusión del manto por lo que esta relación es constante en la corteza continental (~11-13; *e.g.*, Green 1995, Barth *et al.* 2000, Rudnick & Gao 2003) mientras que en el manto deprimido es ~15-23 (*e.g.*, Green 1995, Workman & Hart 2005) y en general, los magmas ácidos poseen una relación Nb/Ta menor que los magmas máficos y los MORB (*e.g.*, Dessimoz *et al.* 2012). Aunque, se han propuesto varios procesos que podrían fraccionar estos elementos, las más aceptadas plantean la cristalización de anfíboles, así como de minerales ricos en Ti como principales causas del fraccionamiento y que en general, hay presencia de fluidos que intervienen en el proceso (*e.g.*, Green 1995, Hoffmann *et al.* 2011, Moreno *et al.* 2016). Recientemente,

estudios confirmaron que el rutilo interviene significativamente en el fraccionamiento del Nb y Ta por sobre el anfíbol (Zhang *et al.* 2021). Las anomalías negativas de Nb-Ta y Ti con respecto al manto primitivo (ver Capítulo 3, Apartado 3.2; Figura 3.2.6) son características esperadas para rocas TTG en un ambiente de subducción. En este contexto, también se observa que la única característica geoquímica que difiere entre los diferenciados granitoides y ortogneises es la relación Nb/Ta controlada principalmente por fases ricas en Ti (rutilo, ilmenita y titanita), anfíboles, biotita y/o fengita (*e.g.*, Stepanov & Hermann 2013, Stepanov *et al.* 2014). Esta relación aumenta significativamente en los ortogneises llegando a valores de 19 (esperados para un origen mantélico; *e.g.*, Moreno *et al.* 2016 y referencias allí citadas) lo cual podría estar relacionado con el fraccionamiento de los anfíboles (Foley *et al.* 2002). Foley *et al.* (2000) y otros autores, han utilizado el fraccionamiento del Nb y Ta en rutilo como un indicador de la presión de fusión concluyendo que los líquidos formados a partir de un residuo en equilibrio con rutilo producen una relación Nb/Ta significativamente alta. Foley *et al.* (2002) utilizaron esta relación para diferenciar la naturaleza del residuo de los TTG (eclogítico o anfíbolítico) atribuyéndole una alta relación Nb/Ta a un residuo eclogítico y contrariamente, una baja relación a un residuo anfíbolítico. Sin embargo, durante la fusión, la diferenciación intracontinental puede fraccionar HFSE y modificar las características geoquímicas primarias de los TTG (Hoffmann *et al.* 2011). Por ejemplo, la presencia de fases ricas en Ti o de anfíboles con #Mg bajo suelen fraccionar la relación Nb/Ta, resultando dicha relación alta en el residuo y baja en el líquido. Todas las características mencionadas anteriormente sugieren que las granodioritas se formaron por fusión parcial de los ortogneises heredando características geoquímicas tales como los altos contenidos de LREE y bajos en HFSE (*e.g.*, Arndt 2013; Laurent & Zeh 2015; Montefalco de Lira Santos *et al.* 2017; Moyen & Laurent 2018) y que, como consecuencia de los procesos de fusión, disminuyó la relación Nb/Ta. Esto puede generarse por fusión parcial de la corteza media en condiciones de facies anfíbolita (600–700 °C y 4–12 kbares) como concluyó Hoffmann *et al.* (2011). Los ortogneises, que representan la corteza media, son interpretados como producto de la fusión parcial de los TTG *sensu stricto* con una alta relación Nb/Ta generada en la corteza inferior en condiciones de facies granulita (>700°C y >4–12 kbar).

En los ambientes convergentes, el enriquecimiento en LILE (en relación con los magmas tipo MORB) es atribuido al metasomatismo generado entre la cuña del manto y los fluidos silicatados acuosos provenientes de las losas subductadas (Codillo *et al.* 2018 y referencias allí citadas). Por otra parte, el empobrecimiento en HFSE se ha relacionado con un empobrecimiento previo de la cuña del manto, con una retención selectiva de fases minerales accesorias como rutilo, titanita y/o espinelo (resultando anomalías negativas de Nb-Ta y Ti en comparación con el Manto Primitivo; ver Capítulo 3, Apartado 3.2; Figura 3.2.6) estabilizadas en la cuña del manto y/o en la losa y a la partición del ortopiroxeno durante la reacción de fusión-roca (e.g., Tatsumi *et al.* 1986, Kelemen *et al.* 1990, Skora & Blundy 2010). Entonces, en general las bajas relaciones de Lu/Hf (~0,033 ppm, Moyen & Martin 2012) y Zr/Sm (~44,3 ppm, Moyen & Martin 2012) sugieren una signatura geoquímica típica de arco magmático que también son características que presentan muchos granitoides arqueanos TTG (e.g., Moyen & Laurent 2018).

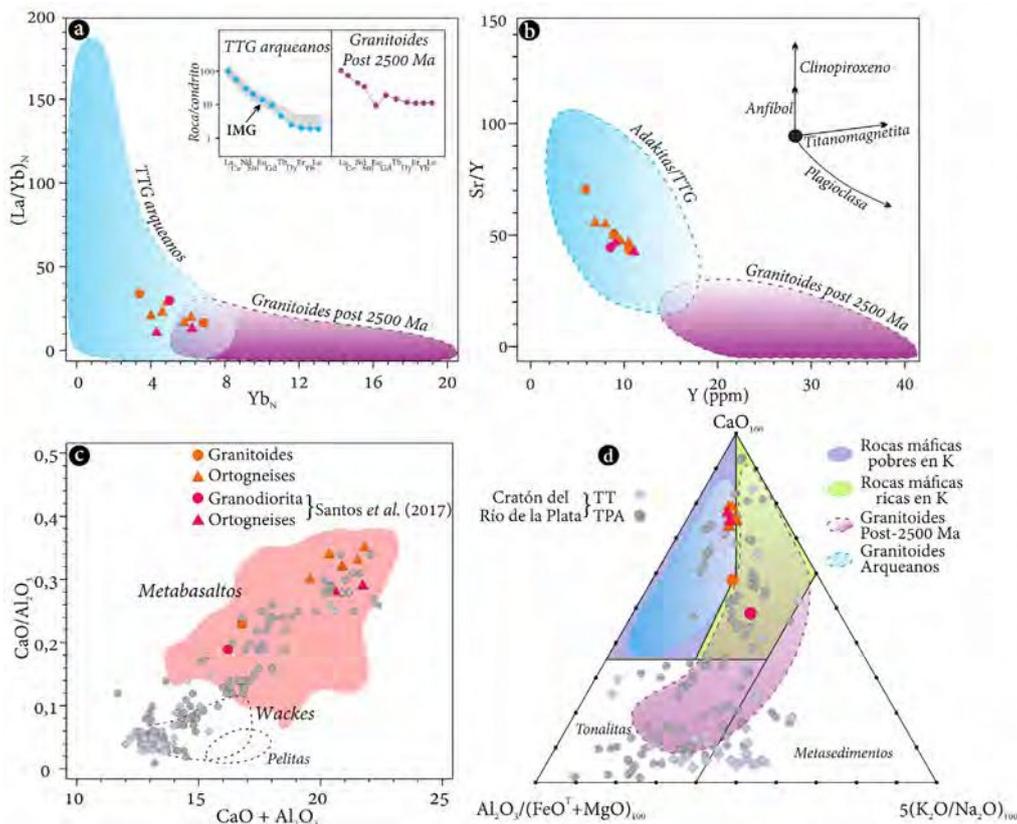
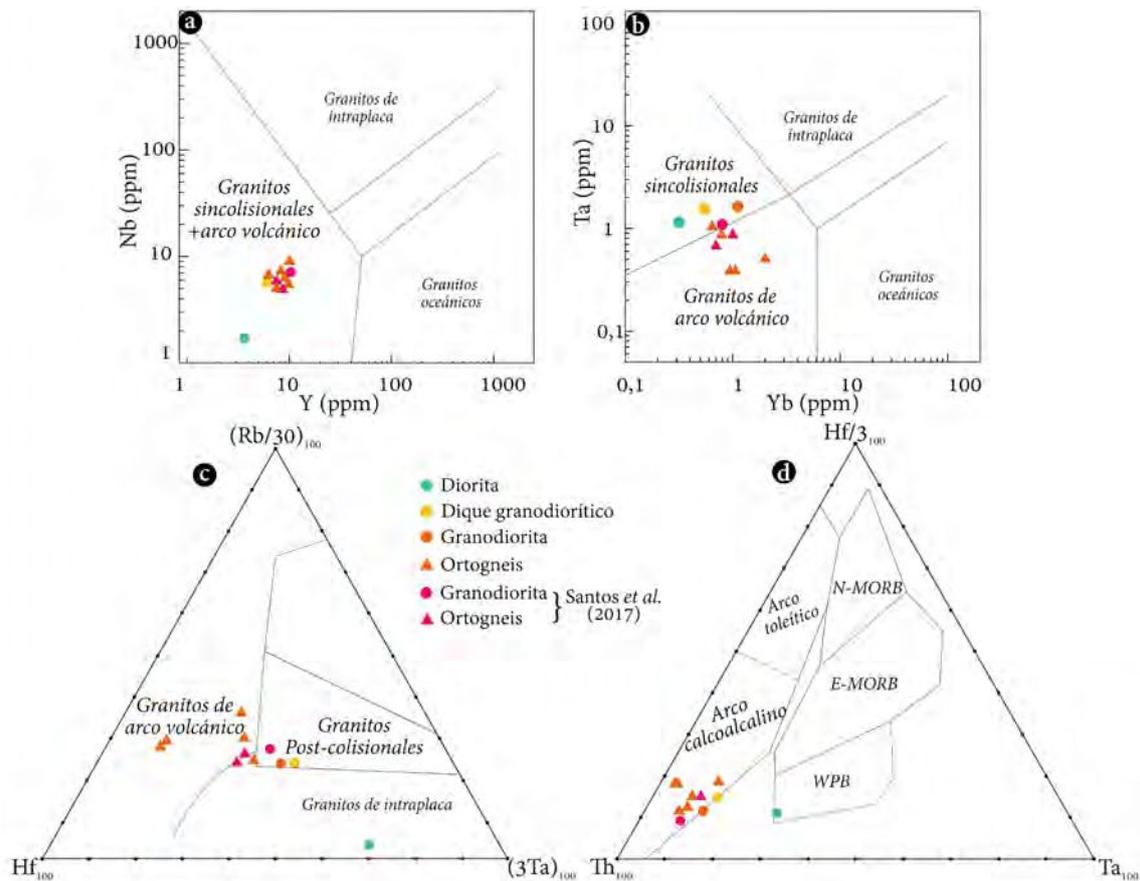


Figura 6.1. Diagramas a)  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  (Moyen & Martin 2012), b)  $Sr/Y$  vs.  $Y$  (Defant & Drummond 1990). c) Diagrama  $CaO/Al_2O_3$  vs.  $CaO + Al_2O_3$  tomado de Patiño Douce (1999). d) Diagrama ternario propuesto por Laurent *et al.* (2014), se incluyeron los campos de granitoides arqueanos y post-2500 Ma. En todos los diagramas, se incluyeron las muestras analizadas por Santos *et al.* (2017) y datos del Cratón del Río de la Plata a modo de comparación (Oyhantçabal *et al.* 2011, Rapela *et al.* 2007, Chernicoff *et al.* 2016, Martínez *et al.* 2020, Angeletti *et al.* 2021).

Según los diagramas de discriminación tectónica para rocas intermedio-ácidas basados en relaciones de distintos elementos trazas, la mayoría de las muestras grafica en el campo correspondiente a **arco continental** (Figura 6.2a-d). En la Figura 6.2b-c se puede distinguir una formación durante la etapa de **arco volcánico** para los ortogneises mientras que, para los granitoides y diques, sugiere una formación en la etapa **sincolisional** o **sincolisional-tardío** según Harris *et al.* (1986).



**Figura 6.2.** Diagramas de discriminación tectónica para las muestras correspondientes a la unidad intermedio-ácida: a) Nb vs. Y (ppm) y b) Ta vs. Yb (ppm) según Pearce *et al.* (1984). c) Diagrama Hf-Rb/30-3Ta de Harris *et al.* (1986). d) Th-Hf/3-Ta de Wood (1980). Todas las muestras coinciden con los campos de arco volcánico, mientras que en los diagramas b) y c), se diferencian los granitoides. Por su parte, la diorita difiere de todas las muestras en los diagramas.

Asimismo, según los diagramas propuestos por Bea *et al.* (2000), tanto los granitoides como los ortogneises se clasifican como granitoides **tipo M** correspondientes a **granitoides primitivos** que corresponden a series **gabro-granito** con altos contenidos de Mg y bajos en Al (Figura 6.3a-b). En dicho diagrama se han ploteado rocas del magmatismo riaciano del Cratón

del Río de la Plata (Oyhantçabal *et al.* 2011, Rapela *et al.* 2007, Chernicoff *et al.* 2016, Martínez *et al.* 2020, Angeletti *et al.* 2021) observándose que la ocurrencia de este tipo de magmatismo se da solo en sectores localizados del Sistema de Tandilia y Terreno Piedra Alta (ver próximo apartado).

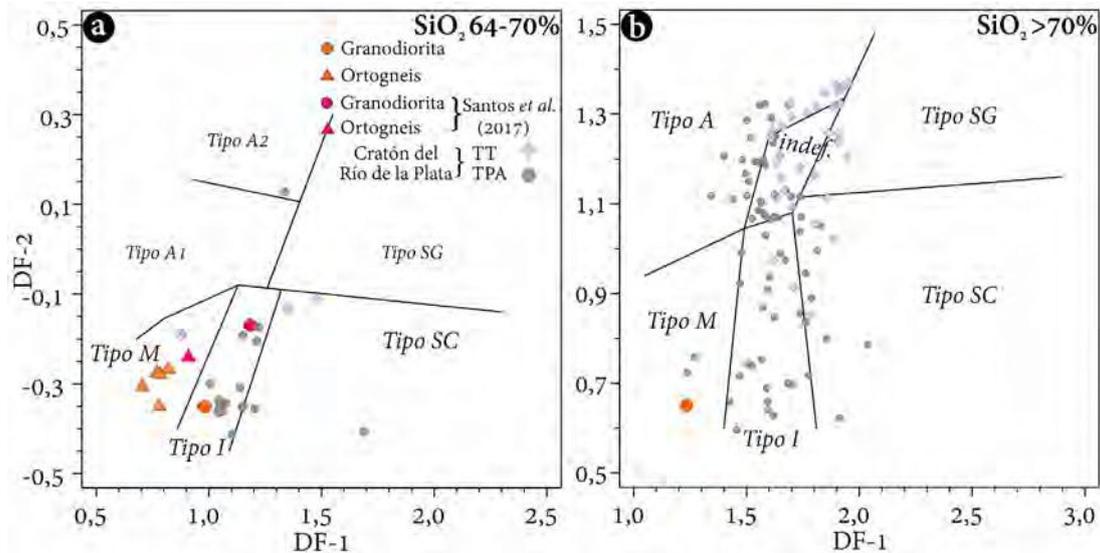


Figura 6.3. Diagramas DF-1 vs. DF-2 propuestos por Bea *et al.* (2000) para rocas granitoides: a) para rocas con SiO<sub>2</sub> entre 64 y 70% y b) para rocas con SiO<sub>2</sub> mayor a 70%. Se incluye datos del Cratón del Río de la Plata a modo de comparación (Oyhantçabal *et al.* 2011, Rapela *et al.* 2007, Chernicoff *et al.* 2016, Martínez *et al.* 2020, Angeletti *et al.* 2021).

## 6.2.2 SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DEL MAGMATISMO INTERMEDIO-ÁCIDO

### PALEOPROTEROZOICO DE LA ISLA MARTÍN GARCÍA EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

El magmatismo riaciano (~ 2200-2000 Ma) del Cratón del Río de la Plata está ampliamente registrado por ortogneises y granitoides calcoalcalinos metaluminosos con una signatura típica de arco magmático relacionado con la Orogenia Transamazoniana. Estos han sido interpretados como derivados de la diferenciación de rocas ígneas máficas (e.g., Pankhurst *et al.* 2003, Rapela *et al.* 2007, Cingolani 2011, Chernicoff *et al.* 2016, Oyhantçabal *et al.* 2018 y referencias allí citadas).

Las rocas de la unidad intermedio-ácida del CMG han sido interpretadas como la continuación occidental del Cinturón granítico-gnéisico Florida (Santos *et al.* 2017) y

presumiblemente, lo estén con otras manifestaciones de rocas riacianas dentro del Terreno Piedra Alta no estudiadas hasta el momento (ver Figura 6.3). A su vez, estas manifestaciones magmáticas del CMG, asociadas al retrabajo de una corteza neoarqueana ( $\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +3.62$ ,  $T_{\text{DM-Hf}} = 2520$  Ma; Santos *et al.* 2017), con signatura TTG (presente Tesis), podría encontrarse en otros sectores del CRLP. Entre estos sectores se encuentra la Sierra del Tigre en el Área de Balcarce (Sistema de Tandilia; Martínez *et al.* 2020) y el Cinturón San José (Terreno Piedra Alta; Bossi & Ferrando 2001) aunque esto carece de estudios detallados. Asimismo, recientemente en el Cerro Siempre Amigos (Área de Azul, Tandilia), se sugirió la presencia de un magmatismo sanukitoide neoarqueano posiblemente precursor del magmatismo Paleoproterozoico (Angeletti *et al.* 2021).

Las características geoquímicas, mineralógicas e isotópicas sugieren que las unidades intermedio-ácidas del CMG se podrían relacionar con un modelo de Orógeno tipo Pacífico (P-type) con cinturones de tipo Himalaya (H-type) subordinados, producto de una colisión entre un continente (Terreno Buenos Aires-Piedra Alta) y un microcontinente (Bloque El Cortijo). Este caso se ha estudiado en el Cinturón Orogénico Central Asiático (Safanova 2017) así como en otros cinturones dentro del continente asiático (*e.g.*, Kheraskova *et al.* 2003, Konopelko *et al.* 2008, Levashova *et al.* 2010, Zheng *et al.* 2013). Lo descrito en el párrafo anterior, es consistente con una evolución subducción-colisión en un escenario tectónico moderno (<2500 Ma), donde se relacionan directamente rocas formadas en un contexto de subducción y colisión, siendo normal la participación de un **manto metasomatizado** como fuente y **fusión intracortical** (Laurent *et al.* 2014).

### 6.2.3 SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DEL MAGMATISMO BÁSICO EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

Los **gabros hornbléndicos** o bojitas resultan comparables, por afinidades petrográficas y geoquímicas, con los gabros de los cinturones Arroyo Grande (Complejo Marincho) y San José (Suite Isla Mala), ambos de edad paleoproterozoica (Bossi & Schipilov 2007 y referencias allí citadas) y presumiblemente con los del Complejo Ojosmín, todos en el Terreno Piedra Alta. Estos han sido interpretados como la raíz de un magmatismo calcoalcalino posttectónico, con un emplazamiento poco profundo (3-6 km) y una saturación de vapor de agua que dio lugar a la

desestabilización de los piroxenos y presencia de cuarzo (Bossi & Schipilov 2007 y referencias allí citadas). Además, según Bender *et al.* (1982), estarían relacionados a tonalitas, granodioritas y granitos perteneciendo a la serie appinitica (Bossi & Schipilov 2007 y referencias allí citadas). Por otra parte, algunos autores explicaron este fenómeno en el Terreno Piedra Alta, como una mezcla de magmas con una fuente mantélica independiente, únicamente observado hacia el norte de la Zona de Cizalla Colonia- Arroyo Pavón. En este sentido, la Zona de Sutura El Salado, propuesta por Pángaro & Ramos (2012) podría estar representando el límite mencionado por Bossi & Schipilov (2007). Ya Bossi & Ferrando (2001) habían sugerido para el Complejo Marincho (Cinturón Arroyo Grande) y la Suite Isla Mala (Cinturón San José), respectivamente, la existencia de magmatismo postectónico paleoproterozoico con fuentes magmáticas independientes. Luego, Hartmann *et al.* (2008), lo confirma a través de geocronología, obteniendo edades paleoproterozoicas para los gabros hornbléndicos de la Suite Isla Mala. De esta manera, los gabros hornbléndicos del CMG podrían ser correlacionables con la suite básica del Terreno Piedra Alta, desde el punto de vista petrográfico, química y geocronológico.

### 6.3 EVIDENCIAS DE MAGMATISMO MESOPROTEROZOICO ?

Los metagabros olivínicos poseen similitudes con aquellos descritos por Rapela *et al.* (2007) y Rapela & Baldo (2014), siendo rocas básicas típicas de arco magmático, compatible con un arco de islas primitivo. Las estructuras coroníticas resultan del equilibrio químico parcial entre minerales, siendo herramientas útiles para la reconstrucción de la historia tectono-magmática y metamórfica de una región. En este sentido, las coronas olivino-plagioclasa han sido reportadas en rocas máficas de terrenos de medio a alto grado metamórfico, siendo indicadoras de un origen magmático y posterior enfriamiento en estado subsólido desde temperaturas ígneas (*e.g.*, Passchier & Trouw 2005, Ogilvie & Gibson 2017). Cabe destacar, que el desarrollo de los diferentes dominios de las coronas es bastante limitado (<300  $\mu\text{m}$  de espesor), comparado con las coronas descritas por Ogilvie & Gibson (2017), posiblemente debido a los bajos contenidos de H<sub>2</sub>O y fase fundida. El análisis de estas rocas podría estar indicando procesos similares a lo largo del CRLP, los cuales afectaron a cuerpos básicos y sugieren una etapa de **crystalización** seguida de **enfriamiento** y **exhumación**.

#### 6.4 METAMORFISMO REGIONAL M<sub>2</sub>: ¿DEFORMACIÓN BRASILIANA?

Los granitoides, ortogneises, diques granodioríticos, gabros hornbléndicos y facies hornbléndicas de los gabros olivínicos presentan evidencias de un episodio de deformación (D<sub>2</sub>) no coaxial, de media-alta temperatura, vinculado al evento metamórfico M<sub>2</sub>. Este episodio está asociado al desarrollo de una foliación moderadamente penetrativa S<sub>2</sub>, de orientación preferente NE-SO. La edad de este evento queda acotada entre los 673±36 Ma y 591±100 Ma, correspondiente a las edades de pérdida de plomo registrada en los circones de las rocas ígneas intermedia-ácida.

Las microestructuras de deformación de los ortogneises y diferenciados granitoides indican temperaturas aproximadas entre 500-600°C, coincidentes con las microestructuras establecidas para el basamento paleoproterozoico cerca de la Megacizalla de Azul, en el Cerro Siempre Amigos (Sistema de Tandilia; Angeletti 2016). De la misma forma, Jorgensen *et al.* (2008) estimaron temperaturas mayores para el evento de milonitización que afectó las unidades granulíticas paleoproterozoicas en el Cerro La Crespa también cerca de la Megacizalla de Azul. En los granitoides, se han observado microestructuras en anfíbol que podrían indicar una milonitización de mayor temperatura, tales como formación de maclado y foliación tipo *fish*, aunque estos mecanismos aún no están estudiados en detalle (Passchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2009). Según la termobarometría en anfíbol, las granodioritas estarían reequilibradas a ~700 °C - 3 kbar y el ortogneis, a ~700 °C - 6 kbar. Frisicale *et al.* (2012 y referencias allí citadas), sugieren que la milonitización tiene lugar luego del evento magmático y del emplazamiento de los diques calcoalcalinos estudiados por Iacumin *et al.* (2001), Teixeira *et al.* (2002), Lajoinie *et al.* (2014) y recientemente, Martínez *et al.* (2020).

Recientemente, Santos *et al.* (2017), asociaron pérdidas de Pb y evidencias de deformación dúctil observadas en el basamento de las islas Martín García, Dos Hermanas y Sola a eventos termales y deformacionales que se registraron en el Terreno Tandilia durante el Neoproterozoico (620-590 Ma) (Martínez *et al.* 2013, Angeletti *et al.* 2014).

## 6.5 LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DEL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA EN EL CONTEXTO DEL CRATÓN DEL RÍO DE LA PLATA

El evento colisional en el CRLP, está evidenciado por la presencia de rocas de arcos de islas, fajas miloníticas y engrosamiento cortical (Cingolani 2011, Oyhantçabal *et al.* 2018). En la IMG, el engrosamiento cortical está representado por la fusión parcial de los ortogneises e intrusión de los granitoides posteriormente.

Rocas básicas y ultrabásicas del CRLP han sido vinculadas a arco de islas (*Ocean Plate Stratigraphy*; Lajoinie *et al.* 2021) posiblemente de edad proterozoica y definida como la Formación El Cortijo (Teruggi *et al.* 1988) que aflora en el Área de Tandil. Según Chernicoff *et al.* (2014), esta escama de corteza oceánica fue obductada en la zona de sutura paleoproterozoica El Cortijo. Las manifestaciones de rocas de origen oceánico son poco frecuentes en el CRLP y carecen de estudios detallados. Dalla salda (1981) reconoció manifestaciones de metaultrabasitas en la IMG que definió como peridotitas de tipo alpino. Por otra parte, Bossi & Piñeyro (2004), definieron la existencia de metaultrabasitas en el Complejo Ojosmín (Terreno Piedra Alta) definiéndolas como parte de una escama de corteza oceánica obductada sugiriendo una posible extensión de esta, en la Isla Martín García. De la misma forma, Segal & Crosta (2010), realizaron estudios en las metaultrabasitas del CMG sugiriendo el mismo origen.

Los resultados obtenidos en esta Tesis Doctoral establecen la existencia de peridotitas con plagioclasa que cristalizaron a presiones bajas-moderadas (5 kbar-1200° C) y parecen provenir de una fusión de un manto litosférico empobrecido que se contaminó con una corteza inferior posiblemente vinculado a un proceso de delaminación (*e.g.*, Rapela *et al.* 2018). Tienen una edad máxima de 514 Ma, lo cual sugiere que estas rocas se originaron en el Paleozoico Inferior (Cámbrico medio a superior), intruyendo el basamento paleoproterozoico. Entre las pocas citas de magmatismo paleozoico en el CRLP, magmatismo cámbrico-devónico medio fue citado en el Sistema de Tandilia, representando por diabasas reconocidas por Rapela *et al.* (1974) en el área de Los Barrientos de 490-450 Ma (K-Ar en roca total) mientras que Cingolani *et al.* (1985) reporta edades en una diabasa de 396 Ma (K-Ar en roca total). Esto sugiere la existencia

de un magmatismo básico durante el Paleozoico Temprano emplazado en el Cratón del Río de la Plata.

## 6.6 HISTORIA TERMOCRONOLÓGICA EN EL COMPLEJO MARTÍN GARCÍA

En la IMG, los datos muestran una exhumación más antigua que la mencionada para los sectores de Tandilia por lo que la IMG pudo ser fuente de detritos para las cuencas cercanas y además sugiere una edad máxima para las rocas ultrabásicas de posible edad cámbrica discutidas anteriormente. Se han reportado datos termocronológicos en el sur de Brasil y norte de Uruguay con temperaturas por debajo de las 200°C desde el Paleozoico Temprano, correlacionado con la orogénesis y acreción de terrenos en el margen SO de Gondwana Occidental (Machado *et al.* 2020, 2021). El enfriamiento por debajo de los 110°C comenzó durante el Carbonífero con exhumación continua del basamento hasta el Cretácico Inferior favorecido por el adelgazamiento de la litósfera y la ruptura de Gondwana hasta la ocurrencia del vulcanismo de Paraná-Etendeka (Machado *et al.* 2020, 2021).

## 6.7 REFERENCIAS

- ◆ Arndt, N.T., 2013. The formation and evolution of the continental crust. *Geochemical Perspectives*, 2(3), 405–533.
- ◆ Angeletti, M., Chichorro, M., Castro, A., Frisicale, M.C., Solá, R., & Dimieri, L.V. (2021). New geochemical, U–Pb SIMS geochronology and Lu–Hf isotopic data in zircon from Tandilia basement rocks, Río de la Plata craton, Argentina: Evidence of a sanukitoid precursor for some Paleoproterozoic granitoids. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103199. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103199>
- ◆ Angeletti, M., Chichorro, M., Frisicale, M.C., Castro, A., & Dimieri, L.V. (2014). Nuevas edades radiométricas U–Pb SHRIMP en Tandilia, Cerro Siempre Amigos, Sierras de Azul, Buenos Aires, Argentina. 19° *Congreso Geológico Argentino*. Sesión Temática Petrología Ígnea y Metamórfica T8-01, p. 2.
- ◆ Angeletti, M., Frisicale, M. C., & Dimieri, L.V. (2016). Petrografía, caracterización geoquímica y análisis microestructural del granito del cerro Siempre Amigos, sierras de Azul, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(2), 211-224.
- ◆ Barker, F., & Arth, J.G. (1976). Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(10), 596-600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<596:GOTLAA>2.0.CO;2)
- ◆ Barth, A.P., Wooden, J.L., Mueller, P.A., & Economos, R.C. (2016). Granite provenance and intrusion in arcs: Evidence from diverse zircon types in Big Bear Lake Intrusive Suite, USA. *Lithos*, 246, 261-278. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.009>
- ◆ Bea, F., Corretgé, L., & Fershtater, G.B. (2000). A systematic typology of granitoid rocks from major element composition. I: the upper silica range. *Boletín de La Sociedad Española de Mineralogía*, 23, 121–133.
- ◆ Bender, J.F., Hanson, G.N., & Bence, A.E. (1982). The Cortlandt complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 58(3), 330-344.

[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90084-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90084-X)

- ◆ Bossi, J., & Piñeyro, C. (2004). Complejo Ojosmín: un resto de ofiolita transamazónica?. *IV Congreso Uruguayo de Geología*, 1-11, Montevideo.
- ◆ Bossi, J., & Schipilov, A. (2007). Rocas ígneas básicas del Uruguay. *Facultad de Agronomía*, Montevideo, 364 pp.
- ◆ Codillo, E.A., Le Roux, V., & Marschall, H.R. (2018). Arc-like magmas generated by mélange-peridotite interaction in the mantle wedge. *Nature communications*, 9(1), 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05313-2>
- ◆ Champion, D.C., & Smithies, R.H. (2003). Archaean granites. En: *Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium. Geoscience Australia*, 19-24.
- ◆ Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Pesce, A., & McNaughton, N.J. (2016). Zircon and Titanite U-Pb SHRIMP dating of unexposed basement units of the Buenos Aires region, southeastern Río de la Plata Craton, Argentina. *International Geology Review*, 58(5), 643–652. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.111050301:41>
- ◆ Cingolani, C.A., Varela, R., & Aceñolaza, F.G. (1985). Caracteres geológicos y paleoicnológicos del Cerro del Corral (Partido de Necochea), Provincia de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 891–908.
- ◆ Cingolani, C.A. (2011). The Tandilia system of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: An overview. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 221–242. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0611-5>
- ◆ Dalla Salda, L.H. (1981). El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 29–43.
- ◆ De Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim De Sá, E. F., & De Freitas Macedo, M. H. (2007). Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: The Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11), 2149–2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>
- ◆ Defant, M.J., & Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662-665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- ◆ Dessimoz, M., Müntener, O., & Ulmer, P. (2012). A case for hornblende dominated fractionation of arc magmas: the Chelan Complex (Washington Cascades). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(4), 567-589. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0685-5>
- ◆ Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., Dristas, J.A., Araujo, V., & Fortunatti, N. (2012). Microstructural and geochemical analysis of Paleoproterozoic pseudotachylytes in Río de la Plata craton, Tandilia belt, Argentina. *Geologica Acta*, 85-101.
- ◆ Foley, S.F., Barth, M.G., & Jenner, G.A. (2000). Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5), 933–938. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00355-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00355-5)
- ◆ Foley, S., Tiepolo, M., & Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417(6891), 837-840. <https://doi.org/10.1038/nature00799>
- ◆ Green T.H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347–359. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00145-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00145-X)
- ◆ Harris, N.B.W., Pearce, J.A., & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19, 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- ◆ Hartmann, L.A., Bossi, J., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J., & Piñeyro, D. (2008) Geocronología SHRIMP U-Pb en circones del Gabro Rospide del Cinturón Paleoproterozoico San José, Terreno Piedra Alta, Uruguay: una prueba geocronológica de magmas coetáneos. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología*, 15, 40–53.

- ◆ Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D., & Svahnberg, H. (2011). Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(15), 4157-4178. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.04.027>
- ◆ Huspeni, J.R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., & Jones, L.M. (1984). Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico. *Economic Geology*, 79(1), 87-105. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.1.87>
- ◆ Iacumin, M., Piccirillo, E.M., Girardi, V.A.V., Teixeira, W., Bellieni, G., Echeveste, H., & Ribot, A. (2001). Early proterozoic calc-alkaline and middle proterozoic tholeiitic Dyke Swarms from Central–Eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr–Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42(11), 2109-2143. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2109>
- ◆ Jorgensen, L., Frisicale, M.C., & Dimieri, L.V. (2008). Microestructuras de deformación en rocas granulíticas, cerro La Crespa, Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2), 233-243.
- ◆ Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., & Irving, A.J. (1990). High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle–magma interaction. *Nature*, 345(6275), 521-524. <https://doi.org/10.1038/345521a0>
- ◆ Kheraskova, T.N., Didenko, A.N., & Bush, V.A. (2003). The Vendian-Early Paleozoic history of the continental margin of eastern Paleogondwana, Paleoasian ocean, and Central Asian foldbelt. *Russian Journal of Earth Sciences*, 5(3), 165-184.
- ◆ Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R., Kiseleva, M., Matukov, D., & Sergeev, S. (2008). Deciphering Caledonian events: timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4), 131-141. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.017>
- ◆ Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M.E., Cingolani, C.A., Salvioli, M.A., de la Cal, H.G., & Etcheverry, R.O. (2021). Geochemical characterization of the El Cortijo Formation metacherts: New evidence of an oceanic rock sequence in the Palaeoproterozoic basement of the Tandilia Belt, Argentina, Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 111. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103448>
- ◆ Lajoinie, M.F., Lanfranchini, M., Etcheverry, R.O., & Recio, C. (2014). Primeros registros del “evento lomagundi-jatuli” en mármoles paleoproterozoicos del basamento de las Sierras septentrionales de la Provincia de Buenos Aires, Cratón del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(4), 585-597.
- ◆ Laurent, O., Martin, H., Moyen, J., & Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208-235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- ◆ Laurent, O., & Zeh, A. (2015). A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: Example from the Pietersburg block (South Africa). *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 326-338. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.028>
- ◆ Levashova, N.M., Kalugin, V.M., Gibsher, A.S., Yff, J., Ryabinin, A.B., Meert, J.G., & Malone, S.J. (2010). The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology. *Tectonophysics*, 485(1-4), 306-320. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.01.012>
- ◆ Machado, J.P., Jelinek, A.R., Stephenson, R., Gaucher, C., Bicca, M.M., Chigliano, L., & Genezini, F.A. (2020). Low-temperature thermochronology of the South Atlantic margin along Uruguay and its relation to tectonic events in West Gondwana. *Tectonophysics*, 784, 228439. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228439>
- ◆ Machado, J.P., Jelinek, A.R., Stephenson, R., & O'Sullivan, P. (2021). Thermochronology of South America passive margin between Uruguay and southern Brazil: A lengthy and complex cooling history based on (U–Th)/He and fission tracks. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103019>

- ◆ Martin, H. (1994). The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. En *Developments in Precambrian geology* (Vol. 11, pp. 205-259). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70224-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70224-X)
- ◆ Martínez, J.C., Dristas, J.A., van den Kerkhof, A.M., Wemmer, K., Massonne, H.J., Theye, T., & Frisicale, M. C. (2013). Late-Neoproterozoic hydrothermal fluid activity in the Tandilia belt, Argentina. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 70(3), 410–426.
- ◆ Martínez, J.C., Massonne, H.J., Dristas, J.A., Opitz, J., & Angeletti, M. (2020). Paleoproterozoic metamorphosed calc-alkaline dikes of the southwestern Río de la Plata craton, Tandilia belt of Argentina, record a prograde high-pressure, medium-temperature evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 101, 102595. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102595>
- ◆ Montefalco de Lira Santos, L.C., Dantas, E.L., Cawood, P.A., José dos Santos, E., & Fuck, R.A. (2017). Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 342–363. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.013>
- ◆ Moreno, J.A., Molina, J.F., Bea, F., Abu Anbar, M., & Montero, P. (2016). Th-REE- and Nb-Ta-accessory minerals in post-collisional Ediacaran felsic rocks from the Katerina Ring Complex (S. Sinai, Egypt): An assessment for the fractionation of Y/Nb, Th/Nb, La/Nb and Ce/Pb in highly evolved A-type granites. *Lithos*, 258–259, 173–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.020>
- ◆ Moyen, J.F. (2011). The composite Archean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archean crustal growth. *Lithos*, 123(1–4), 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.09.015>
- ◆ Moyen, J.F., & Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312–336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- ◆ Moyen, J., & Stevens, G. (2006). Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 164, 149.
- ◆ Moyen, J.F., & Laurent, O. (2018). Archean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, 302, 99-125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.038>
- ◆ Moyen, J.F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.B., Farina, F., Fiannacca, P., & Villaros, A. (2021). Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *Lithos*, 402, 106291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291>
- ◆ Ogilvie, P., & Gibson, R.L. (2017). Arrested development—a comparative analysis of multilayer corona textures in high-grade metamorphic rocks. *Solid Earth*, 8(1), 93-135. <https://doi.org/10.5194/se-8-93-2017>
- ◆ Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., & Wemmer, K. (2011). The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2), 201-220. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0580-8>
- ◆ Oyhantçabal, P., Cingolani, C.A., Wemmer, K., & Siegesmund, S. (2018). The Río de la Plata Craton of Argentina and Uruguay. En *Geology of Southwest Gondwana*. Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_4)
- ◆ Pángaro, F., & Ramos, V.A. (2012). Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37(1), 162-183. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.010>
- ◆ Pankhurst, R. J., Ramos, A., & Linares, E. (2003). Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 5–13.

[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00015-4)

- ◆ Passchier, C.W., & Trouw, R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer, 366 p., Berlin.
- ◆ Patiño Douce, A.E. (1999). What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society Special Publication*, 168, 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- ◆ Pearce, J.A., Harris, N.B., & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- ◆ Qian, Q., & Hermann, J. (2013). Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: constraints on adakite and TTG formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(6), 1195-1224. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0854-9>
- ◆ Rapela, C.W., Dalla Salda, L.H., & Cingolani, C.A. (1974). Un intrusivo básico ordovícico en la ‘Formación La Tinta’ (Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29, 319-331.
- ◆ Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., & Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83(1-2), 49-82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- ◆ Rapela, C.W., & Baldo, E.G. (2014). El cratón del Río de la Plata en la provincia de Córdoba. *Geología y Recursos Naturales de La Provincia de Córdoba. XIX Congreso Geológico Argentino*, 871–880.
- ◆ Rollinson, H. (2017). There were no large volumes of felsic continental crust in the early Earth. *Geosphere*, 13(2), 235–246. <https://doi.org/10.1130/GES01437.1>
- ◆ Rudnick, R.L., & Gao, S. (2003). Composition of the Continental Crust: En: *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- ◆ Safonova, I. (2017). Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs. *Gondwana Research*, 47, 6-27. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.003>
- ◆ Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., McNaughton, N.J., & Greau, Y. (2017). U-Pb geochronology of Martín García, Sola, and Dos Hermanas Islands (Argentina and Uruguay): Unveiling Rhyacian, Statherian, Ectasian, and Stenian of a forgotten area of the Río de la Plata Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 207–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.029>
- ◆ Segal, S., & Crosta S. (2010). Nuevos aportes al conocimiento de las metaultrabasitas de la Isla Martín García, Argentina. *X Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Universidad Nacional de Río Cuarto, 331-334.
- ◆ Skora, S., & Blundy, J. (2010). High-pressure hydrous phase relations of radiolarian clay and implications for the involvement of subducted sediment in arc magmatism. *Journal of Petrology*, 51(11), 2211-2243. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq054>
- ◆ Smithies, R.H., Lu, Y., Johnson, T.E., Kirkland, C.L., Cassidy, K.F., Champion, D.C., Mole, D.R., Zibra, I., Gessner, K., Sapkota, J., De Paoli, M.C., & Poujol, M. (2019). No evidence for high-pressure melting of Earth’s crust in the Archean. *Nature communications*, 10(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13547-x>
- ◆ Stepanov, A.S., & Hermann, J. (2013). Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: Implications for the “missing Nb paradox”. *Geology*, 41(3), 303-306. <https://doi.org/10.1130/G33781.1>
- ◆ Stepanov, A.S., Mavrogenes, J.A., Meffre, S., & Davidson, P. (2014). The key role of mica during igneous concentration of tantalum. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1009. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1009-3>

- ◆ Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., & Nesbitt, R.W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4), 293-309. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1)
- ◆ Teixeira, W., Pinese, J.P.P., Iacumin, M., Girardi, V.A.V., Piccirillo, E.M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P.R., & Heaman, L.M. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research*, 119(1-4), 329-353. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00128-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00128-6)
- ◆ Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A., & Ramos, V.A. (1988). Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: su implicancia geotectónica, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 43(3), 366-374.
- ◆ Trouw, R.A., Passchier, C.W., & Wiersma, D.J. (2009). Atlas of Mylonites-and related microstructures. *Springer Science & Business Media*.
- ◆ Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary Science Letters*, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- ◆ Workman, R.K., & Hart, S.R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 53-72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>
- ◆ Zhang, J., Wang, R., Hong, J., Tang, M., & Zhu, D.C. (2021). Nb-Ta systematics of Kohistan and Gangdese arc lower crust: Implications for continental crust formation. *Ore Geology Reviews*, 133, 104131. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104131>
- ◆ Zheng, R., Wu, T., Zhang, W., Xu, C., & Meng, Q. (2013). Late Paleozoic subduction system in the southern Central Asian Orogenic Belt: Evidences from geochronology and geochemistry of the Xiaohuangshan ophiolite in the Beishan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 463-475. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.033>



# CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES



## CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

◆ El CMG preserva al menos cuatro episodios magmáticos de composición intermedio-ácido y/o básico. Las edades U-Pb (circones, titanitas y rutilo) y las edades K-Ar (anfíbol, muscovita, roca total), publicadas por Dalla Salda (1981) y Santos *et al.* (2017), permiten ordenar y definir los eventos ígneos. Los más antiguos son dos eventos magmáticos intermedio-ácido, que ocurrieron en el Paleoproterozoico. El más antiguo está representado por el magmatismo asociado a los ortogneises (tonalitas magnesianas, calcoalcalinas y metaluminosas), con una edad ~2127-2103 Ma (edad media ~2119±15 Ma) Ma, seguido de un evento ácido-intermedio que dio origen a granitoides (granodioritas y granitos de naturaleza magnesiana, calcoalcalina y metaluminosa) a los ~2092-2101 Ma (edad media ~2100±12 Ma). El magmatismo básico está relacionado a dos episodios, uno paleoproterozoico (entre 2060-1725 Ma) representado principalmente por gabros hornbléndicos y sincrónico a postectónico respecto a los granitoides. Estos se asocian a la Orogenia Transamazoniana (2085-1600 Ma), y serían consistentes con un contexto sincolisional (granitoides) a tardío (gabros). El magmatismo vinculado con los ortogneises estaría relacionado con el contexto de subducción entre los terrenos Buenos Aires-Piedra Alta y El Cortijo, mientras que los granitoides coincidirían con la etapa colisional del arco y desarrolló sincrónico del evento M<sub>1</sub>. El evento magmático básico post-M<sub>1</sub> (~2060-1725 Ma) se vincula con el magmatismo intermedio-ácido a través de procesos de *mingling*, quedando registrado a través de enclaves máficos. El magmatismo mesoproterozoico (1392-1193 Ma) vinculado a gabros de composición olivínica estaría asociado a contexto de arco. Finalmente, se reconocieron rocas ultrabásicas asociadas a un magmatismo extensional post-500 Ma.

◆ Las litologías de la unidad intermedio-ácida del Complejo Martín García (CMG) preservan dos eventos de deformación dúctil: D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub>. El D<sub>1</sub> (S<sub>1</sub>, de orientación NE-SO) representa la fábrica metamórfica principal de los ortogneises, ligado al desarrollo del evento metamórfico M<sub>1</sub>. El evento metamórfico M<sub>1</sub> tiene una edad equivalente a la de los granitoides, por lo que queda acotada a los ~2092-2101 Ma (edad media ~2100±12 Ma). Este evento generó la S<sub>1</sub> dominante en los ortogneises.

◆ El episodio  $D_2$  está vinculado con el desarrollo de la foliación de tipo milonítica  $S_2$ , coaxial con  $S_1$ , que afecta tanto las unidades intermedio-ácidas (ortogneis y granitoides) como las básicas, plutónicas y filonianas. Este segundo episodio de deformación está ligado al evento metamórfico  $M_2$ . El evento metamórfico  $M_2$ , asociado con la deformación  $D_2$  y el desarrollo de la  $S_2$ , afectando tanto a las unidades intermedio-ácidas como las básicas, queda acotado al Neoproterozoico, entre los  $673 \pm 36$  Ma y  $591 \pm 100$  Ma, las cuales corresponden a las edades de pérdida de Pb registrada en los circones de las rocas ígneas intermedio-ácidas. Esta edad coincide con la orogenia Brasileña registrada, en el Cinturón Dom Feliciano, al este de Uruguay y sureste de Brasil.

◆ Por último, y de carácter frágil-dúctil, desarrolló un tercer episodio de deformación de baja temperatura,  $D_3$ . Las unidades ultrabásicas solo están afectadas por el episodio  $D_3$ .

◆ Las edades termocronológicas a partir trazas de fisión en apatitas obtenidas en el ortogneis ( $\sim 450$  Ma) y en los granitoides ( $\sim 481$  Ma) sugieren que el basamento ha sido exhumado entre el Ordovícico y el Jurásico Inferior. No obstante, la dispersión de edades evidencia que el reseteo de los circones por eventos antiguos ha sido parcial.

◆ Las rocas ultrabásicas del CMG, que presentan grados variables de serpentinización, exhiben texturas cumulares (tipo adcumular) y poiquiliticas. La presencia de magnetita, asociada a serpentina, y los Cr-espinelos en los cuerpos de rocas ultrabásicas permitió definir la forma de los cuerpos mediante estudios magnetométricos, delimitando diques y cuerpos subcirculares que intruyen el basamento proterozoico. Presentan xenocristales de circón interpretados como contaminación cortical del magma durante su génesis y emplazamiento. Esto es consistente con la señal isotópica del  $\epsilon_{Nd}$ , cuyo valor ha sido calculado en  $+0,1$  a  $514$  Ma, con una  $T_{DM}$  de  $1175$  Ma y en el sistema Lu-Hf, presentan valores de  $\epsilon_{Hf(t)} = -8/-5$  para el rango de  $\sim 520-503$  Ma, con  $T_{DM}$  calculadas de  $1800-1600$  Ma. Estarían asociadas a un evento magmático del Paleozoico Inferior, con una edad U-Pb en circones de  $514 \pm 6$  Ma (Cámbrico Medio), la cual se considera la edad máxima de cristalización de la peridotita. Esto descarta las interpretaciones previas de que el basamento ultrabásico formaba parte de una escama oceánica paleoproterozoica. La

composición química de los olivinos son afines a una fuente piroxenítica asociada a un manto metasomatizado. La presencia de plagioclasa indica una formación a profundidades someras a moderadas que podría vincularse con una refertilización del líquido por contaminación en ambientes de baja presión (<5 kb), dado que la misma se desestabiliza con la presencia del Cr presente en el espinelo. Esto es consistente con las condiciones obtenidas a través del par clinopiroxeno-ortopiroxeno de ~1200° C y 5 kbar. Las peridotitas con plagioclasa de la IMG son geodinámicamente compatibles con procesos asociados a la evolución del manto litosférico en ambientes extensionales. En este sentido, las composiciones de olivino (Fo~84) y plagioclasa (An~77) son consistentes con cumulos de MORB y OIB. Estas rocas no presentan evidencias de deformación.

◆ Los gabros olivínicos presentan texturas en coronas alrededor de olivino y clinopiroxeno, evidenciando procesos de reequilibrio en presencia de fundido y en condiciones subsólidas. El olivino presenta características químicas típicas de fuentes piroxeníticas vinculadas a un manto metasomatizado. En estas rocas coexisten una plagioclasa rica en Ca y olivino rico en Mg, cuyas composiciones son características de rocas cumulares de arco, con evidencias de cristalización a profundidades bajas a moderadas consistente con las condiciones obtenidas de ~1200° C y 5 kbar.

◆ Los gabros hornbléndicos presentan una asociación mineral conformada por anfíbol de tipo Mg-hornblenda y plagioclasa cálcica. La Mg-hornblenda es afín a magmas subalcalinos y alta  $fO_2$  como así también lo sugiere la coexistencia de Mg-hornblenda y plagioclasa rica en Ca (magma rico en agua con alta relación  $Ca/(Ca+Na)= 12-15$  y/o contenidos de  $Al_2O_3 > 18\%$ ). Presenta composición afín a un origen mixto (mantélico-cortical) el cual, junto a la presencia de enclaves máficos con anfíboles de similar composición sustenta una mezcla de magmas su composición. Los procesos subsólidos del evento  $M_2$  están representados por la generación de titanita y reequilibrios químicos del anfíbol hacia composiciones actinolíticas. Los gabros hornbléndicos del CMG con edad paleoproterozoica son correlacionables con las rocas básicas definidas en el Terreno Piedra Alta.

◆ Las rocas de la unidad intermedio-ácida en general son compatibles con granitoides tipo cordillerano formados en un contexto de arco magmático con una composición magnesiánica, calcoalcalina y cálcica. El magmatismo asociado a los ortogneises es compatible con la fusión parcial de una fuente de tipo TTG o basáltica baja en K a profundidades y temperaturas de la estabilidad del granate que dio origen a las granodioritas heredando características geoquímicas tales como los altos contenidos de LREE y bajos contenidos de HREE. Esto estaría vinculado a procesos de anatexis ocurridos durante el evento M<sub>1</sub>. Los ortogneises de la unidad intermedio-ácida registran afinidad a un magma de origen mantélico y cortical-mantélico, subcalcalino (calcoalcalino), con tendencias al reequilibrio a bajas presiones. Por su parte, los granitoides tienen composiciones que sugieren un origen mixto y se encuentran parcialmente reequilibrados en una etapa subsólida vinculada con el evento M<sub>2</sub>, siendo reemplazado parcialmente por actinolita y biotita. La alta  $fO_2$  sugerida por la composición de los anfíboles en el ortogneises y en granitoides, implica la oxidación de un magma rico en H<sub>2</sub>O durante la cristalización. Los protolitos ígneos (tonalíticos) del ortogneis cristalizaron a condiciones de ~710° C y 10,5 kbar (~36 km de profundidad) mientras que los granitoides habrían cristalizado a ~665° C y ~6-7 kbar (~24 km de profundidad), en base al par anfíbol-plagioclasa. Los resultados de la termometría en roca total para ortogneises y granitoides, sugieren altas temperaturas de saturación en apatita en ortogneis de 906±28° C y en granitoides de 935±31° C. Estas temperaturas son consistentes con las obtenidas a partir de la partición del Mg entre anfíbol-líquido, obteniéndose 965±13° C en el ortogneis y 936±7° C en granitoides. Estas son interpretadas como las condiciones de fusión, sugiriendo que estos cuerpos ígneos tienen una fuente cortical profunda. También son compatibles con las obtenidas experimentalmente para la génesis de los magmas tipo TTG. De esta manera se interpreta que los magmas asociados a los granitoides heredaron parcialmente las relaciones de #Mg y contenidos de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de la fuente. Esto es consistente con las similitudes en composición, con 0,13-0,17 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y #Mg de 0,43-0,45 en granodioritas, y 0,13-0,21 % de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y #Mg de 0,38-0,55 en ortogneises. De esta manera, un proceso ígneo de tipo *batch-melting* podría explicar tanto las características químicas como las condiciones P-T de las granodioritas. Por otra parte, las relativamente bajas temperaturas

obtenidas a partir de la saturación de circón, en ortogneises (654-781° C) y en granitoides (705-768° C), indican que los magmas no estaban saturados significativamente en circón. En este sentido, las muestras de ortogneises tonalíticos datados por Santos *et al.* (2017) evidencian la escasa presencia de circones heredados pudiendo definirse como “granitos calientes”.

◆ Las rocas intermedio-ácidas, básicas y ultrabásicas del Complejo Martín García han sido expuestas a una alteración tardía, representada por asociaciones minerales de baja a muy baja temperatura. En las rocas intermedio-ácidas está relacionado con la formación de epidoto, agregados finos de mica blanca y caolinita a partir de plagioclasa. En los gabros olivínicos, se reconocen las asociaciones de serpentina, iddingsita y óxidos de Fe a partir de piroxenos y olivino, y clorita a partir de anfíboles. La clorita también es el principal mineral de alteración en gabros hornbléndicos. Las condiciones térmicas han sido acotadas a  $\sim 315^{\circ} \pm 40^{\circ} \text{C}$  a partir de termometría empírica en cloritas. En estos últimos también aparece clinozoisita como reemplazo de plagioclasa. En las rocas ultrabásicas, se reconoce una intensa serpentización (crisotilo, lizardita), junto a la precipitación de magnetita e iddingsita. Evidencias microestructurales (indicadores de deformación) sugieren temperaturas de  $\sim 350\text{-}450^{\circ} \text{C}$  para el D<sub>3</sub>. Posteriormente, se generaron procesos de alteración de muy baja temperatura asociados a la circulación de fluidos, generando precipitación de cuarzo y calcita en vetillas irregulares que afectaron las unidades básicas y ultrabásicas.



# ANEXOS



## CAPÍTULO 3.1

**Cuadro 3.1.1.** Listado de muestras recolectadas para esta Tesis Doctoral. UUB: Unidad ultrabásica, UB: Unidad básica, UIA: Unidad intermedio-ácida, Ol: con olivino, Hbl: con hornblenda.

MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	ÁREA	UNIDAD	LITOLOGÍA	OBSERVACIONES
M44	34°11'11,36"	58°14'47,27"	Sur-Aeródromo	UB	Gabro olivínico	
M45	34°11'3,07"	58°15'23,09"	Frente a cantera noroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M47	34°11'25,24"	58°15'15,30"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	Foliación NE-SO
M49	34°11'24,85"	58°15'16,54"	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M51	34°11'3,6"	58°15'21,4"	Cantera noroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M52	34°11'20,4"	58°15'14,2"	Cantera suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M53	34°11'22,8"	58°15'14,2"	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	Cercana al lago de la cantera suroccidental
M54	34°11'22,8"	58°15'14,2"	Costa suroccidental	UIA	Dique granodiorítico	Cercana al lago de la cantera suroccidental
M55	34°11'24,7"	58°15'14,4"	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	Cuerpo subcircular con xenolito de ortogneis
M56	34°11'24,7"	58°15'14,4"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	Xenolito
M57	34°11'24,7"	58°15'14,4"	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	Cercana al contacto con xenolito de ortogneis, con motas de biotita+anfíbol
M58	34°11'25,3"	58°15'11,3"	Costa suroccidental	UIA	Residuo	Contacto cubierto, posiblemente alojado en UIA
M59	34°11'25,7"	58°15'10,5"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	Contacto con granitoide
M60	34°11'26,1"	58°15'08,8"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
M61	34°11'26,4"	58°15'9,1"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	Contacto enclave máfico/ortogneis tonalítico
M62	34°11'26,6"	58°15'09,3"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
M63	34°11'26,6"	58°15'09,3"	Costa centro-sur	UIA	Enclave máfico	Intruye a ortogneis tonalítico (M61)
M64	34°11'26,1"	58°15'09"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	Exhibe dos juegos de diaclasas de orientación SO-NE y SE-NO
M65	34°11'26,1"	58°15'09"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis	Con enclaves máficos y graníticos de contactos angulosos
M66	34°11'26"	58°15'8,5"	Costa centro-sur	UB	Gabro hornbléndico	
M67	34°11,434'	58°15',134'	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
M68	34°11'25,4"	58°15'10,6"	Costa centro-sur	UB	Gabro hornbléndico	Intruye al ortogneis
M69	34°10'54,6"	58°14'54,2"	Central-Aeródromo	UUB	Peridotita	Serpentinización moderada-alta y vetilleo cal+qz
M70A	34°11'26,6"	58°15'9,2"	Central-Aeródromo	UB	Anfibolita	Rodea el gabro olivínico (M70B)
M70B	34°11'26,6"	58°15'9,2"	Central-Aeródromo	UB	Gabro olivínico	Cercano a la peridotita (M69) pero su contacto se encuentra cubierto
M71	34°10'54,9"	58°14'54,2"	Central-Aeródromo	UB	Gabro	
M72	34°11'25,4"	58°15'11,2"	Costa suroccidental	UB	Gabro	Intruye ortogneis (M73)
M73	34°11'25,4"	58°15'11,2"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	
M74 A	34°11'26,3"	58°15'12,5"	Costa suroccidental	UB	Dique básico	Intruye al gabro hornbléndico
M75	34°11'26,4"	58°15'9,2"	Costa suroccidental	UIA	Enclave máfico	En ortogneis
M76	34°11'26,5"	58°15'7,2"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	Con motas de biotita
M77	34°11'26,6"	58°15'9,2"	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	
M78	34°11'26,6"	58°15'9,2"	Costa centro-sur	UIA	Enclave máfico	En ortogneis
M81	34°11'25,1"	58°15'01,8"	Costa centro-sur	UIA	Dique hololeucocrático	Intruye ortogneis con orientación E-O
M82	34°11'25"	58°14'59,6"	Costa centro-sur	UIA	Dique hololeucocrático	Intruye ortogneis con orientación N-S
M83	34°11'22,1"	58°14'52,8"	Costa centro-sur	UB	Gabro	
M84	34°11'22,1"	58°14'52,8"	Costa centro-sur	UB	Gabro	Alteración moderada y vetilleo cal+qz

Este trabajo

**Cuadro 3.1.1** (continuación). Listado de muestras recolectadas para esta Tesis Doctoral. UUB: Unidad ultrabásica, UB: Unidad básica, UIA: Unidad intermedio-ácida, Ol: con olivino, Hbl: con hornblenda.

MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	ÁREA	UNIDAD	LITOLÓGIA	OBSERVACIONES
M85	34°11'23,2"	58°14'54,1"	Costa centro-sur	UB	Gabro	
M86	34°11'24,60"	58°14'58,86"	Costa centro-sur	UIA	Dique hololeucocrático	De orientación NE-SO. Intruye ortogneis (M87)
M87	34°11,41'	58°14,981'	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	Afloramiento muy diaclasado
M88	34°11'22,6"	58°14'46,7"	Costa suroriental	UUB	Peridotita	Serpentinización moderada-avanzada y vetilleo calc+qz
M89	34°11'22,4"	58°14'46,6"	Costa suroriental	UUB	Peridotita	
M90	34°11'16,9"	58°14'41"	Costa suroriental	UUB	Peridotita	Serpentinización moderada-alta
M91	34°10'59,96"	58°15'25,12"	Costa occidental	UB	Gabro hornbléndico	
M92	34°11'23"	58°15'14,47"	Costa noroccidental	UIA	Dique granodiorítico	Intruye a granodiorita
M93	34°11'27,5"	58°15'6"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
M94	34°11'13,3"	58°15'17,3"	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	Muestra tomada a 70 cm del suelo en un pozo frente a prefectura naval en el pueblo
M95	34°11,356'	58°14,865'	Costa suroriental	UB	Gabro olivínico	
M98	34°10,902'	58°14,890'	Central-Aeródromo	UB	Gabro olivínico	
M300	34°11,308'	58°14,735'	Costa suroriental	UB	Gabro olivínico	
M302	34°11,424'	58°15,261'	Costa suroccidental	UB	Gabro	
M303	34°11,429'	58°15,247'	Costa suroccidental	UIA	Dique granodiorítico	Intruye a granitoide
M304	34°11,429'	58°15,247'	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	
M305	34°11,435'	58°15,224'	Costa suroccidental	UIA	Filón de microgabro	Intruye a ortogneis tonalítico (M304)
M307	34°11,435'	58°15,224'	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M309	34°11,425'	58°15,174'	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M310	34°11,425'	58°15,174'	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	
M311	34°11,425'	58°15,174'	Costa suroccidental	UIA	Diorita	
M312	34°11,435'	58°15,150'	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	Se observan fajas dúctiles centimétricas
M313	34°11,435'	58°15,150'	Costa suroccidental	UIA	Granodiorita	Sin evidencias macroscópicas de deformación.
M314	34°11,397'	58°14,984'	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
M316	34°11,439'	58°15,178'	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis granodiorítico	
M318	34°10,902'	58°15,079'	Central-Monumento de los Héroes comunes	UB	Gabro hornbléndico	
M320	34°10'52,63"	58°15'30,79"	Costa noroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
M322	34°11'18,23"	58°14'43,62"	Costa suroriental	UUB	Peridotita	Serpentinización moderada
M323	34°11'17,98"	58°14'43,44"	Costa suroriental	UUB	Peridotita	Serpentinización baja-moderada

Este trabajo

Cuadro 3.1.2. Listado de muestras tomadas por *Cingolani & Uriz (2014, com. pers.)* y por *Santos et al. (2017b)*.

UUB: Unidad ultrabásica, UB: Unidad básica, UIA: Unidad intermedio-ácida.

	MUESTRA	LATITUD	LONGITUD	ÁREA	UNIDAD	LITOLOGÍA	OBSERVACIONES
<i>Cingolani &amp; Uriz 2014</i>	14MG1	34°11'3,3"	58°15'21,5"	Cantera noroccidental	UB	Gabro hornbléndico	Recristalización moderada
	14MG2	34°11'16,5"	58°15'22"	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
	14MG3	34°11'21"	58°15'13,4"	Cantera suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
	14MG4	34°11'25,5"	58°15'10,7"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	
	14MG5	34°11'25,5"	58°15'10,7"	Costa suroccidental	UIA	Ortogneis tonalítico	
	14MG6	34°11'25,5"	58°15'10,7"	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
	14MG7	34°11'25,5"	58°15'10,7"	Costa suroccidental	UB	Gabro hornbléndico	
	14MG8	34°11'25,6"	58°15'2,9"	Costa centro-sur	UIA	Gabro hornbléndico	
	14MG9	34°11'26,2"	58°15'4,7"	Costa centro-sur	UIA	Ortogneis tonalítico	
	14MG10	34°11'23,8"	58°14'58,8"	Costa centro-sur	UB	Gabro hornbléndico	Recristalización moderada-alta
<i>Santos et al. 2017</i>	MG200	34°11'22,92"	58°15'11,88"	Costa suroccidental	UB	Gabro olivínico	
	MG201	34°11'24,72"	58°15'11,88"	Costa suroccidental	UIA	Gneis granodiorítico	
	MG202	34°11'0,96"	58°15'27,00"	Costa occidental	UB	Gabro olivínico	
	MG203	34°11'2,76"	58°15'8,64"	Central-Usina	UIA	Metadacita	Redefinida como ortogneis tonalítico
	MG204	34°11'13,58"	58°15'19,72"	Costa occidental	UB	Gabro olivínico	
	MG205	34°11'5,25"	58°15'19,56"	Costa occidental	UB	Gabro hornbléndico	
	MG206	34°11'27,24"	58°15'6,84"	Costa centro-sur	UIA	Gneis cuarzodiorítico	
MG207	34°10'53,13"	58°14'53,48"	Central-Aeródromo	UB	Gabro olivínico		

### CAPÍTULO 3.2

**Cuadro 3.2.1. Análisis geoquímicos realizados en roca total de las unidades descriptas en el Complejo Martín García.**

MUESTRA LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA UNIDAD	M55 34°11'24.7"S 58°15'14.4"O intermedio- ácida	M59 34°11'25.7"S 58°15'10.5"O intermedio- ácida	M73 34°11'25.4"S 58°15'11.2"O intermedio- ácida	M304 34°11.429'S 58°15.247'O intermedio- ácida	M314 34°11.435'S 58°14.984'O intermedio- ácida	M316 34°11.439'S 58°15.178'O intermedio- ácida	M63 34°11'26.6"S 58°15'09.3"O intermedio- ácida	M303 34° 11.429'S 58° 15.247'O intermedio- ácida
<b>Óxidos mayoritarios expresados en % en peso</b>								
SiO <sub>2</sub>	70,65	64,15	65,40	65,90	64,25	66,48	48,60	69,30
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,67	0,61	0,54	0,46	0,53	0,14	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,63	16,16	15,84	15,26	16,16	15,09	25,10	16,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>							0,07	0,01
FeO <sup>T</sup>	2,48	4,37	4,06	3,45	3,71	3,22	3,79	3,67
MnO	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,07
MgO	1,14	1,97	1,80	2,48	2,24	2,19	4,92	2,55
CaO	3,16	5,40	5,08	5,12	5,66	4,50	15,55	4,63
SrO							0,01	0,04
BaO							0,01	0,11
Na <sub>2</sub> O	4,36	4,03	3,89	3,82	4,38	4,75	1,75	3,86
K <sub>2</sub> O	2,81	1,48	1,70	1,87	1,56	1,98	0,12	3,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,17	0,18	0,13	0,15	0,01	0,16
LOI	0,95	1,05	0,95	0,95	0,98	0,71	0,97	1,33
<b>TOTAL</b>	<b>99,73</b>	<b>99,52</b>	<b>99,56</b>	<b>99,62</b>	<b>99,60</b>	<b>99,65</b>	<b>101,11</b>	<b>105,80</b>
<b>Elementos minoritarios y trazas expresados en ppm</b>								
Ba	687,00	525,00	546,00	565,00	437,00	498,00	34,10	879,00
Cr	30,00	40,00	90,00	70,00	20,00	60,00	490,00	60,00
Cs	1,86	1,34	1,35	2,51	1,82	2,83	0,06	1,13
Ga	23,80	20,30	19,20	22,50	23,10	27,80	15,30	22,80
Hf	4,80	4,40	4,80	4,20	3,10	4,30	0,20	3,80
K	21417,81	14029,50	13199,35	16021,85	13780,45	16353,91	996,18	25236,49
Nb	9,30	5,70	5,40	6,10	5,70	7,60	1,40	5,60
P	583,63	820,59	747,89	769,54	579,15	641,34	43,64	698,27
Rb	90,10	64,20	64,80	71,40	66,40	117,00	1,40	78,40
Sn	3,00	<1,00	<1,00	1,00	1,00	2,00	<1	1,00
Sr	456,00	489,00	457,00	388,00	446,00	450,00	227,00	399,00
Ta	1,70	0,30	0,30	1,10	0,70	0,90	0,10	1,70
Ti	2351,33	4003,99	3645,69	3236,11	2784,06	2877,16	839,17	3176,86
Th	10,55	6,34	6,98	6,06	6,44	10,05	0,10	6,32
U	1,24	0,63	0,80	1,15	0,63	1,38	0,05	1,60
V	67,00	94,00	84,00	65,00	83,00	69,00	83,00	66,00
W	171,00	4,00	8,00	204,00	71,00	116,00	4,00	351,00
Zr	181,00	178,00	177,00	161,00	125,00	173,00	7,00	155,00
Y	10,50	10,50	9,60	6,90	8,00	8,90	3,60	6,00
<b>Elementos tierras raras expresados en ppm</b>								
La	27,90	21,20	25,00	20,90	26,70	35,40	1,90	28,00
Ce	46,50	61,40	55,70	38,10	47,60	64,50	3,90	50,90
Pr	5,55	4,57	5,53	4,61	5,60	7,27	0,45	5,52
Nd	19,50	18,20	20,60	15,60	18,70	25,00	2,20	18,90
Sm	2,98	3,41	3,55	2,56	2,67	4,42	0,75	2,60
Eu	0,78	0,91	0,96	0,79	0,82	1,21	0,28	2,60
Gd	2,48	2,58	2,36	2,32	2,51	3,07	0,52	2,10
Tb	0,37	0,38	0,36	0,29	0,33	0,41	0,11	0,28
Dy	2,10	2,08	1,82	1,58	1,65	2,18	0,66	1,27
Ho	0,39	0,41	0,32	0,28	0,33	0,37	0,15	0,27
Er	1,24	1,13	1,00	0,86	0,89	1,12	0,34	0,71
Tm	0,19	0,18	0,14	0,13	0,14	0,14	0,10	0,10
Yb	1,10	1,01	0,94	0,65	0,75	0,79	0,38	0,55
Lu	0,15	0,17	0,16	0,10	0,12	0,11	0,07	0,08
<b>ΣREE</b>	<b>111,23</b>	<b>117,63</b>	<b>118,44</b>	<b>88,77</b>	<b>108,81</b>	<b>145,99</b>	<b>11,81</b>	<b>113,88</b>

**Cuadro 3.2.1 (continuación). Análisis geoquímicos realizados en roca total de las unidades descriptas en el Complejo Martín García.**

MUESTRA	M305	M311	M51	M68	M70	M71	M72	M84
LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	34° 11.435'S 58° 15.224'O	34° 11.425'S 58° 15.174'O	34°11'3,6"S 58°15'21,4"O	34°11'25,4"S 58°15'10,6"O	34°11'26,6"S 58°15'9,2"O	34°10'54,9"S 58°14'54,2"O	34°11'25,4"S 58°15'11,2"O	34°11'22,1"S 58°15'11,2"O
UNIDAD	intermedio-ácida	intermedio-ácida	básica	básica	básica	básica	básica	básica
<b>Oxidos mayoritarios expresados en % en peso</b>								
SiO <sub>2</sub>	50,30	59,40	50,00	48,20	50,50	47,20	46,80	38,40
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,15	0,23	0,14	0,16	0,16	0,13	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	22,70	19,65	24,70	17,00	19,95	26,40	10,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,09	0,07	0,13	0,09	0,05	0,26
FeO <sup>T</sup>	8,97	3,06	6,18	3,89	5,09	6,21	3,41	6,96
MnO	0,30	0,06	0,12	0,07	0,12	0,12	0,06	0,11
MgO	10,60	3,13	7,57	5,02	10,05	8,22	4,32	8,24
CaO	12,00	10,60	14,15	15,00	10,70	15,05	15,15	24,30
SrO	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01
BaO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,24	4,21	1,79	1,85	1,90	1,60	1,91	0,74
K <sub>2</sub> O	0,80	0,51	0,23	0,16	0,55	0,08	0,10	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
LOI	2,34	1,07	1,17	0,96	1,91	1,97	1,23	13,45
<b>TOTAL</b>	<b>102,86</b>	<b>105,01</b>	<b>101,22</b>	<b>100,09</b>	<b>98,15</b>	<b>100,73</b>	<b>99,62</b>	<b>103,42</b>
<b>Elementos minoritarios y trazas expresados en ppm</b>								
Ba	104,50	200,00	57,80	31,90	213,00	318,00	35,30	36,40
Cr	290,00	240,00	610,00	490,00	950,00	630,00	400,00	1840,00
Cs	0,55	0,21	0,21	0,07	0,71	0,07	0,09	0,14
Ga	13,80	17,90	14,30	14,00	11,10	13,60	16,90	8,20
Hf	<0,20	1,30	0,30	0,30	0,20	0,30	0,20	0,20
K	6641,18	4233,75	1909,34	1328,24	4565,81	664,12	830,15	913,16
Nb	0,40	1,50	0,40	0,30	0,20	0,20	0,50	0,20
P	43,64	130,93	43,64	43,64	43,64	87,28	87,28	87,28
Rb	24,40	7,40	4,40	1,30	20,00	1,60	1,30	2,20
Sn	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	1,00	1,00	<1,00
Sr	86,40	292,00	172,00	222,00	224,00	201,00	244,00	121,00
Ta	0,60	1,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
Ti	1018,99	899,11	1378,64	839,17	959,05	959,05	779,23	959,05
Th	0,15	2,15	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
U	0,09	0,23	0,05	0,05	0,05	0,11	0,05	0,21
V	229,00	48,00	141,00	83,00	114,00	127,00	70,00	168,00
W	144,00	253,00	4,00	4,00	2,00	3,00	4,00	19,00
Zr	3,00	41,00	9,00	7,00	4,00	6,00	8,00	8,00
Y	2,70	3,60	6,10	3,60	3,90	5,20	3,30	4,50
<b>Elementos tierras raras expresados en ppm</b>								
La	0,50	6,40	1,40	1,10	1,00	1,10	1,10	0,70
Ce	0,90	12,10	2,40	2,70	28,60	2,20	2,30	28,60
Pr	0,14	1,34	0,40	0,31	0,29	0,37	0,27	0,25
Nd	0,40	4,70	2,00	1,60	1,50	1,80	1,40	1,60
Sm	0,16	0,77	0,61	0,49	0,55	0,40	0,38	0,42
Eu	0,19	0,36	0,39	0,34	0,28	0,40	0,40	0,20
Gd	0,31	0,92	1,00	0,66	0,56	0,86	0,50	0,73
Tb	0,07	0,14	0,14	0,10	0,10	0,15	0,08	0,13
Dy	0,46	0,66	1,20	0,55	0,69	0,83	0,68	0,90
Ho	0,11	0,14	0,24	0,17	0,15	0,22	0,12	0,15
Er	0,30	0,50	0,73	0,38	0,35	0,65	0,34	0,56
Tm	0,05	0,06	0,11	0,09	0,07	0,08	0,06	0,10
Yb	0,36	0,32	0,72	0,30	0,52	0,62	0,40	0,58
Lu	0,05	0,06	0,09	0,05	0,07	0,08	0,04	0,07
<b>ΣREE</b>	<b>4,00</b>	<b>28,47</b>	<b>11,43</b>	<b>8,84</b>	<b>34,73</b>	<b>9,76</b>	<b>8,07</b>	<b>34,99</b>

*“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”*

**Cuadro 3.2.1 (continuación). Análisis geoquímicos realizados en roca total de las unidades descriptas en el  
Complejo Martín García.**

MUESTRA	M98	M69	M90
LOCALIZACIÓN	34° 10.902'S	34°10'54,6"S	34°11'16,9"S
GEOGRÁFICA	58° 14.890'O	58°14'54,2"O	58°14'41"O
UNIDAD	básica	ultrabásica	ultrabásica
<b>Óxidos mayoritarios expresados en % en peso</b>			
SiO <sub>2</sub>	45,90	32,40	38,10
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,24	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	5,99	4,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,29	0,52
FeO <sup>T</sup>	8,17	7,48	12,64
MnO	0,12	0,16	0,13
MgO	15,80	6,81	28,50
CaO	8,82	21,90	3,73
SrO	0,01	0,02	0,01
BaO	0,02	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,81	0,47	0,23
K <sub>2</sub> O	0,52	0,54	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,24	0,01
LOI	3,99	22,40	13,15
<b>TOTAL</b>	<b>102,65</b>	<b>98,98</b>	<b>101,26</b>
<b>Elementos minoritarios y trazas expresados en ppm</b>			
Ba	172,00	337,00	36,60
Cr	680,00	2240,00	3720,00
Cs	0,45	1,22	0,07
Ga	12,60	6,80	5,70
Hf	0,20	1,50	0,20
K	4316,77	4482,80	332,06
Nb	0,30	2,80	0,20
P	174,57	1047,41	43,64
Rb	17,80	18,00	0,90
Sn	1,00	<1	<1
Sr	78,40	201,00	38,50
Ta	0,60	0,30	0,20
Ti	419,59	1438,58	419,59
Th	0,08	2,26	0,05
U	0,11	2,11	0,67
V	26,00	56,00	46,00
W	95,00	13,00	2,00
Zr	5,00	57,00	3,00
Y	2,90	23,00	1,10
<b>Elementos tierras raras expresados en ppm</b>			
La	1,70	21,20	0,40
Ce	28,60	28,60	28,60
Pr	0,45	5,43	0,10
Nd	2,20	22,30	0,60
Sm	0,44	4,13	0,08
Eu	0,31	1,06	0,07
Gd	0,47	4,83	0,10
Tb	0,05	0,78	0,01
Dy	0,44	4,16	0,17
Ho	0,07	0,86	0,06
Er	0,42	2,43	0,21
Tm	0,06	0,33	0,07
Yb	0,14	1,95	0,14
Lu	0,05	0,29	0,03
<b>ΣREE</b>	<b>35,40</b>	<b>98,35</b>	<b>30,64</b>

**Cuadro 3.2.2. Minerales normativos calculados según la norma CIPW (Hollocher 2004) y parámetros calculados de las unidades descriptas en el Complejo Martín García.**

MUESTRA	M55	M59	M73	M304	M314	M316	M63	M303
LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	34°11'24.7"S	34°11'25.7"S	34°11'25.4"S	34°11.429'S	34°11.435'S	34°11.439'S	34°11'26,6"S	34° 11.429'S
	58°15'14.4"O	58°15'10.5"O	58°15'11.2"O	58°15.247'O	58°14.984'O	58°15.178'O	58°15'09,3"O	58° 15.247'O
UNIDAD	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida	intermedio-ácida
LITOLÓGÍA	granodiorita	ortogneis tonalítico	enclave máfico en ortogneis	Dique ácido en ortogneis				
<b>Minerales normativos expresados en % en peso</b>								
Cuarzo	27,37	20,89	22,93	22,52	18,39	19,71	0,00	16,07
Anortita	9,44	21,90	20,94	20,16	20,05	14,10	60,19	14,74
Albita	37,23	34,35	33,25	32,75	37,40	40,53	14,98	33,00
Ortoclasa	16,72	8,86	10,11	11,11	9,28	11,76	0,71	18,14
Diópsido	4,41	3,20	2,76	1,93	6,03	5,92	13,20	2,63
Hipersteno	1,30	6,24	5,81	7,72	5,20	4,37	6,66	8,21
Olivino	1,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,60	0,00
Nefelina								
Leucita								
Larnita								
Apatita	0,32	0,44	0,39	0,39	0,30	0,35	0,02	0,35
Ilmenita	0,76	1,29	1,16	1,01	0,89	1,01	0,27	0,93
Magnetita	1,62	2,48	2,33	2,19	2,17	2,02	1,39	4,18
<b>Total</b>	<b>101,13</b>	<b>99,67</b>	<b>99,69</b>	<b>99,78</b>	<b>99,72</b>	<b>99,76</b>	<b>100,02</b>	<b>98,25</b>
<b>Parámetros calculados</b>								
#Mg	0,42	0,42	0,42	0,54	0,49	0,52	0,56	0,41
#Fe	0,71	0,71	0,71	0,61	0,65	0,62		
ASI	0,86	0,91	0,91	0,88	0,85	0,84		0,92
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,64	0,37	0,44	0,49	0,36	0,42	0,07	0,79
MALI	4,01	0,11	0,51	0,57	0,27	2,23		2,27
Relación de álcalis B=(Fe+Ti+Mg)/5,55	0,41	0,29	0,32	0,35	0,28	0,31		0,34
Nb/Ta	5,47	19,00	18,00	5,55	8,14	8,44		3,29
Sr/Y	43,43	46,57	47,60	56,23	55,75	50,56		66,5
Eu/Eu*	0,99	1,01	0,94	0,97	0,87	1,00	1,37	1,00
(La/Yb) <sub>N</sub>	17,23	14,26	18,07	21,84	24,18	30,44	3,40	34,58
Yb <sub>N</sub>	6,83	6,27	5,84	4,04	4,66	4,91	3,60	6,00
Nb/Th	0,88	0,90	0,77	1,01	0,89	0,76		0,89
Th/U	8,51	10,06	8,73	5,27	10,22	7,28		3,95
DF		-1,29	-1,88	-2,83	-3,23	-3,64		-3,71
MgO/CaO		0,37	0,35	0,48	0,40	0,49		
K <sub>2</sub> O/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)		0,27	0,30	0,33	0,26	0,29		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)		0,60	0,60	0,59	0,58	0,57		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /TiO <sub>2</sub>		0,28	0,28	0,33	0,29	0,28		
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,33	0,32	0,34	0,35	0,30		0,28
CaO+Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,79	21,56	20,92	20,38	21,83	19,59		21,13

“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”

**Cuadro 3.2.2 (continuación). Minerales normativos calculados según la norma CIPW (Hollocher 2004) y  
parámetros calculados de las unidades descriptas en el Complejo Martín García.**

MUESTRA	M305	M311	M51	M68	M70	M71	M72	M84
LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	34° 11.435'S	34° 11.425'S	34°11'3,6"S	34°11'25,4"S	34°11'26,6"S	34°10'54,9"S	34°11'25,4"S	34°11'22,1"S
	58° 15.224'O	58° 15.174'O	58°15'21,4"O	58°15'10,6"O	58°15'9,2"O	58°14'54,2"O	58°15'11,2"O	58°15'11,2"O
UNIDAD	intermedio- ácida	intermedio- ácida	básica	básica	básica	básica	básica	básica
LITOLOGÍA	dique básico en ortogneis	diorita	gabro hornbléndico	gabro hornbléndico	gabro hornbléndico	gabro	gabro	gabro olivínico

**Minerales normativos expresados en**

**% en peso**

Cuarzo	1,95	1,92	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00
Anortita	37,81	35,82	44,43	58,92	37,64	47,23	63,98	28,42
Albita	10,58	35,96	15,32	15,65	16,25	13,71	16,33	0,00
Ortoclasa	4,79	3,01	1,36	0,95	3,31	0,47	0,59	0,00
Diópsido	19,30	9,81	20,26	12,67	13,61	22,25	9,64	30,60
Hipersteno	23,26	9,29	13,03	5,99	25,38	1,67	0,28	0,00
Olivino	0,00	0,00	2,21	3,64	0,00	11,40	7,21	12,50
Nefelina								3,44
Leucita								0,51
Larnita								20,64
Apatita	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05
Ilmenita	0,34	0,27	0,44	0,27	0,32	0,30	0,30	0,34
Magnetita	1,46	3,70	2,32	1,46	2,12	2,22	2,22	2,32
<b>Total</b>	<b>99,51</b>	<b>99,84</b>	<b>99,39</b>	<b>99,57</b>	<b>99,34</b>	<b>99,29</b>	<b>100,59</b>	<b>98,81</b>

**Parámetros calculados**

#Mg	0,54	0,51	0,55	0,56	0,66	0,57	0,56	0,54
#Fe								
ASI								
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O								
MALI								
Relación de álcalis		0,07						
Nb/Ta		1,36			2,00			1,00
Sr/Y		81,11						
Eu/Eu*	2,60	1,30	1,52	1,82	1,54	2,08	2,80	1,10
(La/Yb) <sub>N</sub>	0,94	13,59	1,32	2,49	1,31	1,21	1,87	0,82
Yb <sub>N</sub>	2,70	1,99	4,47	1,86	3,23	3,85	2,48	3,60
Nb/Th	2,67	0,70	8,00	6,00	4,00	4,00	10,00	
Th/U	1,67	9,35						0,24
DF		-3,76						
MgO/Ca <sub>2</sub> O		0,30						
K <sub>2</sub> O/(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)		0,11						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)		0,60						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /TiO <sub>2</sub>		0,20						

**Cuadro 3.2.2 (continuación).** *Minerales normativos calculados según la norma CIPW (Hollocher 2004) y parámetros calculados de las unidades descriptas en el Complejo Martín García.*

MUESTRA	M98	M69	M90
LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA	34°	34°10'54,6"S	34°11'16,9"S
	10.902'S		
	58°	58°14'54,2"O	58°14'41"O
	14.890'O		
UNIDAD	básica	ultrabásica	ultrabásica
LITOLOGÍA	gabro olivínico	peridotita	peridotita

**Minerales normativos expresados en % en peso**

Cuarzo			
Anortita	36,01	16,10	12,49
Albita	15,27		1,95
Ortoclasa	3,07		0,24
Diópsido	4,93	27,90	7,81
Hipersteno	1,31	0,00	27,48
Olivino	35,25	18,83	46,20
Nefelina	0,12	2,15	
Leucita		2,55	
Larnita		24,76	
Apatita	0,09	0,67	0,02
Ilmenita	0,13	0,55	0,15
Magnetita	4,18	4,54	2,26
<b>Total</b>	<b>100,37</b>	<b>98,06</b>	<b>98,60</b>

**Parámetros calculados**

#Mg	0,66	0,48	0,69
#Fe			
ASI			
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O			
MALI			
Relación de álcalis			
Nb/Ta	0,50	9,33	1,00
Sr/Y			
Eu/Eu*	2,08	0,72	2,39
(La/Yb) <sub>N</sub>	8,25	7,39	1,94
Yb <sub>N</sub>	0,87	12,11	0,87
Nb/Th	3,75	1,24	4,00
Th/U	0,73	1,07	

### CAPÍTULO 3.3

**Cuadro 3.3.1. Análisis de microsonda electrónica de los olivinos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M323	M323	M323	M323	M323	M300/M1	M300/M1	M300/M2	M300/M2
Tipo de olivino según Deer <i>et al.</i> (2013)	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita
Nº ANÁLISIS	M323_32	M323_33	M323_34	M323_35	M323_41	M300_51	M300_53	M300_18-L1	M300_18-L2
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>									
SiO <sub>2</sub>	39,67	39,71	40,68	40,31	39,98	37,77	36,47	37,29	37,85
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,04	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,03	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
FeO <sup>T</sup>	14,73	14,86	14,33	14,90	15,21	24,52	25,66	26,53	24,45
MnO	0,24	0,22	0,23	0,18	0,21	0,32	0,36	0,43	0,31
MgO	44,98	45,07	45,28	45,01	45,23	37,58	35,92	36,15	37,56
CaO	0,05	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
ZnO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
NiO	0,37	0,32	0,34	0,22	0,34	0,20	0,23	0,32	0,22
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,00	0,05	0,07				
<b>Total</b>	<b>100,18</b>	<b>100,31</b>	<b>101,05</b>	<b>100,70</b>	<b>101,12</b>	<b>100,48</b>	<b>98,44</b>	<b>100,87</b>	<b>100,46</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 4 oxígenos</b>									
Si	1,00	0,99	1,01	1,00	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>T</sup>	0,31	0,31	0,30	0,31	0,32	0,54	0,58	0,59	0,54
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,68	1,68	1,67	1,67	1,68	1,47	1,44	1,42	1,47
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>
<b>Parámetros calculados</b>									
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,84	0,84	0,85	0,84	0,84	0,73	0,71	0,71	0,73
# Mg =	84,26	84,20	84,72	84,18	83,95	72,95	71,10	70,50	73,00
<b>Elementos de interés en ppm</b>									
Ni	2883,88	2498,84	2671,71	1720,90	2687,43	1533,09	1822,26	2548,34	1718,54
Ca	357,35	85,76	235,85	114,35	0,00	122,93	86,48	203,69	141,51
Ti	95,96	311,87	0,00	0,00	527,78	557,37	0,00	278,29	0,00
Cr	301,05	13,68	164,21	102,63	0,00	39,68	79,37	48,58	31,47
Mn	1874,19	1688,32	1758,02	1417,26	1587,64	2476,72	2773,33	3297,64	2390,75
Al	132,31	0,00	190,53	0,00	74,09	0,00	27,52	0,00	0,00
Fe	103053,35	103899,66	100199,70	104186,42	106396,61	171499,13	179472,58	185557,59	171009,54
100*Mn/Fe	1,82	1,62	1,75	1,36	1,49	1,44	1,55	1,78	1,40
Ni/Mn	1,54	1,48	1,52	1,21	1,69	0,62	0,66	0,77	0,72
Fe#	15,49	15,57	15,04	15,63	15,84	26,70	28,49	29,03	26,66

**Cuadro 3.3.1 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los olivinos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de olivino según Deer et al. (2013)	M300/M2 forsterita							
N° ANÁLISIS	M300_18- L3	M300_18- L4	M300_18- L5	M300_18- L6	M300_18- L7	M300_18- L8	M300_18- L9	M300_18- L10
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	37,63	37,39	37,70	37,54	37,73	38,15	37,90	37,70
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,00	0,06	0,05	0,02	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO <sup>T</sup>	24,79	25,00	24,63	24,49	24,69	24,44	24,26	24,47
MnO	0,29	0,32	0,32	0,26	0,22	0,29	0,20	0,45
MgO	37,42	37,34	37,57	37,36	37,87	37,73	37,79	37,33
CaO	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
ZnO	0,00	0,14	0,04	0,02	0,12	0,00	0,05	0,14
NiO	0,23	0,08	0,15	0,15	0,14	0,17	0,16	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								
<b>TOTAL</b>	<b>100,39</b>	<b>100,35</b>	<b>100,46</b>	<b>99,94</b>	<b>100,87</b>	<b>100,86</b>	<b>100,41</b>	<b>100,35</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 4 oxígenos</i>								
Si	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
P								
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>T</sup>	0,54	0,55	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,54
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	1,47	1,47	1,47	1,47	1,48	1,47	1,47	1,46
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>3,01</b>							
<i>Parámetros calculados</i>								
XMg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,73	0,74	0,73
# Mg = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	72,67	72,44	72,85	72,90	73,05	73,11	73,36	72,75
<i>Elementos de interés en ppm</i>								
Ni	1784,55	654,57	1174,77	1196,77	1084,40	1310,71	1242,35	1601,45
Ca	90,77	117,92	179,39	75,76	132,93	74,33	230,85	50,74
Ti	0,00	186,32	0,00	465,41	372,65	186,32	0,00	371,85
Cr	0,00	155,31	26,68	106,74	13,68	88,95	4,11	0,00
Mn	2235,08	2448,06	2511,57	1990,36	1684,45	2266,06	1562,08	3455,63
Al	0,00	37,58	58,22	0,00	0,00	10,06	0,00	0,00
Fe	173387,58	174856,38	172268,50	171289,31	172688,16	170939,59	169680,63	171149,42
100* Mn/Fe	1,29	1,40	1,46	1,16	0,98	1,33	0,92	2,02
Ni/Mn	0,80	0,27	0,47	0,60	0,64	0,58	0,80	0,46
Fe#	27,01	27,21	26,79	26,81	26,72	26,57	26,42	26,75

**Cuadro 3.3.1 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los olivinos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M6
Tipo de olivino según Deer et al. (2013)	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita
Nº ANÁLISIS	M300_18-L11	M300_18-L12	M300_18-L13	M300_18-L14	M300_18-L15	M300_173	M300_174	M300_175	M300_232
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	37,37	37,90	37,37	37,29	37,42	38,33	37,89	37,69	37,41
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,08	0,07	0,03	0,02	0,07	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
FeO <sup>T</sup>	24,05	24,19	24,48	24,14	24,14	24,57	24,20	24,55	24,85
MnO	0,36	0,18	0,34	0,33	0,30	0,32	0,32	0,35	0,35
MgO	37,32	37,86	37,19	37,31	37,90	37,98	37,67	37,64	37,49
CaO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
ZnO	0,03	0,00	0,10	0,00	0,04	0,11	0,00	0,06	0,00
NiO	0,20	0,20	0,17	0,16	0,11	0,26	0,24	0,19	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>									
<b>TOTAL</b>	<b>99,39</b>	<b>100,38</b>	<b>99,80</b>	<b>99,31</b>	<b>99,99</b>	<b>101,62</b>	<b>100,49</b>	<b>100,56</b>	<b>100,35</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (afu) en base a 4 oxígenos</i>									
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98
P									
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>T</sup>	0,53	0,53	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,54	0,55
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,47	1,48	1,47	1,47	1,49	1,47	1,47	1,47	1,47
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
XMg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,73	0,74	0,73	0,73	0,74	0,73	0,74	0,73	0,73
# Mg =									
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	73,16	73,47	72,75	73,10	73,43	73,12	73,25	72,93	72,62
<i>Elementos de interés en ppm</i>									
Ni	1579,45	1581,02	1307,57	1240,77	876,16	2051,72	1870,20	1510,30	1283,99
Ca	50,74	2,86	53,60	67,18	86,48	127,93	120,78	200,11	121,50
Ti	0,00	0,00	650,93	558,17	276,69	185,52	557,37	0,00	371,05
Cr	0,00	0,00	26,68	0,00	0,00	13,68	133,42	0,00	57,47
Mn	2753,20	1377,76	2660,26	2539,45	2310,98	2444,96	2504,60	2688,14	2685,82
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	64,57	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	168211,83	169191,03	171219,36	168841,32	168841,32	171848,85	169260,97	171708,96	173807,24
100*Mn/Fe	1,64	0,81	1,55	1,50	1,37	1,42	1,48	1,57	1,55
Ni/Mn	0,57	1,15	0,49	0,49	0,38	0,84	0,75	0,56	0,48
Fe#	26,45	26,33	26,87	26,53	26,24	26,54	26,40	26,69	27,00

Cuadro 3.3.1 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los olivinos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M6	M300/M6	M300	M300	M300	M300	M300	M300	M300	M300	M300	M300
Tipo de olivino según Deer et al. (2013)	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita	forsterita
N° ANÁLISIS	M300_233	M300_234	M300_11	M300_1	M300_2	M300_3	M300_4	M300_5	M300_6	M300_7	M300_12	
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>												
SiO <sub>2</sub>	37,81	37,79	37,91	38,38	38,52	38,08	37,92	38,37	37,61	37,74	38,03	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,12	0,00	0,04	0,00	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
FeO <sup>T</sup>	24,35	24,91	24,00	23,52	23,76	24,32	23,68	23,92	25,53	27,00	23,75	
MnO	0,29	0,32	0,20	0,31	0,33	0,34	0,36	0,33	0,38	0,43	0,42	
MgO	37,57	37,25	38,26	37,65	37,02	36,53	37,22	37,49	35,78	34,10	38,60	
CaO	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	
ZnO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
NiO	0,14	0,22	0,17								0,16	
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,00	0,01	0,09	0,01	0,07	0,11	0,01	0,02	0,00	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>												
<b>TOTAL</b>	<b>100,28</b>	<b>100,68</b>	<b>100,55</b>	<b>99,97</b>	<b>99,73</b>	<b>99,32</b>	<b>99,30</b>	<b>100,27</b>	<b>99,40</b>	<b>99,30</b>	<b>100,97</b>	
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 4 oxígenos</b>												
Si	0,99	0,99	0,99	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	0,99	
P												
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe <sup>T</sup>	0,53	0,55	0,52	0,51	0,52	0,54	0,52	0,52	0,57	0,60	0,52	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	1,47	1,46	1,49	1,47	1,45	1,44	1,46	1,46	1,42	1,36	1,49	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00									
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Total</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>2,99</b>	<b>3,01</b>	
<b>Parámetros calculados</b>												
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,73	0,73	0,74	0,74	0,74	0,73	0,74	0,74	0,71	0,69	0,74	
# Mg = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	73,10	72,47	73,81	73,79	73,25	72,53	73,40	73,37	71,11	68,90	74,00	
<b>Elementos de interés en ppm</b>												
Ni	1104,05	1756,26	1320,14								1266,71	
Ca	129,36	117,92	75,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	107,20	
Ti	0,00	928,42	0,00	312,67	0,00	346,26	186,32	219,11	126,35	48,78	0,00	
Cr	0,00	0,00	22,58	370,84	0,00	0,00	0,00	8,89	61,58	0,00	0,00	
Mn	2260,64	2441,86	1512,52	2438,77	2584,36	2620,76	2822,90	2546,42	2911,96	3346,43	3221,74	
Al	0,00	0,00	20,64	7,94	0,00	0,00	73,56	71,45	268,32	0,00	0,00	
Fe	170310,11	174226,89	167862,12	164504,88	166183,50	170100,28	165623,96	167302,58	178563,33	188844,89	166113,56	
100*Mn/Fe	1,33	1,40	0,90	1,48	1,56	1,54	1,70	1,52	1,63	1,77	1,94	
Ni/Mn	0,49	0,72	0,87								0,39	
Fe#	26,58	27,19	25,97	25,86	26,37	27,09	26,20	26,26	28,46	30,60	25,54	

**Cuadro 3.3.2. Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita
N° ANÁLISIS	M323-15	M323-17	M323-18	M323-20	M323-22	M323-23	M323-44	M323-45	M323-2	M323-3	M323-4
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	54,27	54,71	54,99	55,31	54,83	55,46	55,34	54,65	54,90	55,36	55,72
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,12	0,15	0,17	0,16	0,10	0,05	0,14	0,19	0,19	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	2,45	1,81	2,11	2,37	2,27	2,60	2,54	2,14	2,27	2,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,59	0,43	0,48	0,63	0,54	0,67	0,76	0,53	0,59	0,57
FeO	10,50	10,30	9,92	9,94	10,47	10,24	9,42	9,37	9,72	9,89	9,81
MnO	0,22	0,26	0,26	0,24	0,22	0,24	0,27	0,18	0,23	0,21	0,24
MgO	30,51	30,67	31,38	31,36	30,92	30,50	30,56	30,96	30,49	31,04	30,96
CaO	0,57	0,54	0,63	0,64	0,70	0,69	1,86	1,89	1,73	0,98	1,32
ZnO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,06	0,08	0,09	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,14	0,07	0,05	0,04	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,14	0,06	0,10	0,07	0,04	0,08	0,11	0,12	0,04	0,12	0,10
<b>TOTAL</b>	<b>99,26</b>	<b>99,72</b>	<b>99,68</b>	<b>100,32</b>	<b>100,49</b>	<b>100,26</b>	<b>100,97</b>	<b>100,71</b>	<b>100,09</b>	<b>100,75</b>	<b>101,06</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</b>											
Si	1,92	1,93	1,94	1,93	1,92	1,95	1,93	1,91	1,93	1,93	1,94
Al <sup>IV</sup>	0,08	0,07	0,06	0,07	0,08	0,05	0,07	0,09	0,07	0,07	0,06
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,00	0,02	0,06	0,03	0,02	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,28	0,30	0,26	0,28	0,27	0,30	0,25	0,21	0,26	0,27	0,28
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,61	1,61	1,65	1,63	1,61	1,60	1,59	1,61	1,60	1,61	1,61
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
Ca (Wo)	1,11	1,05	1,21	1,23	1,35	1,34	3,57	3,60	3,34	1,88	2,53
Mg (En)	82,60	82,94	83,58	83,56	82,63	82,72	81,87	82,17	81,70	82,97	82,44
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	16,29	16,02	15,20	15,21	16,02	15,94	14,56	14,23	14,97	15,15	15,02
$X_{Mg} = \frac{Mg}{(Mg+Fe^{2+}+Mn^{2+})}$	0,96	0,95	0,93	0,93	0,91	0,96	0,87	0,88	0,86	0,86	0,85

Cuadro 3.3.2 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M69	M69	M69	M69	M300	M300	M300	M300	M300	M300/M1	M300/M1
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita
N° ANÁLISIS	M69-8	M69-9	M69-10	M69-50	M300-261	M300-263	M300-20	M300-13	M300-9	M300-55	M300-56
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	55,27	55,13	55,75	54,82	52,73	52,44	53,38	54,33	53,42	54,85	54,54
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,05	0,18	0,16	0,08	0,20	0,19	0,10	0,02	0,06	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	1,96	1,78	2,08	1,92	2,15	1,68	0,04	1,34	0,37	0,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,44	0,50	0,54	0,37	0,32	0,31	0,15	0,23	0,00	0,00
FeO	10,03	10,22	10,54	11,28	18,29	18,08	16,68	15,35	15,25	15,36	15,48
MnO	0,25	0,24	0,22	0,29	0,36	0,47	0,33	0,46	0,26	0,33	0,41
MgO	29,03	29,07	29,82	29,33	24,75	23,63	25,72	28,70	27,86	28,70	28,32
CaO	2,20	1,98	1,11	1,50	1,56	2,25	0,65	0,69	0,74	0,12	0,11
ZnO	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02	0,10	0,01	0,02	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,10	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00
NiO	0,22	0,12	0,05	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,84</b>	<b>99,25</b>	<b>100,00</b>	<b>100,18</b>	<b>100,12</b>	<b>99,66</b>	<b>99,05</b>	<b>99,84</b>	<b>99,35</b>	<b>99,81</b>	<b>99,32</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</b>											
Si	1,96	1,96	1,96	1,94	1,92	1,93	1,96	1,95	1,93	1,97	1,97
Al <sup>IV</sup>	0,04	0,04	0,04	0,06	0,08	0,07	0,04	0,00	0,06	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,01
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,04	0,04	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00
Cr	0,02	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,01	0,04	0,06	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,30	0,30	0,31	0,32	0,50	0,52	0,50	0,37	0,38	0,03	0,03
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,42	0,43
Mg	1,53	1,54	1,57	1,55	1,35	1,30	1,40	1,54	1,50	0,01	0,01
Ca	0,08	0,08	0,04	0,06	0,06	0,09	0,03	0,03	0,03	1,54	1,53
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
Ca (Wo)	4,35	3,91	2,18	2,92	3,09	4,54	1,30	1,30	1,4	0,22	0,21
Mg (En)	79,80	79,95	81,34	79,48	68,11	66,27	71,98	75,39	75,1	76,35	75,90
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	15,86	16,14	16,47	17,59	28,81	29,19	26,72	23,30	23,5	23,43	23,90
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,84	0,84	0,83	0,83	0,73	0,71	0,74	0,80	0,80	0,79	0,78

**Cuadro 3.3.2 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M1	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M3	M300/M3
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita
N° ANÁLISIS	M300-94	M300-19-L1	M300-20-L2	M300-21-L3	M300-22-L4	M300-33	M300-34	M300-122	M300-124

*Elementos mayoritarios expresados en % en peso*

SiO <sub>2</sub>	54,18	53,86	53,85	54,10	53,76	53,92	54,01	52,35	52,31
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,19	0,05	0,24	0,36	0,20	0,23	0,37	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	1,59	1,74	1,65	1,64	1,67	1,70	1,74	1,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,26	0,23	0,24	0,27	0,26	0,28	0,24	0,28
FeO	15,00	14,80	15,07	14,71	14,87	15,08	15,30	17,36	17,97
MnO	0,28	0,27	0,39	0,28	0,41	0,39	0,39	0,39	0,39
MgO	29,14	28,43	28,00	28,15	27,89	27,84	27,60	26,16	25,26
CaO	0,38	0,71	0,77	0,94	0,90	1,15	0,86	0,62	0,79
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,25</b>	<b>100,15</b>	<b>100,11</b>	<b>100,35</b>	<b>100,15</b>	<b>100,56</b>	<b>100,41</b>	<b>99,29</b>	<b>98,90</b>

*Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos*

Si	1,95	1,92	1,93	1,93	1,93	1,92	1,93	1,91	1,93
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>								
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,37	0,39	0,39	0,39	0,39	0,42	0,45	0,50
Mn	0,36	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,01	1,51	1,49	1,50	1,49	1,48	1,47	1,42	1,39
Ca	1,56	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>2,00</b>								
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>								

*Parámetros calculados*

Ca (Wo)	0,72	1,36	1,49	1,82	1,75	2,21	1,67	1,22	1,57
Mg (En)	76,70	76,02	75,21	75,59	75,15	74,55	74,56	71,54	69,92
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	22,57	22,61	23,30	22,59	23,10	23,24	23,78	27,24	28,51
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,81	0,80	0,79	0,79	0,79	0,79	0,78	0,76	0,74

Cuadro 3.3.2 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M3	M300/M3	M300/M4							
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita									
N° ANÁLISIS	M300-125	M300-126	M300-176	M300-178	M300-179	M300-181	M300-156	M300-157	M300-158	M300-159
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	52,17	52,34	52,62	52,05	52,12	51,91	53,30	55,58	53,27	52,83
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,12	0,08	0,27	0,01	0,00	0,00	0,20	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	1,91	2,26	2,42	2,38	2,35	0,97	0,23	1,70	1,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,34	0,35	0,38	0,41	0,36	0,00	0,00	0,24	0,28
FeO	18,40	17,92	16,76	17,62	18,04	17,79	15,93	14,46	15,03	14,90
MnO	0,34	0,37	0,25	0,28	0,39	0,34	0,35	0,39	0,33	0,32
MgO	25,04	25,30	26,32	25,26	24,96	25,12	27,76	24,59	27,07	27,12
CaO	0,87	0,72	0,95	0,79	0,90	0,90	0,19	0,53	0,65	1,03
ZnO	0,09	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,06								
<b>TOTAL</b>	<b>99,09</b>	<b>99,30</b>	<b>99,65</b>	<b>98,92</b>	<b>99,50</b>	<b>98,78</b>	<b>98,50</b>	<b>95,80</b>	<b>98,52</b>	<b>98,45</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</i>										
Si	1,92	1,92	1,91	1,91	1,91	1,91	1,94	2,07	1,94	1,93
Al <sup>IV</sup>	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,04	-0,07	0,06	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>									
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,08	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe <sub>3+</sub>	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,00	0,02	0,05
Fe <sub>2+</sub>	0,50	0,49	0,44	0,49	0,50	0,49	0,42	0,45	0,44	0,40
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,38	1,38	1,42	1,38	1,36	1,38	1,51	1,36	1,47	1,48
Ca	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>2,00</b>	<b>1,93</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>						
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>3,93</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>						
<i>Parámetros calculados</i>										
Ca (Wo)	1,73	1,42	1,86	1,59	1,79	1,79	0,37	1,15	1,30	2,04
Mg (En)	69,21	70,13	72,03	70,42	69,44	69,90	74,96	73,83	74,86	74,50
Fe <sub>2</sub> + Fe <sub>3</sub> + Mn (Fs)	29,07	28,44	26,11	28,00	28,76	28,31	24,67	25,03	23,84	23,46
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,73	0,74	0,76	0,74	0,73	0,74	0,78	0,75	0,77	0,79

“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”

**Cuadro 3.3.2 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita										
N° ANÁLISIS	M300-160	M300-161	M300-162	M300-224	M300-225	M300-226	M300-258	M300-259	M300-246	M300-248	M300-250

*Elementos mayoritarios expresados en % en peso*

SiO <sub>2</sub>	53,05	53,40	53,24	54,20	54,25	54,17	52,93	52,50	53,19	53,11	51,95
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,16	0,24	0,00	0,09	0,06	0,19	0,20	0,10	0,19	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	1,76	1,80	0,31	0,24	0,48	2,26	2,28	2,46	2,29	2,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,37	0,38	0,01	0,01	0,01	0,38	0,38	0,41	0,48	0,35
FeO	14,94	17,54	17,25	15,36	15,28	15,55	16,7	17,9	16,5	16,4	20,4
MnO	0,35	0,42	0,32	0,41	0,28	0,46	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
MgO	27,35	25,64	25,70	28,85	28,95	28,59	26,0	25,4	26,7	26,8	23,7
CaO	1,08	0,78	0,82	0,13	0,09	0,19	0,82	0,85	0,69	0,75	0,71
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,10
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
NiO											
<b>TOTAL</b>	<b>99,09</b>	<b>100,08</b>	<b>99,76</b>	<b>99,34</b>	<b>99,21</b>	<b>99,53</b>	<b>99,56</b>	<b>99,79</b>	<b>100,39</b>	<b>100,31</b>	<b>99,88</b>

*Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos*

Si	1,92	1,94	1,94	1,95	1,96	1,95	1,93	1,92	1,91	1,91	1,92
Al <sup>IV</sup>	0,07	0,06	0,06	0,01	0,01	0,02	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>										
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,02	0,02	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,40	0,51	0,51	0,38	0,39	0,40	0,48	0,50	0,45	0,44	0,57
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,48	1,39	1,40	1,55	1,56	1,53	1,41	1,38	1,43	1,44	1,30
Ca	0,04	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>2,00</b>										
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>										

*Parámetros calculados*

Ca (Wo)	2,12	1,55	1,64	0,25	0,17	0,36	1,63	1,69	1,36	1,46	1,43
Mg (En)	74,50	70,67	71,09	<b>76,34</b>	<b>76,70</b>	<b>75,81</b>	71,95	70,19	72,88	72,96	66,08
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	23,38	27,77	27,27	23,42	23,13	23,83	26,42	28,12	25,76	25,58	32,48
$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Mn^{2+}}$	0,79	0,73	0,73	0,80	0,80	0,80	0,75	0,74	0,76	0,77	0,70

Cuadro 3.3.2 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los ortopiroxenos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita	enstatita
Nº ANÁLISIS	M300-251	M300-252	M300-281	M300-282	M300-283	M300-275	M300-278	M300-279
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	52,50	52,08	52,46	53,18	52,43	52,91	53,36	53,46
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,26	0,09	0,16	0,16	0,19	0,28	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,24	2,03	1,91	1,78	1,76	1,77	1,82	1,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,30	0,30	0,23	0,31	0,35	0,30	0,28
FeO	18,7	17,8	15,2	0,23	15,3	14,8	16,6	15,1
MnO	0,4	0,4	0,3	0,23	0,3	0,3	0,4	0,3
MgO	24,6	25,6	26,8	0,23	27,5	27,4	26,5	27,9
CaO	0,99	0,82	1,04	0,23	0,87	1,05	0,85	0,67
ZnO	0,00	0,00	0,07	0,23	0,13	0,00	0,00	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,05	0,23	0,01	0,00	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,02	0,23	0,02	0,01	0,00	0,01
NiO								
<b>TOTAL</b>	<b>100,04</b>	<b>99,38</b>	<b>98,25</b>	<b>56,94</b>	<b>98,86</b>	<b>98,88</b>	<b>100,06</b>	<b>99,68</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</i>								
Si	1,92	1,90	1,92	1,93	1,90	1,92	1,93	1,92
Al <sup>IV</sup>	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,07	0,07	0,06	0,08	0,06	0,04	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,52	0,46	0,40	0,39	0,37	0,39	0,46	0,39
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,34	1,40	1,46	1,49	1,49	1,48	1,43	1,50
Ca	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>ΣXY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
Ca (Wo)	1,98	1,62	2,06	2,09	1,70	2,06	1,67	1,29
Mg (En)	68,22	70,32	73,92	74,98	74,52	74,76	72,41	75,36
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	29,79	28,06	24,02	22,93	23,78	23,18	25,92	23,34
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,72	0,75	0,79	0,79	0,80	0,79	0,76	0,79

**Cuadro 3.3.3** Análisis de microsonda electrónica de los clinopiroxenos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M323	M69	M69	M69	M69
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diopsido	diopsido	diopsido	diopsido
N° ANÁLISIS	M323-16	M323-25	M323-31	M323-46	M323-1	M323-5	M323-10	M69-17	M69-19	M69-21	M69-22
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	50,95	51,18	52,15	51,95	52,05	51,81	51,90	52,31	52,39	51,66	51,76
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,33	0,71	0,47	0,55	0,60	0,53	0,51	0,51	0,37	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	3,28	3,25	3,11	3,40	3,15	3,21	3,08	3,17	3,07	3,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,14	0,91	1,07	0,98	0,88	1,03	1,25	1,04	0,99	0,99
FeO	4,02	3,95	4,00	3,84	4,09	4,29	3,99	4,14	4,28	4,58	5,03
MnO	0,11	0,17	0,14	0,09	0,12	0,12	0,11	0,14	0,23	0,14	0,13
MgO	15,66	15,94	16,21	16,15	15,96	15,97	16,23	16,01	15,65	15,36	15,92
CaO	23,03	23,00	22,93	22,80	22,55	22,74	22,89	21,90	22,36	22,33	22,01
ZnO	0,00	0,00	0,03	0,08	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,06	0,04	0,00	0,11	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03	0,09	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,43	0,51	0,45	0,50	0,00	0,00	0,54	0,45	0,47	0,48
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,26</b>	<b>99,45</b>	<b>100,84</b>	<b>100,12</b>	<b>100,38</b>	<b>99,60</b>	<b>99,92</b>	<b>99,90</b>	<b>100,12</b>	<b>99,06</b>	<b>100,08</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</b>											
Si	1,88	1,88	1,89	1,90	1,90	1,91	1,90	1,91	1,92	1,91	1,90
Al <sup>IV</sup>	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	0,10
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Z</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,08	0,05	0,05	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,07	0,07	0,08	0,13	0,12	0,11	0,13	0,11	0,11
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,86	0,87	0,88	0,88	0,87	0,88	0,89	0,87	0,85	0,85	0,87
Ca	0,91	0,90	0,89	0,89	0,88	0,90	0,90	0,86	0,88	0,89	0,86
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ XY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
Ca (Wo)	47,94	47,53	47,07	47,17	46,94	46,98	47,03	46,09	46,92	47,12	45,67
Mg (En)	45,36	45,84	46,29	46,49	46,22	45,90	46,40	46,88	45,69	45,10	45,96
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	6,70	6,64	6,63	6,34	6,84	7,12	6,57	7,04	7,38	7,78	8,36
X <sub>Mg</sub> =											
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,96	0,95	0,93	0,93	0,91	0,87	0,88	0,88	0,87	0,88	0,89

**Cuadro 3.3.3 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los clinopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M69	M69	M69	M69	M69	M69	M69	M69	M300	M300	M300
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	augita	augita	augita	augita	diópsido	diópsido	diópsido
N° ANÁLISIS	M69-24	M69-12	M69-13	M69-14	M69-16	M69-18	M69-20	M69-23	M300-16	M300-17	M300-18
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	52,38	52,71	52,23	52,74	52,91	52,26	52,06	52,09	51,96	52,39	53,03
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,52	0,77	0,61	0,51	0,56	0,58	0,68	0,52	0,38	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,01	2,79	2,87	2,95	3,15	3,08	3,21	3,07	3,11	2,61	2,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,10	0,88	0,84	1,06	1,15	1,05	0,96	0,71	0,62	0,60
FeO	4,61	3,81	4,09	4,78	5,22	4,95	4,73	4,79	5,37	6,41	6,28
MnO	0,21	0,09	0,12	0,16	0,16	0,14	0,15	0,17	0,19	0,14	0,21
MgO	16,01	15,66	15,79	15,73	16,36	15,97	16,20	16,23	15,48	15,08	14,81
CaO	21,60	23,06	22,47	22,07	20,69	21,36	21,35	20,88	21,40	21,47	21,52
ZnO	0,06	0,10	0,00	0,00	0,01	0,13	0,00	0,09			
NiO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,11	0,00			
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,47	0,41	0,40	0,44	0,48	0,45	0,47	0,25	0,34	0,30
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,66</b>	<b>100,31</b>	<b>99,63</b>	<b>100,30</b>	<b>100,57</b>	<b>100,13</b>	<b>99,90</b>	<b>99,47</b>	<b>99,00</b>	<b>99,45</b>	<b>99,95</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</b>											
Si	1,92	1,92	1,92	1,93	1,92	1,91	1,91	1,92	1,93	1,94	1,95
Al <sup>IV</sup>	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Z</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,07
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Cr	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,14	0,11	0,13	0,15	0,16	0,14	0,13	0,14	0,17	0,20	0,19
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	0,88	0,85	0,87	0,86	0,89	0,87	0,88	0,89	0,85	0,83	0,81
Ca	0,85	0,90	0,88	0,86	0,81	0,84	0,84	0,82	0,85	0,85	0,85
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ XY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,98</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
Ca (Wo)	45,34	48,15	47,08	46,16	43,42	44,92	44,76	44,11	45,26	45,14	45,60
Mg (En)	46,76	45,49	46,03	45,77	47,77	46,72	47,26	47,71	45,55	44,11	43,66
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	7,90	6,36	6,88	8,07	8,81	8,36	7,98	8,18	9,19	10,75	10,74
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,86	0,88	0,87	0,85	0,85	0,86	0,87	0,86	0,84	0,81	0,81

**Cuadro 3.3.3 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los clinopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300	M300	M300	M300	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	diópsido	diópsido	diópsido	augita	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido
N° ANÁLISIS	M300-260	M300-262	M300-264	M300-19	M300-115-L1	M300-115-L2	M300-115-L3	M300-115-L4
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	51,79	51,51	51,72	52,14	50,81	51,02	50,71	51,25
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,35	0,30	0,45	0,47	0,49	0,30	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	2,85	2,70	2,81	2,78	2,81	2,84	2,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,60	0,51	0,71	0,55	0,64	0,62	0,64
FeO	6,71	6,47	6,68	6,74	6,33	5,47	6,50	5,97
MnO	0,24	0,23	0,12	0,15	0,15	0,16	0,10	0,17
MgO	15,49	15,47	15,58	15,36	15,18	15,26	15,45	15,56
CaO	22,76	22,94	22,67	20,73	23,01	23,83	22,85	23,12
ZnO					0,00	0,16	0,02	0,00
NiO					0,00	0,00	0,04	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,01	0,01	0,40	0,19	0,28	0,24	0,26
K <sub>2</sub> O	0,26	0,33	0,19	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03
<b>TOTAL</b>	<b>101,03</b>	<b>100,74</b>	<b>100,47</b>	<b>99,50</b>	<b>99,49</b>	<b>100,13</b>	<b>99,67</b>	<b>100,26</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</i>								
Si	1,89	1,89	1,90	1,93	1,88	1,87	1,87	1,88
Al <sup>IV</sup>	0,11	0,11	0,10	0,07	0,12	0,12	0,12	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Z</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,08	0,09	0,06	0,00	0,09	0,10	0,11	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,11	0,14	0,21	0,11	0,06	0,09	0,09
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,84	0,84	0,85	0,85	0,84	0,84	0,85	0,85
Ca	0,89	0,90	0,89	0,82	0,91	0,94	0,90	0,91
Zn					0,00	0,00	0,00	0,00
Ni								
Na	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02
K	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ XY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
Ca (Wo)	45,76	46,16	45,65	43,66	46,78	48,18	46,16	46,65
Mg (En)	43,33	43,31	43,65	45,01	42,94	42,93	43,43	43,68
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	10,90	10,52	10,69	11,34	10,28	8,89	10,41	9,67
$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Mn^{2+}}$	0,87	0,88	0,86	0,80	0,81	0,83	0,81	0,82

**Cuadro 3.3.3 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los clinopiroxenos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M7	M300/M7
Tipo de piroxeno según Morimoto <i>et al.</i> (1988)	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido	diópsido
N° ANÁLISIS	M300-115-L5	M300-115-L6	M300-127	M300-182	M300-177	M300-180	M300-245	M300-255
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	50,75	51,06	51,70	50,94	50,29	50,86	51,34	51,47
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,57	0,34	0,35	0,34	0,52	0,32	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	2,80	2,55	3,07	3,66	2,82	3,47	2,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	0,58	0,47	0,59	0,72	0,61	0,63	0,59
FeO	6,44	6,01	5,55	6,40	6,43	6,40	5,72	5,91
MnO	0,15	0,27	0,25	0,19	0,24	0,13	0,09	0,12
MgO	15,63	15,21	15,24	15,38	15,05	15,30	15,24	15,51
CaO	22,91	23,34	23,97	22,88	22,86	22,82	23,70	23,41
ZnO	0,00	0,03	0,06				0,13	0,05
NiO	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,25	0,32	0,36	0,33	0,32	0,40	0,26
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>100,13</b>	<b>100,16</b>	<b>100,45</b>	<b>100,20</b>	<b>99,94</b>	<b>99,80</b>	<b>101,05</b>	<b>100,67</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</i>								
Si	1,86	1,88	1,89	1,87	1,85	1,88	1,87	1,88
Al <sup>IV</sup>	0,12	0,12	0,11	0,13	0,15	0,12	0,13	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Z</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,09	0,10	0,00	0,00	0,00	0,11	0,09
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,09	0,07	0,12	0,12	0,10	0,06	0,09
Mn	0,00	0,01	0,01	0,08	0,08	0,10	0,00	0,00
Mg	0,86	0,83	0,83	0,01	0,01	0,00	0,83	0,84
Ca	0,90	0,92	0,94	0,84	0,83	0,84	0,92	0,92
Zn	0,00	0,00	0,00	0,90	0,90	0,90	0,00	0,00
Ni							0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ XY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
Ca (Wo)	46,00	47,24	48,23	46,29	46,64	46,38	47,94	47,11
Mg (En)	43,67	42,83	42,66	43,29	42,72	43,26	42,89	43,42
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	10,33	9,93	9,11	10,41	10,63	10,36	9,17	9,47
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,81	0,82	0,83	0,92	0,92	0,90	0,93	0,91

**Cuadro 3.3.3 (continuación).** Análisis de microsonda electrónica de los clinopiroxenos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M7	M300/M7
Tipo de piroxeno según Morimoto (1988)	augita	augita
N° ANÁLISIS	M300-256	M300-257
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>		
SiO <sub>2</sub>	51,83	51,49
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	2,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,56
FeO	6,23	6,79
MnO	0,12	0,26
MgO	16,19	16,13
CaO	22,31	21,72
ZnO	0,00	0,04
NiO	0,00	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,27
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>100,63</b>	<b>100,83</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 6 oxígenos</i>		
Si	1,89	1,88
Al <sup>IV</sup>	0,11	0,12
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00
<b>Σ Z</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,00
Ti	0,01	0,02
Cr	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,12
Mn	0,00	0,01
Mg	0,88	0,88
Ca	0,87	0,85
Zn	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00
Na	0,02	0,02
K	0,00	0,00
<b>Σ XY</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (Z+XY)</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>		
Ca (Wo)	44,81	43,73
Mg (En)	45,24	45,19
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> + Mn (Fs)	9,95	11,08
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> +Mn <sup>2+</sup> )	0,90	0,88

Cuadro 3.3.4. Análisis de microsonda electrónica de los espinelos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA Tipo de espinelo según Deer <i>et al.</i> (1992)	M323 picotita	M323 picotita	M323 picotita	M323 picotita	M323 picotita	M323 Al- cromita	M323 Al- cromita	M323 picotita	M323 Al- cromita	M323 picotita	M323 picotita
Nº ANÁLISIS	M323-36	M323-37	M323-38	M323-39	M323-40	M323-57	M323-61	M323-62	M323-6	M323-7	M323-8
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>											
SiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,01	0,00	0,05	0,06	0,05	0,05	0,01	0,03	0,03
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,08	1,17	0,77	0,28	1,37	1,28	1,20	1,88	1,08	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,28	23,05	23,38	25,40	24,11	22,08	21,92	22,45	20,36	23,12	23,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,32	37,36	36,08	35,97	36,25	35,50	34,79	35,51	34,51	35,33	35,26
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>											
FeO <sup>T</sup>	31,57	30,16	31,95	29,63	31,88	33,88	34,29	33,36	35,10	31,15	30,99
MnO	0,37	0,43	0,38	0,28	0,37	0,38	0,39	0,29	0,30	0,36	0,32
MgO	6,68	6,11	5,88	7,07	6,86	6,29	7,08	7,27	6,47	7,45	7,73
CaO	0,00	0,00	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,05
ZnO	0,29	0,16	0,40	0,30	0,52	0,26	0,31	0,35	0,23	0,08	0,20
NiO	0,12	0,09	0,17	0,13	0,12	0,18	0,13	0,20	0,16	0,24	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>98,79</b>	<b>98,50</b>	<b>99,47</b>	<b>99,61</b>	<b>100,49</b>	<b>99,99</b>	<b>100,27</b>	<b>100,75</b>	<b>99,02</b>	<b>98,87</b>	<b>99,25</b>
<i>Números de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 32 oxígenos</i>											
Si	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Ti	0,22	0,22	0,23	0,15	0,05	0,27	0,25	0,23	0,37	0,22	0,19
Al	7,51	7,51	7,35	7,99	7,44	6,77	6,60	6,81	6,21	7,23	7,31
Cr	6,55	6,60	6,74	6,25	6,60	6,97	6,93	6,78	7,18	6,53	6,46
V											
Fe <sup>3+</sup>	1,50	1,41	1,45	1,45	1,82	1,70	1,98	1,95	1,87	1,79	1,84
Fe <sup>2+</sup>	5,43	5,57	5,68	5,17	5,16	5,67	5,35	5,22	5,73	5,12	4,99
Mn	0,08	0,10	0,09	0,06	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06	0,08	0,07
Mg	2,61	2,52	2,34	2,81	2,68	2,44	2,70	2,79	2,50	2,95	3,04
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Zn	0,06	0,03	0,08	0,06	0,10	0,05	0,06	0,07	0,04	0,01	0,04
Ni	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>											
#Cr= Cr/(Cr+Al)	0,47	0,47	0,48	0,44	0,47	0,51	0,51	0,50	0,54	0,47	0,47
#Mg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,32	0,31	0,29	0,35	0,34	0,30	0,34	0,35	0,30	0,37	0,38
#Fe <sup>2+</sup> =Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,68	0,69	0,71	0,65	0,66	0,70	0,66	0,65	0,70	0,63	0,62
#Fe <sup>3+</sup> =Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	0,17	0,16	0,16	0,15	0,20	0,20	0,23	0,22	0,23	0,20	0,20
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al+Cr)	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup>	3,61	3,94	3,93	3,58	2,84	3,35	2,71	2,67	3,06	2,86	2,71

**Cuadro 3.3.4 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los espinelos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de espinelo según Deer et al. (1992) Nº ANÁLISIS	M90 Al- cromita M90-20	M90 Al- cromita M90-24	M90 Al- cromita M90-26	M90 Al- cromita M90-27	M90 Al- cromita M90-28	M90 Al- cromita M90-29	M90 Al- cromita M90-30	M90 Al- picotita M90-31	M90 Al- cromita M90-34	M90 Al- cromita M90-35	M90 Al- cromita M90-36
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,04
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,74	1,77	0,73	0,18	0,31	0,21	0,83	0,47	0,88	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,76	15,63	16,70	18,78	21,87	20,81	19,53	17,47	18,46	17,18	21,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,77	41,59	36,61	37,70	38,34	38,72	41,34	39,77	39,49	38,02	38,50
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,41	0,50	0,56	0,15	0,21	0,13	0,41	0,42	0,45	0,21
FeO <sup>T</sup>	38,27	37,16	39,11	37,43	34,67	35,46	34,07	37,23	36,09	39,20	35,31
MnO	0,39	0,45	0,38	0,41	0,49	0,48	0,51	0,48	0,44	0,50	0,51
MgO	4,28	3,84	4,58	4,29	4,37	3,73	4,38	4,02	4,01	3,98	4,46
CaO	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01
ZnO	0,50	0,55	0,48	0,46	0,70	0,71	0,51	0,37	0,42	0,48	0,73
NiO	0,05	0,07	0,18	0,09	0,11	0,11	0,03	0,11	0,14	0,14	0,09
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>101,28</b>	<b>100,47</b>	<b>100,36</b>	<b>100,48</b>	<b>100,91</b>	<b>100,58</b>	<b>100,75</b>	<b>100,71</b>	<b>99,99</b>	<b>100,85</b>	<b>101,61</b>
<b>Números de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 32 oxígenos</b>											
Si	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,16	0,15	0,35	0,14	0,03	0,06	0,04	0,16	0,09	0,17	0,06
Al	5,76	4,92	5,20	5,81	6,66	6,41	6,01	5,44	5,76	5,34	6,49
Cr	7,78	8,78	7,65	7,82	7,83	8,00	8,54	8,30	8,26	7,93	7,82
V	0,09	0,09	0,11	0,12	0,03	0,04	0,03	0,09	0,09	0,10	0,04
Fe <sup>3+</sup>	2,04	1,91	2,32	1,95	1,41	1,42	1,33	1,85	1,69	2,28	1,50
Fe <sup>2+</sup>	6,30	6,39	6,33	6,27	6,08	6,33	6,11	6,37	6,30	6,37	6,09
Mn	0,09	0,10	0,08	0,09	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11
Mg	1,66	1,53	1,81	1,68	1,68	1,45	1,71	1,58	1,58	1,57	1,71
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Zn	0,10	0,11	0,09	0,09	0,13	0,14	0,10	0,07	0,08	0,09	0,14
Ni	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>							
<b>Parámetros calculados</b>											
#Cr= Cr/(Cr+Al)	0,57	0,64	0,60	0,57	0,54	0,56	0,59	0,60	0,59	0,60	0,55
#Mg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,21	0,19	0,22	0,21	0,22	0,19	0,22	0,20	0,20	0,20	0,22
#Fe <sup>2+</sup> =Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,79	0,81	0,78	0,79	0,78	0,81	0,78	0,80	0,80	0,80	0,78
#Fe <sup>3+</sup> =Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	0,26	0,28	0,31	0,25	0,17	0,18	0,18	0,25	0,23	0,30	0,19
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al+Cr)	0,13	0,12	0,15	0,12	0,09	0,09	0,08	0,12	0,11	0,15	0,09
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup>	3,09	3,35	2,73	3,22	4,31	4,46	4,59	3,45	3,72	2,79	4,05

Cuadro 3.3.4 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los espinelos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300	M300	M300	M300	M300/M1	M300/M4	M300/M6						
Tipo de espinelo según Deer et al. (1992)	hercínita	hercínita	hercínita	Fe-cromita	hercínita	hercínita							
Nº ANÁLISIS	M300-1	M300-3	M300-4	M300-7	M300-95	M300-96	M300-97	M300-98	M300-99	M300-101	M300-301	M300-303	
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>													
SiO <sub>2</sub>	0,01	3,11	0,63	1,21	0,11	0,14	1,33	0,18	4,79	0,82	0,11	0,11	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,05	2,65	0,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,16	57,34	61,70	1,14	60,86	60,40	59,66	61,00	56,67	59,88	61,58	61,47	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,99	0,00	30,10	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,03	0,00	0,16	0,01	0,00	0,00	
FeO <sup>T</sup>	23,39	23,16	27,03	59,11	27,07	28,70	25,57	27,62	24,96	28,08	25,88	26,93	
MnO	0,09	0,20	0,11	0,59	0,17	0,17	0,18	0,25	0,22	0,31	0,19	0,32	
MgO	12,80	11,54	9,61	1,85	10,12	9,15	10,95	9,77	10,87	9,16	11,43	10,52	
CaO	0,06	1,22	0,47	0,27	0,19	0,17	0,71	0,22	1,51	0,38	0,20	0,23	
ZnO	0,78	0,70	0,64	0,60	0,48	0,54	0,50	0,39	0,27	0,48	0,29	0,32	
NiO	0,11	0,32	0,13	0,10	0,17	0,1565	0,1142	0,131	0,0514	0,1106	0,11	0,09	
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>TOTAL</b>	<b>100,21</b>	<b>99,58</b>	<b>100,37</b>	<b>98,49</b>	<b>99,18</b>	<b>99,43</b>	<b>99,21</b>	<b>99,59</b>	<b>99,51</b>	<b>99,25</b>	<b>99,80</b>	<b>99,99</b>	
<b>Números de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 32 oxígenos</b>													
Si	0,00	0,67	0,14	0,35	0,02	0,03	0,29	0,04	1,03	0,18	0,02	0,02	
Ti	0,00	0,00	0,01	0,58	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	15,31	14,54	15,65	0,39	15,59	15,56	15,22	15,60	14,34	15,44	15,54	15,58	
Cr	0,30	0,34	0,00	6,92	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
V	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	
Fe <sup>3+</sup>	0,38	0,00	0,06	6,62	0,36	0,38	0,15	0,32	0,00	0,19	0,40	0,37	
Fe <sup>2+</sup>	3,78	4,17	4,81	7,75	4,56	4,86	4,48	4,70	4,48	4,95	4,23	4,47	
Mn	0,02	0,04	0,02	0,14	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,03	0,06	
Mg	4,05	3,70	3,08	0,80	3,28	2,98	3,53	3,16	3,48	2,99	3,65	3,37	
Ca	0,01	0,28	0,11	0,08	0,04	0,04	0,17	0,05	0,35	0,09	0,05	0,05	
Zn	0,12	0,11	0,10	0,13	0,08	0,09	0,08	0,06	0,04	0,08	0,05	0,05	
Ni	0,02	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>TOTAL</b>	<b>24,00</b>	<b>23,89</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>23,79</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	
<b>Parámetros calculados</b>													
#Cr= Cr/(Cr+Al)	0,02	0,02	0,00	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
#Mg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,52	0,47	0,39	0,09	0,42	0,38	0,44	0,40	0,44	0,38	0,46	0,43	
#Fe <sup>2+</sup> =Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,48	0,53	0,61	0,91	0,58	0,62	0,56	0,60	0,56	0,62	0,54	0,57	
#Fe <sup>3+</sup> =Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	0,02	0,00	0,00	0,94	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al+Cr)	0,02	0,00	0,00	0,48	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup>	9,95	-	81,00	1,17	12,77	12,68	29,51	14,80	-	25,96	10,45	12,06	

**Cuadro 3.3.4 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los espinelos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6
Tipo de espinelo según Deer et al. (1992)	hercinita	hercinita	hercinita	hercinita	hercinita
Nº ANÁLISIS	M300-304	M300-305	M300-306	M300-307	M300-308
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>					
SiO <sub>2</sub>	0,94	0,05	0,75	0,14	0,55
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,11	0,00	0,00	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61,47	60,74	60,68	60,86	60,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>T</sup>	24,88	28,44	26,58	27,35	28,39
MnO	0,21	0,24	0,25	0,25	0,32
MgO	11,57	8,99	9,92	10,04	9,07
CaO	0,36	0,19	0,34	0,22	0,32
ZnO	0,30	0,33	0,25	0,23	0,30
NiO	0,12	0,16	0,21	0,15	0,17
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,87</b>	<b>99,30</b>	<b>98,98</b>	<b>99,23</b>	<b>99,87</b>
<b>Números de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 32 oxígenos</b>					
Si	0,20	0,01	0,16	0,03	0,12
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Al	15,48	15,66	15,57	15,59	15,55
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,27	0,10	0,35	0,18
Fe <sup>2+</sup>	4,33	4,93	4,74	4,62	4,98
Mn	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06
Mg	3,68	2,93	3,22	3,25	2,94
Ca	0,08	0,05	0,08	0,05	0,08
Zn	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05
Ni	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>	<b>24,00</b>
<b>Parámetros calculados</b>					
#Cr= Cr/(Cr+Al)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Mg= Mg/(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,46	0,37	0,40	0,41	0,37
#Fe <sup>2+</sup> =Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)	0,54	0,63	0,60	0,59	0,63
#Fe <sup>3+</sup> =Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al)	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Al+Cr)	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup>	37,43	17,96	47,64	13,10	27,54

Cuadro 3.3.5. Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300	M300	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	pargasita	actinolita	tremolita	tremolita	actinolita	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda
Nº ANÁLISIS	M300-14	M300-21	M300-60	M300-61	M300-67	M300-63	M300-64	M300-65	M300-68
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	44,78	54,76	56,85	55,78	53,99	52,15	53,64	52,95	49,28
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,19	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,89	3,63	0,44	0,51	4,10	5,77	4,60	4,60	8,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	0,55	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
MnO	0,10	0,10	0,05	0,18	0,01	0,04	0,15	0,13	0,11
FeO <sup>T</sup>	7,03	5,75	5,55	7,14	5,72	5,80	5,83	5,71	6,56
ZnO	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	16,94	19,83	22,51	22,75	20,59	19,98	20,36	20,65	18,75
CaO	13,07	12,30	11,24	10,34	12,75	12,86	12,80	13,07	12,85
Na <sub>2</sub> O	1,97	0,64	0,01	0,11	0,57	0,92	0,67	0,84	1,43
K <sub>2</sub> O	0,83	0,03	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05
F	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Cl	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>98,33</b>	<b>97,78</b>	<b>96,78</b>	<b>96,87</b>	<b>97,79</b>	<b>97,58</b>	<b>98,08</b>	<b>98,06</b>	<b>97,99</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,38	7,60	7,91	7,77	7,47	7,26	7,41	7,33	6,89
Al <sup>IV</sup>	1,62	0,40	0,07	0,08	0,53	0,74	0,59	0,67	1,11
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,37	0,19	0,00	0,00	0,14	0,21	0,16	0,08	0,35
Cr	0,12	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,34	0,17	0,08	0,22	0,35	0,36	0,35	0,41	0,45
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,50	0,46	0,24	0,05	0,27	0,28	0,29	0,24	0,30
Mg	3,60	4,10	4,67	4,73	4,25	4,15	4,19	4,26	3,91
<b>Σ C</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,04	0,32	0,42	0,05	0,03	0,03	0,01	0,02
Ca	1,99	1,83	1,68	1,54	1,89	1,92	1,90	1,94	1,93
Na	0,00	0,12	0,00	0,01	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,54	0,06	0,00	0,01	0,09	0,21	0,12	0,19	0,35
K	0,15	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,69</b>	<b>0,06</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,10</b>	<b>0,21</b>	<b>0,13</b>	<b>0,20</b>	<b>0,36</b>
OH	1,91	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,95
F	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,67</b>	<b>15,06</b>	<b>15,00</b>	<b>15,02</b>	<b>15,10</b>	<b>15,21</b>	<b>15,13</b>	<b>15,20</b>	<b>15,36</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,69	0,06	0,01	0,02	0,10	0,21	0,13	0,20	0,36
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,80	0,40	0,08	0,22	0,49	0,57	0,52	0,50	0,79
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,88	0,90	0,95	0,99	0,94	0,94	0,94	0,95	0,93
Al <sup>T</sup>	2,00	0,59	0,07	0,08	0,67	0,95	0,75	0,75	1,46

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M300/M1 Mg- hornblenda M300-69	M300/M1 pargasita M300-71	M300/M1 pargasita M300-72	M300/M1 pargasita M300-75	M300/M1 pargasita M300-76	M300/M2 Mg- hornblenda M300-24	M300/M2 Mg- hornblenda M300-25	M300/M2 Mg- hornblenda M300-29	M300/M2 Mg- hornblenda M300-30
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>									
SiO <sub>2</sub>	51,01	42,61	42,18	43,16	41,93	46,07	47,13	47,53	51,35
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,10	0,22	0,07	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,44	17,14	17,46	16,40	17,78	13,02	11,50	11,56	7,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,20	0,22	0,20
MnO	0,09	0,09	0,10	0,16	0,04	0,12	0,15	0,11	0,09
FeO <sup>T</sup>	5,97	8,40	8,35	8,49	8,61	6,95	6,88	6,84	6,29
ZnO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	19,44	14,66	14,46	14,68	13,96	16,51	17,31	17,25	19,12
CaO	12,79	12,46	12,66	12,67	12,58	12,68	12,58	12,63	12,43
Na <sub>2</sub> O	1,16	2,29	2,49	2,37	2,34	1,81	1,66	1,67	1,03
K <sub>2</sub> O	0,05	0,09	0,11	0,12	0,12	0,17	0,19	0,18	0,11
F	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>98,03</b>	<b>97,83</b>	<b>97,89</b>	<b>98,08</b>	<b>97,38</b>	<b>97,57</b>	<b>97,82</b>	<b>98,06</b>	<b>98,00</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>									
Si	7,08	6,06	6,01	6,14	6,01	6,52	6,63	6,67	7,14
Al <sup>IV</sup>	0,92	1,95	1,99	1,86	1,99	1,48	1,37	1,33	0,86
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,30	0,93	0,94	0,88	1,01	0,69	0,54	0,59	0,34
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,39	0,48	0,39	0,37	0,38	0,31	0,38	0,32	0,36
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,27	0,49	0,58	0,63	0,63	0,49	0,40	0,45	0,32
Mg	4,03	3,11	3,07	3,11	2,98	3,48	3,63	3,61	3,96
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,06
Ca	1,90	1,90	1,93	1,93	1,93	1,92	1,90	1,90	1,85
Na	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,08
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,26	0,58	0,65	0,62	0,61	0,46	0,40	0,40	0,20
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
<b>Σ A</b>	<b>0,27</b>	<b>0,59</b>	<b>0,67</b>	<b>0,64</b>	<b>0,64</b>	<b>0,49</b>	<b>0,43</b>	<b>0,43</b>	<b>0,22</b>
OH	2,00	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,26</b>	<b>15,59</b>	<b>15,67</b>	<b>15,64</b>	<b>15,63</b>	<b>15,49</b>	<b>15,43</b>	<b>15,43</b>	<b>15,22</b>
<b>Parámetros calculados</b>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,27	0,59	0,67	0,64	0,64	0,49	0,43	0,43	0,22
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,69	1,40	1,35	1,26	1,39	1,02	0,97	0,92	0,71
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,94	0,86	0,84	0,83	0,83	0,88	0,90	0,89	0,93
Al <sup>T</sup>	1,22	2,87	2,93	2,75	3,00	2,17	1,91	1,91	1,20

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	pargasita	pargasita	pargasita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda
N° ANÁLISIS	M300-26	M300-50	M300-28	M300-128	M300-131	M300-136	M300-129	M300-135	M300-138
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	45,59	45,17	43,51	53,49	53,07	52,76	52,64	52,28	51,66
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,13	0,06	0,28	0,33	0,39	0,13	0,30	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,56	14,25	15,79	3,06	3,14	4,04	4,26	4,27	5,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,09	0,11	0,14	0,67	0,20	0,20	0,22	0,26
MnO	0,16	0,11	0,15	0,09	0,17	0,07	0,12	0,16	0,01
FeO <sup>T</sup>	7,71	8,41	8,17	5,88	6,47	6,66	6,56	7,20	6,51
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,15	0,11	0,03	0,00
MgO	16,0	15,4	15,1	20,61	19,54	18,72	19,15	18,99	19,20
CaO	12,6	12,5	12,5	12,89	13,21	13,42	12,78	12,76	12,70
Na <sub>2</sub> O	1,9	1,9	2,3	0,55	0,31	0,53	0,51	0,49	0,74
K <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,05	0,02	0,05	0,04	0,06	0,06
F	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,90</b>	<b>98,18</b>	<b>97,88</b>	<b>97,09</b>	<b>96,93</b>	<b>96,99</b>	<b>96,52</b>	<b>96,81</b>	<b>96,78</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,45	6,38	6,19	7,48	7,48	7,48	7,45	7,38	7,28
Al <sup>IV</sup>	1,55	1,62	1,81	0,50	0,52	0,52	0,55	0,62	0,72
Ti	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,72	0,76	0,84	0,00	0,00	0,15	0,16	0,10	0,20
Cr	0,02	0,01	0,01	0,02	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,35	0,36	0,37	0,37	0,29	0,06	0,26	0,02	0,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,35
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,55	0,59	0,57	0,30	0,48	0,73	0,50	0,49	0,38
Mg	3,37	3,25	3,20	4,30	4,11	3,96	4,04	4,00	4,03
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,97</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04
Ca	1,92	1,89	1,91	1,93	2,00	2,00	1,94	1,93	1,92
Na	0,04	0,06	0,05	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Na	0,47	0,47	0,58	0,11	0,08	0,15	0,11	0,10	0,16
K	0,04	0,04	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,51</b>	<b>0,50</b>	<b>0,62</b>	<b>0,12</b>	<b>0,09</b>	<b>0,19</b>	<b>0,11</b>	<b>0,11</b>	<b>0,17</b>
OH	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00	1,98	1,99
F	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,51</b>	<b>15,49</b>	<b>15,62</b>	<b>15,12</b>	<b>15,09</b>	<b>15,17</b>	<b>15,11</b>	<b>15,11</b>	<b>15,17</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,51	0,50	0,62	0,12	0,09	0,23	0,11	0,11	0,17
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,06	1,15	1,23	0,40	0,36	0,30	0,44	0,51	0,57
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,86	0,85	0,85	0,94	0,90	0,84	0,89	0,89	0,91
Al <sup>T</sup>	2,26	2,37	2,65	0,50	0,52	0,68	0,71	0,71	0,92

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	pargasita	pargasita	pargasita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda
Nº ANÁLISIS	M300-130	M300-149	M300-132	M300-190	M300-191	M300-153	M300-194	M300-154	M300-155
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	43,98	41,30	43,08	53,75	53,09	53,53	53,24	52,26	53,54
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,18	0,10	0,01	0,24	0,00	0,15	0,00	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	16,26	13,76	2,29	3,42	3,90	3,05	5,24	3,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,00	0,11	0,50	0,52	0,04	0,46	0,01	0,03
MnO	0,10	0,18	0,13	0,20	0,10	0,20	0,14	0,18	0,07
FeO <sup>T</sup>	9,76	11,19	10,27	6,53	5,70	5,60	4,94	5,48	5,58
ZnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	14,32	11,92	13,78	20,52	20,01	20,75	20,87	20,12	20,93
CaO	12,91	12,82	12,86	12,62	13,07	12,59	13,25	12,74	12,74
Na <sub>2</sub> O	1,84	2,24	1,88	0,30	0,40	0,63	0,43	0,87	0,62
K <sub>2</sub> O	0,14	0,13	0,14	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00
F	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,34
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>96,99</b>	<b>96,36</b>	<b>96,12</b>	<b>96,72</b>	<b>96,59</b>	<b>97,27</b>	<b>96,56</b>	<b>96,96</b>	<b>97,79</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,38	6,10	6,31	7,54	7,47	7,44	7,47	7,32	7,43
Al <sup>IV</sup>	1,62	1,90	1,69	0,38	0,53	0,56	0,50	0,69	0,57
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,05	0,02	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,64	0,93	0,68	0,00	0,04	0,08	0,00	0,18	0,05
Cr	0,00	0,01	0,01	0,06	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,00	0,01	0,40	0,30	0,44	0,35	0,36	0,44
Zn	0,32	0,23	0,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,86	1,16	0,86	0,25	0,37	0,18	0,22	0,26	0,163
Mg	3,10	2,62	3,01	4,29	4,20	4,30	4,36	4,198	4,328
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,04
Ca	2,00	2,00	2,00	1,90	1,97	1,88	1,99	1,91	1,89
Na	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,07	0,01	0,05	0,06
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,52	0,64	0,53	0,04	0,09	0,10	0,11	0,19	0,11
K	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,55</b>	<b>0,69</b>	<b>0,58</b>	<b>0,04</b>	<b>0,09</b>	<b>0,11</b>	<b>0,12</b>	<b>0,19</b>	<b>0,11</b>
OH	1,95	1,95	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,98	1,85
F	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,15
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,54</b>	<b>15,68</b>	<b>15,57</b>	<b>15,04</b>	<b>15,09</b>	<b>15,11</b>	<b>15,11</b>	<b>15,19</b>	<b>15,11</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,55	0,72	0,60	0,04	0,09	0,11	0,12	0,19	0,11
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,06	1,19	1,10	0,40	0,39	0,52	0,35	0,54	0,51
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,78	0,69	0,78	0,94	0,92	0,96	0,95	0,94	0,96
Al <sup>T</sup>	2,26	2,83	2,37	0,38	0,57	0,64	0,50	0,87	0,62

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M5	M300/M5	M300/M5
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg- hornblenda	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	Mg- hornblenda	pargasita	pargasita
N° ANÁLISIS	M300-192	M300-193	M300-164	M300-165	M300-166	M300-167	M300-201	M300-199	M300-200
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	49,30	43,46	42,40	42,98	42,62	42,39	52,55	43,77	41,63
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,36	0,00	0,05	0,00	0,05	0,27	0,34	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,65	14,39	17,02	16,54	17,06	17,42	4,40	14,76	17,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,17	0,02	0,01	0,00	0,01	0,38	0,00	0,03
MnO	0,07	0,12	0,08	0,09	0,09	0,14	0,16	0,00	0,16
FeO <sup>T</sup>	7,34	9,92	8,15	8,00	7,81	7,92	5,96	8,29	8,77
ZnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,14	0,00	0,11	0,00
MgO	17,63	13,59	14,58	14,80	14,53	14,65	19,92	14,57	13,78
CaO	12,91	12,77	12,81	12,77	12,67	12,84	13,08	12,92	12,84
Na <sub>2</sub> O	1,01	1,75	2,39	2,36	2,30	2,44	0,68	1,89	2,24
K <sub>2</sub> O	0,09	0,23	0,12	0,08	0,07	0,08	0,01	0,06	0,06
F	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,12	0,00	0,06	0,06
Cl	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>97,53</b>	<b>96,78</b>	<b>97,59</b>	<b>97,68</b>	<b>97,36</b>	<b>98,21</b>	<b>97,42</b>	<b>96,78</b>	<b>96,85</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,95	6,32	6,06	6,13	6,09	6,02	7,35	6,31	6,02
Al <sup>IV</sup>	1,05	1,68	1,94	1,87	1,91	1,98	0,65	1,69	1,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,04	0,02
Al <sup>VI</sup>	0,38	0,78	0,93	0,91	0,96	0,94	0,07	0,82	0,93
Cr	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,35	0,28	0,37	0,34	0,35	0,39	0,33	0,26	0,38
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,504	0,93	0,60	0,60	0,57	0,55	0,37	0,74	0,68
Mg	3,704	2,94	3,11	3,15	3,10	3,10	4,15	3,13	2,97
<b>Σ C</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01		0,00	0,00
Ca	1,95	1,99	1,96	1,95	1,94	1,96	1,96	2,00	1,99
Na	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,25	0,49	0,64	0,63	0,61	0,65	0,16	0,53	0,62
K	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,26</b>	<b>0,53</b>	<b>0,66</b>	<b>0,64</b>	<b>0,62</b>	<b>0,66</b>	<b>0,17</b>	<b>0,54</b>	<b>0,63</b>
OH	1,98	2,00	2,00	2,00	1,95	1,95	2,00	1,97	1,97
F	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,03	0,03
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,25</b>	<b>15,53</b>	<b>15,66</b>	<b>15,64</b>	<b>15,60</b>	<b>15,66</b>	<b>15,16</b>	<b>15,53</b>	<b>15,63</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,26	0,53	0,66	0,64	0,62	0,66	0,17	0,54	0,63
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,78	1,14	1,30	1,26	1,31	1,34	0,46	1,15	1,35
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,88	0,76	0,84	0,84	0,84	0,85	0,92	0,81	0,81
Al <sup>T</sup>	1,44	2,47	2,87	2,78	2,87	2,92	0,73	2,51	2,91

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M 5	M300/M 5	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M 6	M300/M 6	M300/M 6	M300/M 6
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	pargasita	pargasita	Mg- hornblenda	Mg- hornblenda	Mg- hornblenda	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita
N° ANÁLISIS	M300- 183	M300- 184	M300-218	M300-219	M300-220	M300- 211	M300- 212	M300- 213	M300- 214
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	43,29	42,56	51,30	48,71	49,39	42,56	42,89	41,69	41,82
TiO <sub>2</sub>	1,52	1,82	0,00	0,04	0,05	0,13	0,08	0,13	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	11,83	5,80	9,07	7,45	16,35	15,49	16,70	17,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	1,35	0,21	0,16	0,03	0,01	0,07	0,01	0,00
MnO	0,11	0,09	0,13	0,14	0,08	0,02	0,12	0,08	0,17
FeO <sup>T</sup>	8,54	8,66	6,03	6,43	5,92	8,20	8,95	9,17	8,04
ZnO	0,00	0,10	0,03	0,08	0,12	0,06	0,06	0,00	0,02
MgO	15,36	14,95	19,48	18,45	18,91	14,60	14,36	13,82	14,49
CaO	12,81	12,80	12,89	12,93	12,93	12,62	12,57	12,41	12,58
Na <sub>2</sub> O	2,11	1,82	0,77	1,34	1,17	2,16	2,18	2,23	2,39
K <sub>2</sub> O	0,13	0,23	0,03	0,04	0,04	0,09	0,08	0,09	0,06
F	0,06	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,12
Cl	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>96,89</b>	<b>96,23</b>	<b>96,79</b>	<b>97,38</b>	<b>96,11</b>	<b>96,81</b>	<b>96,86</b>	<b>96,46</b>	<b>96,95</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,30	6,23	7,22	6,85	7,02	6,17	6,18	6,05	6,01
Al <sup>IV</sup>	1,70	1,77	0,78	1,15	0,98	1,83	1,82	1,95	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,17	0,20	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,29	0,27	0,19	0,35	0,27	0,97	0,81	0,91	0,93
Cr	0,15	0,16	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,30	0,35	0,42	0,46	0,40	0,00	0,41	0,45	0,44
Zn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,74	0,71	0,29	0,29	0,30	0,85	0,66	0,64	0,52
Mg	3,33	3,26	4,09	3,87	4,01	3,16	3,09	2,99	3,11
<b>Σ C</b>	<b>4,99</b>	<b>4,97</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,14	0,01	0,02	0,01
Ca	2,00	2,00	1,94	1,95	1,97	1,86	1,94	1,93	1,94
Na	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,04	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
Na	0,59	0,52	0,18	0,34	0,31	0,61	0,58	0,59	0,63
K	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,62</b>	<b>0,57</b>	<b>0,19</b>	<b>0,34</b>	<b>0,31</b>	<b>0,73</b>	<b>0,59</b>	<b>0,61</b>	<b>0,64</b>
OH	1,97	2,00	1,95	2,00	1,99	2,00	2,00	1,94	1,95
F	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,05
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,61</b>	<b>15,53</b>	<b>15,19</b>	<b>15,34</b>	<b>15,31</b>	<b>15,72</b>	<b>15,58</b>	<b>15,61</b>	<b>15,64</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,62	0,57	0,19	0,34	0,31	0,83	0,59	0,61	0,64
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,93	1,02	0,60	0,82	0,68	1,00	1,24	1,38	1,38
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,82	0,82	0,93	0,93	0,93	0,79	0,82	0,82	0,86
Al <sup>T</sup>	2,00	2,04	0,96	1,50	1,25	2,80	2,63	2,86	2,92

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	pargasita	pargasita	pargasita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	Mg-hornblenda
N° ANÁLISIS	M300-215	M300-216	M300-217	M300-289	M300-287	M300-291	M300-276	M300-280	M300-277
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	42,27	42,39	42,41	54,20	52,97	53,26	52,40	54,04	53,95
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,39	0,22	0,45	0,13	0,18	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,63	16,68	16,60	2,92	4,25	2,89	4,94	2,78	2,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,32	0,58	0,17	0,61	0,60	0,55
MnO	0,19	0,07	0,11	0,07	0,06	0,03	0,10	0,09	0,12
FeO <sup>T</sup>	8,26	8,63	8,54	5,23	5,79	5,51	6,00	5,54	5,83
ZnO	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
MgO	14,88	14,45	14,55	21,00	19,90	21,04	19,38	20,42	20,67
CaO	12,56	12,78	12,64	13,36	13,18	13,20	13,18	13,10	12,75
Na <sub>2</sub> O	2,28	2,26	2,38	0,49	0,55	0,48	0,68	0,38	0,39
K <sub>2</sub> O	0,06	0,14	0,11	0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04
F	0,00	0,00	0,08	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>97,22</b>	<b>97,43</b>	<b>97,42</b>	<b>98,25</b>	<b>97,55</b>	<b>97,03</b>	<b>97,46</b>	<b>97,20</b>	<b>97,40</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,04	6,07	6,08	7,50	7,40	7,44	7,34	7,55	7,49
Al <sup>IV</sup>	1,96	1,93	1,92	0,48	0,60	0,48	0,66	0,45	0,48
Ti	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>								
Ti	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,85	0,89	0,88	0,00	0,10	0,00	0,15	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,02	0,07	0,07	0,06
Fe <sup>3+</sup>	0,55	0,42	0,42	0,28	0,27	0,39	0,23	0,26	0,45
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,43	0,60	0,59	0,32	0,40	0,21	0,47	0,38	0,20
Mg	3,17	3,09	3,11	4,33	4,14	4,38	4,05	4,26	4,28
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Ca	1,92	1,96	1,94	1,98	1,97	1,98	1,98	1,96	1,90
Na	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,07
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>								
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,59	0,61	0,63	0,12	0,13	0,12	0,17	0,08	0,03
K	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,60</b>	<b>0,63</b>	<b>0,65</b>	<b>0,13</b>	<b>0,14</b>	<b>0,12</b>	<b>0,18</b>	<b>0,09</b>	<b>0,04</b>
OH	2,00	2,00	1,96	1,90	1,99	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>								
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,60</b>	<b>15,63</b>	<b>15,65</b>	<b>15,12</b>	<b>15,13</b>	<b>15,11</b>	<b>15,17</b>	<b>15,09</b>	<b>15,03</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,60	0,63	0,65	0,13	0,14	0,12	0,18	0,09	0,04
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,39	1,32	1,30	0,32	0,41	0,39	0,41	0,31	0,45
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,88	0,84	0,84	0,93	0,91	0,95	0,90	0,92	0,96
Al <sup>T</sup>	2,80	2,82	2,80	0,48	0,70	0,48	0,82	0,46	0,48

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014)	M300/M7 Mg- hornblenda	M300/M7 pargasita	M300/M7 pargasita	M300/M7 pargasita	M300/M7 pargasita	M300/M7 pargasita	M300/M7 pargasita	M51 Mg- hornblenda	M51 Mg- hornblenda
N° ANÁLISIS	M300-285	M300-290	M300-284	M300-286	M300-253	M300-288	M300-254	M51-c1-7	M51-c1-8
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	50,94	42,48	44,19	43,17	43,21	42,24	44,39	51,51	50,27
TiO <sub>2</sub>	0,46	2,23	1,28	0,35	1,69	0,08	1,42	0,15	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	11,99	12,69	15,96	11,86	16,99	11,44	7,78	8,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	1,04	0,64	0,13	1,36	0,04	1,12	0,00	0,02
MnO	0,11	0,12	0,14	0,11	0,14	0,18	0,03	0,22	0,30
FeO <sup>T</sup>	6,13	8,03	7,63	8,62	8,83	8,28	8,81	11,65	11,83
ZnO	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,12
MgO	19,65	16,03	16,02	14,21	15,27	14,00	15,61	13,88	13,70
CaO	13,11	12,80	12,87	12,78	12,80	12,72	12,75	12,34	12,42
Na <sub>2</sub> O	0,83	2,22	2,14	2,17	2,46	2,18	2,25	0,73	0,70
K <sub>2</sub> O	0,05	0,08	0,12	0,16	0,08	0,13	0,02	0,04	0,04
F	0,00	0,18	0,00	0,00	0,14	0,00	0,10		
Cl	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,11</b>	<b>97,22</b>	<b>97,74</b>	<b>97,68</b>	<b>97,86</b>	<b>96,87</b>	<b>97,98</b>	<b>98,35</b>	<b>97,80</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	7,16	6,14	6,32	6,19	6,26	6,09	6,38	7,327	7,215
Al <sup>IV</sup>	0,84	1,86	1,68	1,82	1,75	1,91	1,62	0,673	0,785
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,05	0,24	0,14	0,04	0,18	0,01	0,15	0,02	0,03
Al <sup>VI</sup>	0,05	0,19	0,46	0,88	0,28	0,97	0,31	0,63	0,59
Cr	0,04	0,12	0,07	0,02	0,16	0,00	0,13	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,43	0,43	0,29	0,25	0,25	0,32	0,27	0,02	0,07
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,29	0,54	0,62	0,78	0,82	0,68	0,77	1,36	1,35
Mg	4,12	3,46	3,42	3,04	3,30	3,01	3,34	2,94	2,93
<b>Σ C</b>	<b>4,99</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	1,98	1,98	1,97	1,96	1,99	1,96	1,96	1,88	1,91
Na	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,07
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,21	0,61	0,58	0,58	0,68	0,59	0,61	0,09	0,13
K	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,22</b>	<b>0,63</b>	<b>0,60</b>	<b>0,61</b>	<b>0,70</b>	<b>0,61</b>	<b>0,61</b>	<b>0,10</b>	<b>0,13</b>
OH	2,00	1,92	2,00	1,99	1,93	2,00	1,95	2,00	2,00
F	0,00	0,08	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,22</b>	<b>15,61</b>	<b>15,60</b>	<b>15,61</b>	<b>15,69</b>	<b>15,61</b>	<b>15,59</b>	<b>15,10</b>	<b>15,13</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,22	0,63	0,60	0,61	0,70	0,61	0,61	0,77	0,74
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,58	1,10	1,02	1,20	0,89	1,31	0,89	0,69	0,72
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,93	0,86	0,85	0,80	0,80	0,82	0,81	0,68	0,69
Al <sup>T</sup>	0,89	2,04	2,14	2,70	2,02	2,89	1,94	1,31	1,38

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M51						
Tipo de anfíbol según	Mg-						
Locock (2014)	hornblenda						
N° ANÁLISIS	M51-c1-9	M51-c1-11	M51-c1-12	M51-c1-13	M51-c1-14	M51-c1-15	M51-c1-16
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>							
SiO <sub>2</sub>	50,31	49,11	47,02	50,91	50,82	49,93	49,42
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,40	0,59	0,32	0,19	0,40	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,23	8,81	11,41	7,62	7,45	7,98	8,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,05	0,29	0,22	0,36	0,08
MnO	0,18	0,15	0,24	0,21	0,25	0,19	0,21
FeO <sup>T</sup>	11,79	12,88	13,78	11,83	12,11	12,24	12,66
ZnO	0,00	0,06	0,05	0,08	0,03	0,07	0,02
MgO	14,01	13,01	11,59	14,10	13,32	14,37	14,04
CaO	12,65	12,50	12,33	12,32	12,47	12,30	12,29
Na <sub>2</sub> O	0,96	1,00	1,29	0,75	0,72	0,68	0,89
K <sub>2</sub> O	0,17	0,19	0,19	0,12	0,15	0,07	0,07
F							
Cl	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>97,63</b>	<b>98,13</b>	<b>98,56</b>	<b>98,58</b>	<b>97,74</b>	<b>98,59</b>	<b>98,45</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>							
Si	7,26	7,087	6,801	7,246	7,318	7,103	7,062
Al <sup>IV</sup>	0,74	0,913	1,199	0,754	0,682	0,897	0,938
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>						
Ti	0,04	0,04	0,06	0,04	0,02	0,04	0,04
Al <sup>VI</sup>	0,49	0,59	0,75	0,52	0,58	0,44	0,47
Cr	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,04	0,06	0,09	0,00	0,26	0,24
Zn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,42	1,52	1,60	1,32	1,46	1,16	1,25
Mg	3,01	2,80	2,50	2,99	2,86	3,05	2,99
<b>Σ C</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
Ca	1,96	1,93	1,91	1,88	1,92	1,88	1,88
Na	0,04	0,06	0,07	0,10	0,08	0,07	0,06
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>						
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,22	0,29	0,11	0,13	0,12	0,18
K	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,26</b>	<b>0,26</b>	<b>0,33</b>	<b>0,13</b>	<b>0,15</b>	<b>0,13</b>	<b>0,20</b>
OH	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>						
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,24</b>	<b>15,26</b>	<b>15,33</b>	<b>15,13</b>	<b>15,13</b>	<b>15,13</b>	<b>15,20</b>
<i>Parámetros calculados</i>							
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	1,13	1,19	1,48	0,87	0,87	0,74	0,96
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,56	0,71	0,94	0,68	0,62	0,79	0,80
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,68	0,65	0,61	0,69	0,66	0,72	0,71
Al <sup>T</sup>	1,23	1,50	1,95	1,28	1,26	1,34	1,41

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M51						
Tipo de anfíbol según	Mg-						
Locock (2014)	hornblenda						
Nº ANÁLISIS	M51-c1-17	M51-c1-21	M51-c1-22	M51-c1-23	M51-c1-24	M51-c1-25	M51-c1-26
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>							
SiO <sub>2</sub>	50,72	51,72	51,41	50,09	46,61	50,66	49,91
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,22	0,14	0,20	0,49	0,26	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,75	6,32	6,15	8,17	11,09	7,64	8,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,10	0,21	0,23	0,03	0,16	0,07
MnO	0,26	0,19	0,19	0,25	0,28	0,19	0,28
FeO <sup>T</sup>	12,28	11,50	11,71	11,69	13,45	12,12	12,21
ZnO	0,01	0,08	0,07	0,05	0,06	0,03	0,07
MgO	14,40	14,17	14,69	13,21	11,93	13,35	14,03
CaO	12,43	12,60	12,69	11,86	12,03	12,39	12,27
Na <sub>2</sub> O	0,83	0,68	0,60	1,10	1,05	0,77	1,07
K <sub>2</sub> O	0,08	0,10	0,14	0,29	0,20	0,14	0,06
F							
Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,20</b>	<b>97,70</b>	<b>98,01</b>	<b>97,16</b>	<b>97,24</b>	<b>97,72</b>	<b>98,91</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>							
Si	7,18	7,42	7,37	7,251	6,805	7,295	7,10
Al <sup>IV</sup>	0,82	0,58	0,63	0,749	1,195	0,705	0,90
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>						
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,04
Al <sup>VI</sup>	0,47	0,49	0,41	0,65	0,71	0,59	0,53
Cr	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,16	0,00	0,06	0,00	0,17	0,00	0,16
Zn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,28	1,38	1,35	1,42	1,45	1,46	1,29
Mg	3,04	3,03	3,14	2,85	2,60	2,87	2,97
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>4,97</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Ca	1,89	1,94	1,95	1,84	1,88	1,91	1,87
Na	0,07	0,06	0,04	0,16	0,07	0,09	0,09
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>						
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,13	0,13	0,15	0,23	0,13	0,21
K	0,01	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,18</b>	<b>0,15</b>	<b>0,16</b>	<b>0,20</b>	<b>0,27</b>	<b>0,15</b>	<b>0,22</b>
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,004	0,00	0,01	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>						
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,18</b>	<b>15,12</b>	<b>15,16</b>	<b>15,20</b>	<b>15,26</b>	<b>15,14</b>	<b>15,22</b>
<i>Parámetros calculados</i>							
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,91	0,79	0,74	1,39	1,25	0,91	1,13
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,70	0,54	0,49	0,69	1,00	0,65	0,76
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,70	0,69	0,70	0,67	0,64	0,66	0,70
Al <sup>T</sup>	1,29	1,07	1,04	1,39	1,91	1,30	1,44

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M51 Mg- hornblenda M51-c1-29	M51 Mg- hornblenda M51-c1-30	M305 actinolita M305-11	M305 actinolita M305-13	M305 actinolita M305-15	M305 actinolita M305-16	M305 Mg- hornblenda M305-17	M305 Mg- hornblenda M305-18
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	49,88	51,22	53,76	54,16	53,42	52,67	51,61	51,48
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,22	0,23	0,06	0,10	0,18	0,20	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,35	6,98	3,51	2,48	3,66	4,15	6,38	6,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
MnO	0,21	0,24	0,40	0,36	0,41	0,36	0,38	0,35
FeO <sup>T</sup>	12,07	11,29	10,59	10,30	10,54	10,53	11,34	11,49
ZnO	0,00	0,02	0,01	0,04	0,07	0,06	0,01	0,07
MgO	14,26	14,28	16,69	16,75	16,40	15,90	15,10	15,03
CaO	12,25	12,42	12,21	12,33	12,35	12,25	12,22	12,47
Na <sub>2</sub> O	0,82	0,68	0,21	0,16	0,29	0,27	0,47	0,52
K <sub>2</sub> O	0,09	0,13	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03
F		0,00	0	0	0,078	0	0,19	0,00
Cl	0,02	0,00	0,129	0,069	0,081	0,095	0,07	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>98,37</b>	<b>97,48</b>	<b>97,73</b>	<b>96,73</b>	<b>97,41</b>	<b>96,48</b>	<b>97,99</b>	<b>98,24</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	7,112	7,355	7,65	7,77	7,63	7,59	7,36	7,32
Al <sup>IV</sup>	0,888	0,645	0,35	0,23	0,37	0,41	0,64	0,68
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Al <sup>VI</sup>	0,52	0,54	0,24	0,19	0,25	0,30	0,43	0,42
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,02	0,08	0,04	0,11	0,09	0,17	0,16
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,21	1,34	1,12	1,17	1,14	1,17	1,16	1,20
Mg	3,03	3,06	3,54	3,59	3,49	3,42	3,21	3,19
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
Ca	1,87	1,91	1,86	1,90	1,89	1,89	1,87	1,90
Na	0,07	0,08	0,03	0,03	0,04	0,05	0,07	0,05
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,15	0,10	0,03	0,01	0,04	0,03	0,06	0,09
K	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,17</b>	<b>0,13</b>	<b>0,03</b>	<b>0,01</b>	<b>0,04</b>	<b>0,03</b>	<b>0,06</b>	<b>0,09</b>
OH	2,00	2,00	1,97	1,98	1,95	1,98	1,90	1,99
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,00
Cl	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,17</b>	<b>15,13</b>	<b>15,03</b>	<b>15,01</b>	<b>15,04</b>	<b>15,03</b>	<b>15,06</b>	<b>15,09</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,91	0,81	0,03	0,01	0,04	0,03	0,06	0,09
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,78	0,60	0,36	0,24	0,38	0,43	0,65	0,63
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,71	0,70	0,76	0,75	0,75	0,74	0,73	0,73
Al <sup>T</sup>	1,40	1,18	0,59	0,42	0,62	0,71	1,07	1,10

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M305 Mg- hornblenda M305-20	M305 Mg- hornblenda M305-22	M305 Mg- hornblenda M305-23	M305 Mg- hornblenda M305-24	M305 Mg- hornblenda M305-25	M305 Mg- hornblenda M305-12
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>						
SiO <sub>2</sub>	50,65	50,52	51,66	50,68	51,17	51,15
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,27	0,29	0,32	0,29	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,57	6,77	6,49	6,56	7,01	6,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
MnO	0,35	0,37	0,42	0,33	0,36	0,38
FeO <sup>T</sup>	11,24	11,48	11,48	11,41	11,71	11,22
ZnO	0,07	0,05	0,08	0,05	0,03	0,02
MgO	14,65	14,63	14,75	14,48	14,39	14,69
CaO	12,19	12,35	12,25	12,17	12,13	12,10
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,50	0,46	0,45	0,56	0,46
K <sub>2</sub> O	0,05	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04
F	0,00	0,08	0,27	0,02	0,02	0,00
Cl	0,06	0,07	0,08	0,10	0,05	0,08
<b>TOTAL</b>	<b>96,68</b>	<b>97,11</b>	<b>98,25</b>	<b>96,62</b>	<b>97,74</b>	<b>96,96</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>						
Si	7,32	7,28	7,36	7,34	7,32	7,36
Al <sup>IV</sup>	0,68	0,72	0,63	0,66	0,68	0,64
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Al <sup>VI</sup>	0,44	0,43	0,46	0,46	0,50	0,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,18	0,14	0,15	0,16	0,14
Zn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,22	1,21	1,23	1,23	1,25	1,21
Mg	3,16	3,15	3,13	3,12	3,07	3,15
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	1,89	1,91	1,87	1,89	1,86	1,87
Na	0,07	0,05	0,08	0,07	0,10	0,08
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,09	0,05	0,06	0,06	0,05
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>	<b>0,05</b>	<b>0,06</b>	<b>0,06</b>	<b>0,05</b>
OH	1,98	1,95	1,86	1,97	1,98	1,98
F	0,00	0,04	0,12	0,01	0,01	0,00
Cl	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,10</b>	<b>15,09</b>	<b>15,05</b>	<b>15,06</b>	<b>15,06</b>	<b>15,05</b>
<b>Parámetros calculados</b>						
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,10	0,09	0,05	0,06	0,06	0,05
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,65	0,67	0,66	0,67	0,72	0,67
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,72	0,72	0,72	0,72	0,71	0,72
Al <sup>T</sup>	1,12	1,15	1,09	1,12	1,18	1,11

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M305	M305	M305	M58	M58	M58	M58	M58
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg- hornblenda	Mg- hornblenda	Mg- hornblenda	actinolita	actinolita	actinolita	actinoita	Mg- hornblenda
Nº ANÁLISIS	M305-14	M305-19	M305-21	M58-44	M58-19	M58-51	M58-50	M58-23
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	49,30	51,22	50,87	52,90	52,75	52,20	51,57	52,11
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,22	0,30	0,14	0,31	0,14	0,02	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,94	6,10	6,43	4,80	5,35	5,64	6,33	5,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,02
MnO	0,36	0,38	0,38	0,21	0,23	0,17	0,19	0,26
FeO <sup>T</sup>	12,03	11,33	11,46	10,48	10,73	10,31	10,97	11,36
ZnO	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,09
MgO	13,58	14,90	14,69	15,96	15,88	15,67	15,27	15,96
CaO	12,21	12,31	12,29	13,05	12,82	12,90	13,00	12,79
Na <sub>2</sub> O	0,70	0,46	0,45	0,44	0,52	0,63	0,73	0,55
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,07	0,06	0,05
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,10	0,00
Cl	0,10	0,09	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>97,58</b>	<b>97,13</b>	<b>96,97</b>	<b>98,03</b>	<b>98,68</b>	<b>97,95</b>	<b>98,31</b>	<b>98,75</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	7,09	7,37	7,33	7,52	7,45	7,45	7,35	7,359
Al <sup>IV</sup>	0,91	0,63	0,67	0,48	0,55	0,56	0,65	0,641
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,61	0,41	0,43	0,33	0,35	0,39	0,42	0,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,17	0,15	0,16	0,01	0,06	0,00	0,02	0,27
Zn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,27	1,21	1,23	1,24	1,21	1,23	1,29	1,08
Mg	2,91	3,20	3,16	3,38	3,35	3,33	3,25	3,36
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,88	1,90	1,90	1,99	1,94	1,97	1,99	1,94
Na	0,07	0,06	0,06	0,01	0,04	0,03	0,01	0,04
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,07	0,07	0,11	0,10	0,15	0,19	0,12
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,14</b>	<b>0,08</b>	<b>0,08</b>	<b>0,12</b>	<b>0,12</b>	<b>0,16</b>	<b>0,20</b>	<b>0,12</b>
OH	1,98	1,98	1,98	2,00	1,99	1,95	1,95	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,05	0,00
Cl	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,14</b>	<b>15,07</b>	<b>15,07</b>	<b>15,12</b>	<b>15,12</b>	<b>15,16</b>	<b>15,20</b>	<b>15,12</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,14	0,08	0,08	0,12	0,12	0,16	0,20	0,12
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,84	0,61	0,65	0,37	0,47	0,42	0,44	0,55
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,70	0,73	0,72	0,73	0,74	0,73	0,72	0,76
Al <sup>T</sup>	1,52	1,03	1,09	0,81	0,89	0,95	1,06	0,93

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M58 Mg- hornblenda M58-45	M58 Mg- hornblenda M58-20	M58 Mg- hornblenda M58-47	M58 Mg- hornblenda M58-22	M58 Mg- hornblenda M58-32	M58 Mg- hornblenda M58-40
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>						
SiO <sub>2</sub>	52,37	52,13	51,89	51,62	51,14	50,76
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,29	0,40	0,26	0,43	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,86	5,93	6,17	6,59	6,81	7,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,12	0,04	0,06	0,00
MnO	0,18	0,23	0,20	0,24	0,22	0,20
FeO <sup>T</sup>	11,03	10,87	10,62	11,10	11,48	11,34
ZnO	0,00	0,02	0,06	0,11	0,06	0,05
MgO	16,01	15,70	15,81	15,44	14,86	15,12
CaO	13,03	12,84	12,97	12,75	12,74	12,78
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,60	0,61	0,61	0,88	0,66
K <sub>2</sub> O	0,06	0,08	0,09	0,11	0,13	0,08
F	0,02	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,21</b>	<b>98,69</b>	<b>98,95</b>	<b>99,00</b>	<b>98,81</b>	<b>98,16</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>						
Si	7,362	7,376	7,324	7,296	7,272	7,231
Al <sup>IV</sup>	0,638	0,624	0,676	0,704	0,728	0,769
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00
Al <sup>VI</sup>	0,33	0,37	0,35	0,39	0,41	0,43
Cr	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,18	0,08	0,09	0,14	0,05	0,19
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,12	1,21	1,17	1,17	1,32	1,16
Mg	3,36	3,31	3,33	3,25	3,15	3,21
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,96	1,95	1,96	1,93	1,94	1,95
Na	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,13	0,15	0,13	0,20	0,16
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>	<b>0,16</b>	<b>0,15</b>	<b>0,22</b>	<b>0,17</b>
OH	1,99	2,00	2,00	1,95	2,00	2,00
F	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,14</b>	<b>15,15</b>	<b>15,16</b>	<b>15,15</b>	<b>15,22</b>	<b>15,17</b>
<b>Parámetros calculados</b>						
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,14	0,15	0,16	0,15	0,22	0,17
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,51	0,51	0,52	0,59	0,55	0,63
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,75	0,73	0,74	0,74	0,70	0,73
Al <sup>F</sup>	0,97	0,99	1,03	1,10	1,14	1,20

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M58 Mg- hornblenda M58-39	M58 Mg- hornblenda M58-33	M58 Mg- hornblenda M58-36	M58 Mg- hornblenda M58-37	M58 Mg- hornblenda M58-35	M58 Mg- hornblenda M58-25
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>						
SiO <sub>2</sub>	51,04	49,04	49,84	49,23	49,03	48,69
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,54	0,33	0,38	0,43	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,32	7,82	8,09	8,33	8,54	8,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,18	0,23	0,25	0,28	0,22	0,27
FeO <sup>T</sup>	11,29	12,13	11,18	11,53	12,08	11,99
ZnO	0,03	0,02	0,00	0,13	0,05	0,12
MgO	15,00	14,25	14,38	14,40	13,92	13,79
CaO	12,75	12,57	12,68	12,51	12,56	12,59
Na <sub>2</sub> O	0,75	0,80	0,89	0,93	0,96	1,00
K <sub>2</sub> O	0,08	0,14	0,17	0,18	0,12	0,09
F	0,03	0,17	0,00	0,09	0,03	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>98,58</b>	<b>97,77</b>	<b>97,81</b>	<b>97,99</b>	<b>97,94</b>	<b>97,59</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>						
Si	7,249	7,075	7,156	7,069	7,06	7,036
Al <sup>IV</sup>	0,751	0,925	0,844	0,931	0,94	0,964
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,01	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03
Al <sup>VI</sup>	0,47	0,40	0,53	0,48	0,51	0,53
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,21	0,04	0,16	0,12	0,13
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	1,24	1,26	1,30	1,23	1,34	1,32
Mg	3,18	3,07	3,08	3,08	2,99	2,97
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,94	1,94	1,95	1,93	1,94	1,95
Na	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,17	0,19	0,21	0,22	0,23	0,25
K	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
<b>Σ A</b>	<b>0,19</b>	<b>0,22</b>	<b>0,24</b>	<b>0,25</b>	<b>0,26</b>	<b>0,27</b>
OH	1,98	1,92	2,00	1,96	1,98	2,00
F	0,02	0,08	0,00	0,04	0,02	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,19</b>	<b>15,22</b>	<b>15,24</b>	<b>15,25</b>	<b>15,26</b>	<b>15,27</b>
<i>Parámetros calculados</i>						
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,19	0,22	0,24	0,25	0,26	0,27
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,59	0,73	0,64	0,72	0,72	0,72
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,72	0,71	0,70	0,72	0,69	0,69
Al <sup>F</sup>	1,23	1,33	1,37	1,41	1,45	1,49

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M58						
Tipo de anfíbol según	Mg-						
Locock (2014)	hornblenda						
N° ANÁLISIS	M58-38	M58-21	M58-18	M58-48	M58-24	M58-49	M58-41
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>							
SiO <sub>2</sub>	48,61	48,51	48,80	49,41	48,06	46,93	45,64
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,26	0,24	0,21	0,57	0,66	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,12	9,20	9,28	9,51	9,93	11,56	12,79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	0,07	0,17	0,05	0,02	0,00
MnO	0,28	0,25	0,20	0,22	0,13	0,28	0,25
FeO <sup>F</sup>	12,35	12,62	12,26	11,43	12,37	12,32	12,85
ZnO	0,00	0,03	0,19	0,12	0,00	0,00	0,00
MgO	13,63	13,47	13,42	13,89	13,25	12,52	12,32
CaO	12,72	12,52	12,31	12,62	12,71	12,60	12,50
Na <sub>2</sub> O	1,00	1,04	1,02	0,93	1,10	1,27	1,47
K <sub>2</sub> O	0,17	0,12	0,10	0,12	0,17	0,19	0,28
F	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,24	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>98,16</b>	<b>98,07</b>	<b>97,89</b>	<b>98,73</b>	<b>98,38</b>	<b>98,59</b>	<b>98,44</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>							
Si	6,996	6,989	7,027	7,036	6,917	6,765	6,587
Al <sup>IV</sup>	1,004	1,011	0,973	0,964	1,083	1,235	1,413
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>						
Ti	0,03	0,03	0,03	0,02	0,06	0,07	0,04
Al <sup>VI</sup>	0,54	0,55	0,60	0,63	0,60	0,73	0,76
Cr	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,16	0,13	0,09	0,06	0,05	0,19
Zn	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,35	1,36	1,33	1,28	1,43	1,44	1,36
Mg	2,92	2,89	2,88	2,95	2,84	2,69	2,65
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>						
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,96	1,93	1,90	1,93	1,96	1,95	1,93
Na	0,02	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	0,04
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>						
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,26	0,25	0,22	0,21	0,28	0,32	0,38
K	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05
<b>Σ A</b>	<b>0,29</b>	<b>0,28</b>	<b>0,24</b>	<b>0,23</b>	<b>0,32</b>	<b>0,35</b>	<b>0,43</b>
OH	2,00	2,00	2,00	1,96	1,98	1,89	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,11	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>						
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,29</b>	<b>15,28</b>	<b>15,24</b>	<b>15,23</b>	<b>15,32</b>	<b>15,35</b>	<b>15,43</b>
<i>Parámetros calculados</i>							
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,29	0,28	0,24	0,23	0,32	0,35	0,43
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,73	0,77	0,79	0,77	0,78	0,92	1,02
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,68	0,68	0,68	0,70	0,67	0,65	0,66
Al <sup>T</sup>	1,55	1,56	1,58	1,60	1,69	1,97	2,18

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M73								
Tipo de anfíbol según	Fe-	Fe-	Fe-	Fe-	Fe-	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita
Locock (2014)	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda				
Nº ANÁLISIS	M73-34	M73-40	M73-41	M73-52	M73-63	M73-33	M73-54	M73-62	M73-39
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	42,82	42,35	44,08	42,87	43,20	42,62	42,34	41,94	42,18
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,65	0,88	0,87	0,67	0,90	0,63	0,45	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97	13,32	11,25	11,98	11,64	12,23	13,04	12,59	13,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,09	<0,03	0,05	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
MnO	0,44	0,36	0,50	0,47	0,48	0,37	0,44	0,40	0,43
FeO <sup>T</sup>	19,81	19,07	20,79	20,65	19,32	20,00	20,12	19,51	20,46
ZnO	0,13	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	0,08	<0,05
MgO	7,40	6,95	8,07	7,39	7,95	7,20	7,13	6,99	6,76
CaO	11,99	12,09	11,77	11,94	11,86	11,84	11,93	12,00	11,92
Na <sub>2</sub> O	1,06	0,84	0,94	0,76	1,02	1,00	1,21	1,02	0,96
K <sub>2</sub> O	1,27	1,37	1,17	1,32	1,22	1,37	1,52	1,21	1,42
F	0,00	<0,13	<0,13	<0,13	0,24	<0,13	<0,13	<0,13	<0,13
Cl	0,00	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>98,59</b>	<b>97,15</b>	<b>99,45</b>	<b>98,32</b>	<b>97,60</b>	<b>97,60</b>	<b>98,36</b>	<b>96,19</b>	<b>97,61</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,44	6,36	6,64	6,50	6,55	6,50	6,39	6,40	6,40
Al <sup>IV</sup>	1,56	1,64	1,36	1,50	1,45	1,50	1,61	1,60	1,60
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>								
Ti	0,08	0,07	0,10	0,10	0,08	0,10	0,07	0,05	0,05
Al <sup>VI</sup>	0,73	0,72	0,64	0,64	0,62	0,70	0,71	0,67	0,75
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,31	0,15	0,24	0,22	0,08	0,17	0,33	0,26
Zn	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,04	0,04
Fe <sup>2+</sup>	<b>2,30</b>	<b>2,29</b>	<b>2,29</b>	<b>2,32</b>	<b>2,26</b>	<b>2,47</b>	<b>2,41</b>	<b>2,31</b>	<b>2,38</b>
Mg	1,66	1,56	1,81	1,67	1,80	1,64	1,61	1,59	1,53
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>								
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,93	1,95	1,90	1,94	1,93	1,94	1,93	1,96	1,94
Na	0,04	0,03	0,06	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>								
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,27	0,22	0,22	0,19	0,26	0,27	0,32	0,28	0,25
K	0,24	0,26	0,23	0,26	0,24	0,27	0,29	0,24	0,28
<b>Σ A</b>	<b>0,52</b>	<b>0,48</b>	<b>0,44</b>	<b>0,45</b>	<b>0,50</b>	<b>0,54</b>	<b>0,61</b>	<b>0,52</b>	<b>0,52</b>
OH	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,89</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,01	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>								
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,52</b>	<b>15,48</b>	<b>15,44</b>	<b>15,45</b>	<b>15,50</b>	<b>15,54</b>	<b>15,61</b>	<b>15,52</b>	<b>15,52</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,46	0,48	0,44	0,45	0,50	0,54	0,61	0,52	0,52
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,03	1,18	0,98	1,08	1,00	0,98	1,03	1,10	1,10
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,46	0,40	0,44	0,42	0,44	0,40	0,40	0,41	0,39
Al <sup>T</sup>	2,06	2,36	2,00	2,14	2,08	2,20	2,32	2,27	2,34

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M73	M73	M73	M73	M61	M61	M61	M61	M61
Tipo de anfíbol según	pargasita	pargasita	pargasita	pargasita	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-	Mg-
Locock (2014)					hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda	hornblenda
N° ANÁLISIS	M73-42	M73-53	M73-64	M73-23	M61-1	M61-2	M61-3	M61-4	M61-5
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>									
SiO <sub>2</sub>	41,94	41,67	41,68	42,82	49,79	48,14	51,45	50,91	50,81
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,90	0,67	0,70	0,29	0,33	0,26	0,02	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,63	13,75	12,92	12,97	6,56	7,93	5,29	6,51	7,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	<0,03	0,05	0,00	0,36	0,34	0,08	0,58	0,71
MnO	0,44	0,42	0,43	0,44	0,27	0,31	0,24	0,20	0,17
FeO <sup>T</sup>	20,68	19,58	20,62	19,81	12,38	12,69	11,28	9,27	9,27
ZnO	<0,05	<0,05	<0,05	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
MgO	7,00	6,80	7,22	7,40	14,31	13,85	15,42	15,96	16,20
CaO	11,83	11,74	11,87	11,99	12,36	12,41	12,64	12,69	12,80
Na <sub>2</sub> O	0,89	0,91	1,01	1,06	0,68	0,74	0,33	0,66	0,48
K <sub>2</sub> O	1,46	1,55	1,37	1,27	0,65	0,67	0,30	0,39	0,49
F	<0,13	<0,13	0,16	0,00	<0,13	<0,13	0,17	<0,13	<0,13
Cl	0,02	<0,01	<0,01	0,00	0,02	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,78</b>	<b>97,32</b>	<b>97,99</b>	<b>98,59</b>	<b>97,66</b>	<b>97,41</b>	<b>97,47</b>	<b>97,21</b>	<b>98,16</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>									
Si	6,43	6,37	6,33	6,44	7,22	7,01	7,40	7,30	7,20
Al <sup>IV</sup>	1,57	1,64	1,67	1,56	0,78	1,00	0,60	0,70	0,80
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>								
Ti	0,10	0,10	0,08	<b>0,08</b>	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,71	0,84	0,64	<b>0,73</b>	0,34	0,37	0,29	0,40	0,39
Cr	0,01	0,00	0,01	<b>0,00</b>	0,04	0,04	0,01	0,07	0,08
Fe <sup>3+</sup>	0,17	0,08	0,38	<b>0,19</b>	0,12	0,25	0,15	0,05	0,15
Zn	0,00	0,01	0,00	<b>0,02</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,02	<b>0,02</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,39	2,41	2,24	<b>2,30</b>	1,37	1,29	1,20	1,06	0,95
Mg	1,60	1,55	1,63	1,66	3,09	3,01	3,31	3,41	3,42
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>								
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	1,94	1,92	1,93	1,93	1,92	1,94	1,95	1,95	1,94
Na	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>								
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,24	0,26	0,27	0,15	0,17	0,06	0,15	0,10
K	0,29	0,30	0,27	0,24	0,12	0,13	0,06	0,07	0,09
<b>Σ A</b>	<b>0,52</b>	<b>0,54</b>	<b>0,53</b>	<b>0,52</b>	<b>0,27</b>	<b>0,30</b>	<b>0,12</b>	<b>0,22</b>	<b>0,19</b>
OH	1,99	1,99	1,92	2,00	1,96	1,97	1,92	2,00	1,96
F	0,00	0,01	0,08	0,00	0,04	0,03	0,08	0,00	0,04
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>								
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,52</b>	<b>15,54</b>	<b>15,53</b>	<b>15,52</b>	<b>15,27</b>	<b>15,30</b>	<b>15,12</b>	<b>15,22</b>	<b>15,19</b>
<b>Parámetros calculados</b>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,52	0,54	0,53	0,52	0,27	0,30	0,12	0,22	0,19
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	1,07	1,13	1,18	1,08	0,52	0,69	0,50	0,46	0,56
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,40	0,39	0,42	0,42	0,69	0,70	0,73	0,76	0,78
Al <sup>T</sup>	2,28	2,48	2,31	2,30	1,12	1,36	0,90	1,10	1,19

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M61							
Tipo de anfíbol según	Mg-							
Locock (2014)	hornblenda							
N° ANÁLISIS	M61-6	M61-10	M61-11	M61-15	M61-17	M61-18	M61-40	M61-43
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	48,97	48,86	49,21	50,19	49,07	48,15	49,37	48,97
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,26	0,26	0,38	0,26	0,48	0,47	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,16	9,08	8,55	7,64	8,10	9,52	7,18	8,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,32	<0,03	<0,03	0,01	0,41	<0,03	0,07
MnO	0,25	0,19	0,27	0,26	0,18	0,23	0,23	0,25
FeO <sup>T</sup>	9,94	10,15	10,40	10,66	10,87	11,53	13,53	12,48
ZnO	<0,05	<0,05	0,09	0,12	0,12	<0,05	<0,05	<0,05
MgO	14,27	15,01	15,05	15,53	14,39	14,21	13,41	13,46
CaO	12,58	12,73	12,43	12,62	12,66	12,53	12,29	12,18
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,81	0,88	0,77	0,70	0,86	0,74	0,73
K <sub>2</sub> O	0,66	0,73	0,53	0,36	0,63	0,80	0,58	0,73
F	<0,13	<0,13	0,19	<0,13	0,05	<0,13	<0,13	<0,13
Cl	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,16</b>	<b>98,14</b>	<b>97,86</b>	<b>98,53</b>	<b>97,04</b>	<b>98,71</b>	<b>97,80</b>	<b>97,47</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	7,07	6,99	7,06	7,12	7,13	6,89	7,17	7,11
Al <sup>IV</sup>	0,93	1,01	0,94	0,88	0,88	1,11	0,83	0,89
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03
Al <sup>VI</sup>	0,63	0,52	0,50	0,40	0,51	0,50	0,40	0,53
Cr	0,05	0,04		0,00	0,00	0,05	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,09	0,14	0,20	0,03	0,16	0,11	0,10
Zn	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,19	1,12	1,10	1,06	1,29	1,21	1,53	1,41
Mg	3,07	3,20	3,22	3,29	3,12	3,03	2,91	2,91
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>							
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	1,95	1,95	1,91	1,92	1,97	1,92	1,91	1,89
Na	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,04	0,05	0,08
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,20	0,19	0,17	0,18	0,20	0,15	0,13
K	0,12	0,13	0,10	0,07	0,12	0,15	0,11	0,14
<b>Σ A</b>	<b>0,25</b>	<b>0,33</b>	<b>0,29</b>	<b>0,23</b>	<b>0,29</b>	<b>0,34</b>	<b>0,26</b>	<b>0,27</b>
OH	1,98	2,00	1,91	2,00	1,98	1,98	1,97	2,00
F	0,02	0,00	0,09	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,25</b>	<b>15,33</b>	<b>15,29</b>	<b>15,23</b>	<b>15,29</b>	<b>7,84</b>	<b>7,67</b>	<b>7,80</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,25	0,33	0,29	0,23	0,29	0,34	0,26	0,27
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,68	0,67	0,70	0,69	0,60	0,76	0,62	0,69
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,72	0,74	0,75	0,76	0,71	0,71	0,66	0,67
Al <sup>T</sup>	1,56	1,53	1,45	1,28	1,39	1,61	1,23	1,43

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblend a	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita				
Nº ANÁLISIS	M61-47	M61-48	M61-88	M61-89	M61-91	M61-12	M61-14	M61-19	M61-20
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	47,76	48,34	48,20	47,95	47,76	53,69	51,84	52,65	52,42
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,52	0,28	0,45	0,33	0,22	0,00	0,07	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,25	8,84	8,51	9,22	8,86	4,00	5,62	5,49	5,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,20	0,06	0,09	<0,03	<0,03	0,06	<0,03	<0,03
MnO	0,23	0,25	0,27	0,26	0,21	0,21	0,20	0,17	0,19
FeO <sup>T</sup>	12,25	11,97	14,47	13,85	14,33	8,81	9,16	10,23	9,39
ZnO	<0,05	<0,05	0,11	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,09	<0,05
MgO	13,66	13,81	12,71	11,90	12,49	17,81	16,84	16,32	16,46
CaO	12,02	12,21	12,16	12,23	12,26	12,98	12,74	12,83	12,69
Na <sub>2</sub> O	0,83	0,80	0,85	0,66	0,78	0,44	0,42	0,52	0,44
K <sub>2</sub> O	0,82	0,84	0,72	0,84	0,77	0,23	0,33	0,32	0,35
F	<0,13	<0,13	<0,13	<0,13	0,19	<0,13	<0,13	<0,13	<0,13
Cl	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,69</b>	<b>97,80</b>	<b>98,36</b>	<b>97,45</b>	<b>97,98</b>	<b>98,38</b>	<b>97,21</b>	<b>98,74</b>	<b>97,58</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,92	6,99	7,00	7,03	6,98	7,54	7,38	7,43	7,45
Al <sup>IV</sup>	1,08	1,01	1,00	0,97	1,02	0,46	0,62	0,57	0,55
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01
Al <sup>VI</sup>	0,50	0,50	0,46	0,62	0,50	0,21	0,33	0,34	0,38
Cr	0,05	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,13	0,22	0,04	0,17	0,09	0,16	0,08	0,06
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	1,25	1,31	1,53	1,66	1,57	0,95	0,93	1,12	1,06
Mg	2,95	2,98	2,75	2,60	2,72	3,73	3,58	3,43	3,49
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,87	1,89	1,89	1,92	1,92	1,95	1,94	1,94	1,93
Na	0,08	0,07	0,06	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,15	0,18	0,12	0,18	0,10	0,09	0,11	0,07
K	0,15	0,16	0,13	0,16	0,14	0,04	0,06	0,06	0,06
<b>Σ A</b>	<b>0,31</b>	<b>0,31</b>	<b>0,32</b>	<b>0,28</b>	<b>0,32</b>	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>	<b>0,16</b>	<b>0,14</b>
OH	1,95	1,99	2,00	1,99	1,91	1,98	1,98	1,99	2,00
F	0,05	0,01	0,00	0,01	0,09	0,02	0,02	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>7,81</b>	<b>7,81</b>	<b>7,77</b>	<b>7,90</b>	<b>7,82</b>	<b>15,14</b>	<b>15,15</b>	<b>15,17</b>	<b>15,14</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,31	0,31	0,32	0,28	0,32	0,14	0,15	0,16	0,14
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,80	0,75	0,74	0,76	0,74	0,34	0,49	0,44	0,46
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,70	0,69	0,64	0,61	0,63	0,80	0,79	0,75	0,77
Al <sup>T</sup>	1,58	1,51	1,46	1,59	1,53	0,66	0,94	0,91	0,93

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M61	M61	M61	M61	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	actinolita	Mg-hornblenda
N° ANÁLISIS	M61-44	M61-45	M61-46	M61-90	M53-16	M53-41	M53-43	M53-58	M53-83	M53-9
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	54,53	53,20	52,50	53,86	53,20	51,87	50,19	51,74	53,77	46,87
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,29	0,33	0,14	0,17	0,00	0,07	0,12	0,12	1,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,44	4,11	4,92	3,62	2,62	3,92	5,43	3,71	2,51	7,61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	0,11	<0,03	<0,03	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,08
MnO	0,23	0,19	0,29	0,28	0,44	0,50	0,46	0,42	0,43	0,45
FeO <sup>T</sup>	11,50	10,67	11,85	11,79	15,98	15,56	16,84	16,34	14,83	18,08
ZnO	0,10	<0,05	<0,05	0,06	0,03	0,00	0,07	0,10	0,03	<0,05
MgO	16,03	16,45	15,31	15,46	13,39	12,57	11,73	12,40	13,55	10,47
CaO	12,62	12,59	12,56	12,38	12,61	12,42	12,14	12,38	12,38	11,95
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,43	0,59	0,22	0,21	0,26	0,55	0,25	0,23	0,00
K <sub>2</sub> O	0,16	0,22	0,32	0,16	0,14	0,24	0,41	0,31	0,13	0,87
F	0,26	<0,13	<0,13	<0,13	0,10	0,30	0,00	0,00	0,19	0,15
Cl	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,34</b>	<b>98,26</b>	<b>98,69</b>	<b>97,97</b>	<b>98,90</b>	<b>97,66</b>	<b>97,89</b>	<b>97,90</b>	<b>98,17</b>	<b>97,64</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>										
Si	7,68	7,54	7,47	7,69	7,69	7,61	7,38	7,58	7,79	6,96
Al <sup>IV</sup>	0,32	0,46	0,53	0,31	0,31	0,39	0,62	0,42	0,21	1,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,12
Al <sup>VI</sup>	0,25	0,23	0,29	0,30	0,13	0,29	0,32	0,22	0,22	0,29
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,11	0,08	0,01	0,11	0,05	0,14	0,09	0,00	0,22
Zn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,01
Fe <sup>2+</sup>	1,30	1,14	1,33	1,38	1,82	1,87	1,93	1,91	1,80	2,02
Mg	3,37	3,48	3,25	3,29	2,88	2,75	2,57	2,71	2,93	2,32
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,01	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,91	1,91	1,91	1,89	1,95	1,95	1,91	1,94	1,92	1,90
Na	0,07	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,05	0,03	0,06	0,053
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,06	0,10	0,00	0,03	0,04	0,11	0,04	0,00	0,16
K	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03	0,05	0,08	0,06	0,02	0,165
<b>Σ A</b>	<b>0,05</b>	<b>0,10</b>	<b>0,16</b>	<b>0,03</b>	<b>0,06</b>	<b>0,09</b>	<b>0,19</b>	<b>0,10</b>	<b>0,03</b>	<b>0,32</b>
OH	1,89	2,00	2,00	2,00	1,95	1,85	2,00	2,00	1,91	1,93
F	0,11	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,00	0,00	0,09	0,07
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,05</b>	<b>15,10</b>	<b>15,16</b>	<b>15,03</b>	<b>15,059</b>	<b>15,085</b>	<b>15,187</b>	<b>15,10</b>	<b>15,02</b>	<b>15,32</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,05	0,10	0,16	0,03	0,06	0,09	0,19	0,10	0,03	0,32
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,34	0,40	0,44	0,34	0,28	0,34	0,48	0,34	0,25	0,76
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,72	0,75	0,71	0,70	0,61	0,60	0,57	0,59	0,62	0,53
Al <sup>T</sup>	0,57	0,69	0,83	0,61	0,45	0,68	0,94	0,64	0,43	1,33

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M53							
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Fe-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda
N° ANÁLISIS	M53-12	M53-39	M53-40	M53-42	M53-44	M53-52-L1	M53-52-L2	M53-52-L3
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>								
SiO <sub>2</sub>	47,78	46,99	47,46	46,66	47,75	45,37	46,41	47,21
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,64	0,45	0,92	0,02	0,89	0,78	1,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,62	7,83	7,76	7,84	7,64	9,38	8,31	7,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	<0,03	0,07	0,04	<0,03	0,13	<0,03	0,06
MnO	0,53	0,47	0,51	0,36	0,42	0,46	0,48	0,51
FeO <sup>T</sup>	17,24	17,86	17,16	17,80	18,06	18,73	17,86	17,13
ZnO	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05
MgO	10,51	10,22	10,65	9,97	10,22	9,25	10,10	10,17
CaO	11,90	11,84	11,86	12,04	11,92	11,74	11,95	11,91
Na <sub>2</sub> O	0,69	0,87	0,80	0,89	0,84	1,02	0,84	0,91
K <sub>2</sub> O	0,70	0,83	0,78	0,86	0,59	1,03	0,92	0,87
F	<0,13	0,17	0,50	<0,13	0,33	<0,13	<0,13	0,25
Cl	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>96,98</b>	<b>97,71</b>	<b>98,00</b>	<b>97,37</b>	<b>97,79</b>	<b>98,00</b>	<b>97,72</b>	<b>97,84</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>								
Si	7,16	7,02	7,06	7,01	7,12	6,80	6,94	7,05
Al <sup>IV</sup>	0,84	0,98	0,94	0,99	0,88	1,20	1,07	0,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,10	0,07	0,05	0,10	0,00	0,10	0,09	0,14
Al <sup>VI</sup>	0,33	0,40	0,42	0,39	0,46	0,46	0,40	0,39
Cr	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,15	0,16	0,06	0,16	0,17	0,17	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06
Fe <sup>2+</sup>	2,08	2,08	1,98	2,18	2,09	2,18	2,07	2,12
Mg	2,35	2,28	2,36	2,23	2,27	2,07	2,25	2,27
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>							
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,91	1,90	1,89	1,94	1,91	1,89	1,91	1,91
Na	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,05	0,09
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,14	0,19	0,17	0,21	0,19	0,23	0,20	0,18
K	0,135	0,16	0,15	0,16	0,11	0,20	0,17	0,17
<b>Σ A</b>	<b>0,27</b>	<b>0,35</b>	<b>0,32</b>	<b>0,38</b>	<b>0,30</b>	<b>0,43</b>	<b>0,37</b>	<b>0,34</b>
OH	2,00	1,92	1,76	1,99	1,85	1,94	2,00	1,88
F	0,00	0,08	0,23	0,01	0,16	0,06	0,00	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,27</b>	<b>15,35</b>	<b>15,32</b>	<b>15,38</b>	<b>15,30</b>	<b>15,43</b>	<b>15,37</b>	<b>15,34</b>
<b>Parámetros calculados</b>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,27	0,35	0,32	0,38	0,30	0,43	0,37	0,34
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,61	0,69	0,68	0,66	0,63	0,83	0,74	0,69
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,53	0,52	0,54	0,51	0,52	0,49	0,52	0,52
Al <sup>T</sup>	1,17	1,38	1,36	1,39	1,34	1,66	1,46	1,34

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M53							
Tipo de anfíbol	Mg-							
según Locock (2014)	hornblenda							
N° ANÁLISIS	M53-52-L4	M53-52-L5	M53-52-L6	M53-52-L7	M53-52-L8	M53-81	M53-82	M53-84
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	44,23	46,96	47,34	47,34	46,33	47,06	47,19	44,78
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,97	0,80	0,80	0,82	0,85	1,01	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,39	7,92	7,54	7,54	8,62	7,34	7,49	9,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,11	<0,03	<0,03	0,07	0,09	<0,03	<0,03
MnO	0,47	0,42	0,49	0,49	0,43	0,51	0,43	0,44
FeO <sup>T</sup>	19,04	17,06	17,29	17,29	17,11	17,64	18,10	18,60
ZnO	0,00	<0,05	0,17	0,17	0,07	0,16	0,00	0,01
MgO	8,90	10,33	10,57	10,57	9,85	10,54	10,48	9,92
CaO	11,73	11,87	11,86	11,86	11,95	11,64	11,74	11,73
Na <sub>2</sub> O	0,97	1,09	1,04	1,04	0,94	0,98	0,95	0,97
K <sub>2</sub> O	1,10	0,94	0,89	0,89	1,05	0,78	0,89	1,06
F	0,21	<0,13	0,17	0,17	0,00	0,25	0,38	0,18
Cl	0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>96,81</b>	<b>97,67</b>	<b>98,16</b>	<b>98,16</b>	<b>97,26</b>	<b>97,84</b>	<b>98,66</b>	<b>97,91</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	6,75	7,01	7,04	7,04	6,96	7,03	7,01	6,71
Al <sup>IV</sup>	1,25	0,99	0,96	0,96	1,04	0,97	0,99	1,29
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,09	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,12
Al <sup>VI</sup>	0,44	0,41	0,36	0,36	0,49	0,32	0,32	0,33
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,23	0,04	0,10	0,10	0,02	0,19	0,18	0,36
Zn	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,20	2,09	2,05	2,05	2,13	2,01	2,07	1,97
Mg	2,03	2,30	2,34	2,34	2,21	2,35	2,32	2,22
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>							
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,01	0,03	0,03	0,01	0,05	0,05	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,92	1,90	1,89	1,89	1,92	1,86	1,87	1,88
Na	0,04	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,06
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,24	0,23	0,22	0,22	0,20	0,20	0,19	0,22
K	0,22	0,18	0,17	0,17	0,20	0,15	0,17	0,20
<b>Σ A</b>	<b>0,46</b>	<b>0,41</b>	<b>0,39</b>	<b>0,39</b>	<b>0,41</b>	<b>0,35</b>	<b>0,36</b>	<b>0,42</b>
OH	1,89	1,97	1,92	1,92	2,00	1,88	1,82	1,91
F	0,10	0,03	0,08	0,08	0,00	0,12	0,18	0,09
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,46</b>	<b>15,41</b>	<b>15,39</b>	<b>15,39</b>	<b>15,41</b>	<b>15,35</b>	<b>15,36</b>	<b>15,42</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,46	0,47	0,41	0,39	0,41	0,35	0,36	0,42
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,84	0,77	0,66	0,65	0,70	0,70	0,72	0,93
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,48	0,49	0,52	0,53	0,51	0,54	0,53	0,53
Al <sup>T</sup>	1,69	1,67	1,39	1,32	1,53	1,29	1,31	1,62

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M55						
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblend a	Mg-hornblend a	Fe-hornblend a	Fe-pargasita	pargasita				
N° ANÁLISIS	M53-11	M55_05	M53-53	M53-55	M53-56	M53-57	M53-95	M53-119	M55-1-L1
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	46,36	46,84	43,94	44,96	44,59	44,32	44,70	44,57	44,48
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,94	0,73	0,80	1,03	0,75	0,68	0,91	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	7,67	10,43	9,83	9,76	10,11	9,69	9,02	10,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,08	0,04	0,11	<0,03
MnO	0,43	0,44	0,45	0,40	0,41	0,51	0,49	0,45	0,42
FeO <sup>T</sup>	17,29	17,55	18,70	18,26	18,53	18,87	18,59	18,68	18,72
ZnO	0,08	0,06	0,04	0,05	0,01	0,03	0,00	0,06	<0,05
MgO	10,29	10,46	8,55	9,14	9,17	9,08	9,10	9,13	9,08
CaO	12,05	11,92	11,84	11,84	11,80	11,64	11,74	11,58	11,90
Na <sub>2</sub> O	0,88	1,00	0,95	0,93	1,08	1,13	1,00	1,06	1,23
K <sub>2</sub> O	0,83	0,88	1,20	1,16	1,08	1,19	1,17	1,23	0,97
F	0,32	0,26	0,15	0,00	0,02	0,03	0,13	0,07	<0,13
Cl	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>97,10</b>	<b>98,04</b>	<b>96,99</b>	<b>97,37</b>	<b>97,47</b>	<b>97,74</b>	<b>97,34</b>	<b>96,87</b>	<b>98,29</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>									
Si	6,99	6,99	6,69	6,78	6,74	6,68	6,77	6,80	6,68
Al <sup>IV</sup>	1,01	1,01	1,31	1,22	1,26	1,32	1,23	1,20	1,33
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>						
Ti	0,09	0,11	0,08	0,09	0,12	0,09	0,08	0,11	0,15
Al <sup>VI</sup>	0,38	0,34	0,56	0,53	0,48	0,48	0,50	0,42	0,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,12	0,14	0,12	0,10	0,24	0,11	0,11	0,09
Zn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,08	2,08	2,24	2,18	2,24	2,14	2,25	2,28	2,26
Mg	2,31	2,33	1,94	2,06	2,07	2,04	2,06	2,08	2,03
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>						
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,06	0,03	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ca	1,95	1,91	1,93	1,91	1,91	1,88	1,91	1,89	1,92
Na	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,01
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,23	0,27	0,24	0,22	0,28	0,27	0,26	0,26	0,35
K	0,16	0,17	0,23	0,22	0,21	0,23	0,23	0,24	0,19
<b>Σ A</b>	<b>0,39</b>	<b>0,44</b>	<b>0,48</b>	<b>0,44</b>	<b>0,49</b>	<b>0,49</b>	<b>0,49</b>	<b>0,50</b>	<b>0,54</b>
OH	1,85	1,87	1,92	2,00	1,99	1,98	1,94	1,97	1,99
F	0,15	0,12	0,07	0,00	0,01	0,02	0,06	0,03	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>						
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,39</b>	<b>15,43</b>	<b>15,48</b>	<b>15,44</b>	<b>15,49</b>	<b>15,50</b>	<b>15,49</b>	<b>15,50</b>	<b>15,54</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,39	0,44	0,48	0,44	0,49	0,49	0,49	0,50	0,54
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,65	0,67	0,87	0,83	0,81	0,88	0,77	0,73	0,85
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,53	0,53	0,46	0,48	0,48	0,49	0,48	0,48	0,47
Al <sup>T</sup>	1,39	1,35	1,87	1,75	1,74	1,80	1,73	1,62	1,79

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA Tipo de anfíbol según Locock (2014) N° ANÁLISIS	M55 Mg- hornblenda M55-c5-L2	M55 Mg- hornblenda M55-c5-L3	M55 Mg- hornblenda M55-19-L1	M55 Mg- hornblenda M55-20-L2	M55 Mg- hornblenda M55-c9-21	M55 Mg- hornblenda M55-c10- 22	M55 Fe- hornblenda M55-c10- 23	M55 Fe- hornblenda M55-c12-31- L1
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	47,05	47,67	46,11	46,84	46,39	47,23	45,09	45,60
TiO <sub>2</sub>	1,29	0,74	1,33	0,94	1,20	1,16	0,91	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,63	7,37	7,66	7,67	7,77	7,68	9,23	8,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	<0,03	<0,03	0,02	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
MnO	0,41	0,43	0,47	0,44	0,43	0,46	0,45	0,46
FeO <sup>T</sup>	17,81	17,41	17,52	17,55	17,43	17,62	17,95	18,04
ZnO	<0,05	0,08	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
MgO	10,53	10,61	10,29	10,46	10,51	10,37	9,80	9,83
CaO	12,01	11,79	11,95	11,92	11,90	11,89	11,85	11,99
Na <sub>2</sub> O	1,04	1,02	1,14	1,00	0,92	0,83	1,24	1,19
K <sub>2</sub> O	0,87	0,81	0,80	0,88	0,89	0,93	1,09	0,95
F	0,19	0,41	0,17	0,26	<0,13	<0,13	0,28	<0,13
Cl	<0,01	0,03	0,05	0,02	<0,01	0,02	0,04	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>98,83</b>	<b>98,37</b>	<b>97,48</b>	<b>98,05</b>	<b>97,43</b>	<b>98,19</b>	<b>97,91</b>	<b>97,99</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	6,97	7,08	6,94	6,99	6,80	7,00	6,87	6,95
Al <sup>IV</sup>	1,03	0,92	1,06	1,01	1,20	1,00	1,13	1,05
o	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
o	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,14	0,08	0,15	0,11	0,14	0,13	0,17	0,10
Al <sup>VI</sup>	0,30	0,37	0,30	0,34	0,20	0,35	0,35	0,54
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,11	0,11	0,08	0,12	0,32	0,12	0,05	0,04
Zn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
Fe <sup>2+</sup>	2,10	2,05	2,13	2,08	1,91	2,08	2,20	2,15
Mg	2,33	2,35	2,31	2,33	2,40	2,30	2,18	2,13
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02
Ca	1,91	1,88	1,93	1,91	1,92	1,90	1,93	1,91
Na	0,03	0,06	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,01
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,27	0,24	0,31	0,27	0,26	0,20	0,32	0,35
K	0,17	0,15	0,15	0,17	0,17	0,18	0,18	0,21
<b>Σ A</b>	<b>0,44</b>	<b>0,39</b>	<b>0,46</b>	<b>0,44</b>	<b>0,43</b>	<b>0,38</b>	<b>0,50</b>	<b>0,56</b>
OH	1,91	1,80	1,91	1,87	1,98	1,95	1,93	1,86
F	0,09	0,19	0,08	0,12	0,02	0,04	0,06	0,13
Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,44</b>	<b>15,39</b>	<b>15,46</b>	<b>15,44</b>	<b>15,43</b>	<b>15,38</b>	<b>15,50</b>	<b>15,56</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,44	0,39	0,46	0,44	0,43	0,38	0,50	0,56
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,70	0,65	0,67	0,67	0,80	0,72	0,74	0,77
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,53	0,53	0,52	0,53	0,56	0,53	0,50	0,50
Al <sup>T</sup>	1,33	1,29	1,36	1,35	1,40	1,35	1,48	1,59

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M55	M55	M55	M304	M304	M304	M304	M304
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	actinolita	Mg-hornblenda
Nº ANÁLISIS	M55-c12-32-L2	M55-c12-33-L3	M55-c12-34-L4	M304-9	M304-10	M304-11	M304-32	M304-12
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	45,77	46,89	45,20	48,99	46,39	48,53	52,65	46,11
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,06	0,84	0,45	0,66	0,30	0,14	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,20	7,67	9,38	7,56	9,71	7,60	3,99	9,92
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	<0,03	<0,03	0,19	0,20	<0,03	0,15	<0,03
MnO	0,43	0,49	0,47	0,31	0,33	0,34	0,36	0,35
FeO <sup>T</sup>	17,65	17,52	18,04	14,02	15,23	14,36	12,48	15,56
ZnO	0,14	<0,05	0,11	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
MgO	10,22	10,55	9,79	12,78	11,27	12,53	15,08	11,27
CaO	11,90	11,97	11,69	12,39	12,25	12,38	12,65	12,03
Na <sub>2</sub> O	1,15	0,92	1,13	0,62	0,78	0,65	0,24	0,94
K <sub>2</sub> O	0,90	0,91	1,16	0,68	1,02	0,69	0,29	1,10
F	<0,13	0,41	0,20	<0,13	0,26	0,20	<0,13	<0,13
Cl	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,61</b>	<b>98,40</b>	<b>98,04</b>	<b>98,05</b>	<b>98,10</b>	<b>97,58</b>	<b>98,03</b>	<b>97,75</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	6,94	6,95	6,91	7,13	6,85	7,13	7,55	6,81
Al <sup>IV</sup>	1,06	1,05	1,09	0,87	1,16	0,88	0,45	1,19
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,14	0,12	0,09	0,05	0,07	0,03	0,02	0,05
Al <sup>VI</sup>	0,37	0,30	0,53	0,43	0,53	0,44	0,23	0,54
Cr	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	<b>0,00</b>	0,02	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,15	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,16
Zn	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	<b>0,00</b>	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	2,10	<b>2,05</b>	<b>2,10</b>	<b>1,61</b>	<b>1,77</b>	1,66	1,39	1,76
Mg	2,26	2,36	2,14	2,77	2,48	2,74	3,23	2,48
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,92	1,91	1,89	1,93	1,94	1,95	<b>1,94</b>	1,91
Na	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,32	0,25	0,32	0,13	0,19	<b>0,16</b>	0,04	0,22
K	0,17	0,17	0,22	0,13	0,19	0,13	0,05	0,21
<b>Σ A</b>	<b>0,50</b>	<b>0,42</b>	<b>0,54</b>	<b>0,26</b>	<b>0,38</b>	<b>0,29</b>	<b>0,09</b>	<b>0,43</b>
OH	1,95	1,80	1,90	1,98	1,88	<b>1,91</b>	2,00	2,00
F	0,04	0,19	0,10	0,02	0,12	0,10	0,00	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,50</b>	<b>15,42</b>	<b>15,55</b>	<b>15,26</b>	<b>15,38</b>	<b>15,29</b>	<b>15,09</b>	<b>15,43</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,50	0,42	2,29	0,26	0,38	0,29	0,09	0,43
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,73	0,69	0,82	0,63	0,79	0,61	0,37	0,81
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,52	0,53	0,50	0,63	0,58	0,62	0,70	0,59
Al <sup>T</sup>	1,43	1,35	1,62	1,30	1,69	1,32	0,68	1,73

Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M304							
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblenda							
N° ANÁLISIS	M304-14	M304-20	M304-21	M304-22	M304-24	M304-30	M304-31	M304-33
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	45,50	48,07	48,47	45,90	46,28	45,82	46,18	45,77
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,45	0,66	0,36	0,90	0,50	0,54	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	7,36	7,47	10,40	9,82	9,50	9,68	9,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	0,50	0,31	0,15	0,08	0,35	<0,03	0,17
MnO	0,45	0,34	0,36	0,34	0,29	0,35	0,30	0,44
FeO <sup>T</sup>	15,76	14,44	14,92	15,25	15,40	14,69	14,80	16,31
ZnO	<0,06	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	0,10	0,12	0,08
MgO	10,90	12,50	12,79	11,25	11,41	11,55	11,55	11,01
CaO	12,03	12,39	12,28	12,11	12,09	11,96	11,96	12,01
Na <sub>2</sub> O	1,04	0,59	0,67	1,06	1,08	0,90	0,98	0,93
K <sub>2</sub> O	1,05	0,66	0,64	1,09	1,05	1,11	1,00	1,03
F	0,24	0,16	<0,13	<0,13	<0,13	<0,13	0,32	<0,13
Cl	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>97,88</b>	<b>97,49</b>	<b>98,64</b>	<b>97,92</b>	<b>98,41</b>	<b>96,82</b>	<b>97,43</b>	<b>98,16</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</i>								
Si	6,74	7,07	7,03	6,78	6,80	6,83	6,85	6,75
Al <sup>IV</sup>	1,26	0,93	0,97	1,22	1,20	1,17	1,15	1,25
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>							
Ti	0,05	0,05	0,07	0,04	0,10	0,06	0,06	0,06
Al <sup>VI</sup>	0,57	0,35	0,31	0,59	0,50	0,50	0,54	0,47
Cr	0,00	0,06	0,04	0,02	0,01	0,04	0,00	0,02
Fe <sup>3+</sup>	0,18	0,18	0,27	0,09	0,12	0,15	0,14	0,29
Zn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	1,77	1,60	1,54	1,79	1,77	1,68	1,69	1,73
Mg	2,41	2,74	2,77	2,48	2,50	2,57	2,55	2,42
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>							
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05
Fe <sup>2+</sup>				<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	0,00	<b>0,00</b>
Ca	1,91	1,95	1,91	1,92	1,90	1,91	1,90	1,90
Na	0,05	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>							
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,25	0,14	0,14	0,27	0,24	0,21	0,22	0,21
K	0,20	0,12	0,12	0,21	0,20	0,21	0,19	0,19
<b>Σ A</b>	<b>0,45</b>	<b>0,27</b>	<b>0,26</b>	<b>0,48</b>	<b>0,44</b>	<b>0,42</b>	<b>0,41</b>	<b>0,41</b>
OH	1,89	1,92	2,00	2,00	2,00	2,00	1,85	1,94
F	0,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,06
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>							
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,45</b>	<b>15,27</b>	<b>15,26</b>	<b>15,48</b>	<b>15,44</b>	<b>15,42</b>	<b>15,41</b>	<b>15,41</b>
<i>Parámetros calculados</i>								
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,45	0,27	0,26	0,48	0,44	0,42	0,41	0,41
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,85	0,63	0,72	0,76	0,82	0,76	0,80	0,88
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,58	0,63	0,64	0,58	0,59	0,60	0,60	0,58
Al <sup>T</sup>	1,82	1,28	1,28	1,81	1,70	1,67	1,69	1,72

**Cuadro 3.3.5 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los anfíboles analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M57	M57	M57	M57	M57
Tipo de anfíbol según Locock (2014)	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda	Mg-hornblenda
N° ANÁLISIS	M57-c1-1	M57-c3-5	M57-c3-6	M57-c3-7	M57-c3-8
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>					
SiO <sub>2</sub>	48,27	47,70	48,29	46,78	47,26
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,30	0,24	0,35	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,31	7,71	7,17	8,46	7,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
MnO	0,37	0,30	0,37	0,38	0,41
FeO <sup>T</sup>	15,16	16,18	16,00	16,42	16,11
ZnO	0,08	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
MgO	11,89	11,51	11,83	11,01	11,36
CaO	11,97	12,12	12,38	12,15	12,19
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,91	0,96	1,09	0,92
K <sub>2</sub> O	0,72	0,73	0,73	0,90	0,75
F	0,36	<0,13	<0,13	0,56	<0,13
Cl	0,20	0,13	0,11	0,13	0,11
<b>TOTAL</b>	<b>98,46</b>	<b>97,59</b>	<b>98,09</b>	<b>98,22</b>	<b>97,27</b>
<b>Número de cationes en átomos por fórmula unidad (apfu) basado en 22 oxígenos</b>					
Si	7,07	7,07	7,12	6,96	7,04
Al <sup>IV</sup>	0,93	0,93	0,88	1,04	0,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Ti	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Al <sup>VI</sup>	0,50	0,42	0,37	0,45	0,41
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,13	0,08	0,10	0,14
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03
Fe <sup>2+</sup>	1,71	1,88	1,89	1,95	1,87
Mg	2,60	2,54	2,60	2,44	2,52
<b>Σ C</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,88	1,92	1,96	1,94	1,95
Na	0,08	0,04	0,02	0,04	0,03
<b>Σ B</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,22	0,25	0,28	0,24
K	0,13	0,14	0,14	0,17	0,14
<b>Σ A</b>	<b>0,29</b>	<b>0,36</b>	<b>0,39</b>	<b>0,45</b>	<b>0,38</b>
OH	1,79	1,95	1,97	1,70	1,97
F	0,17	0,02	0,00	0,26	0,00
Cl	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+C+B+A)</b>	<b>15,29</b>	<b>15,36</b>	<b>15,39</b>	<b>15,45</b>	<b>15,38</b>
<b>Parámetros calculados</b>					
(Na+K+2Ca) <sup>A</sup>	0,29	0,36	0,39	0,45	0,38
(Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +2Ti) <sup>C</sup>	0,72	0,61	0,51	0,62	0,62
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0,60	0,58	0,58	0,56	0,57
Al <sup>T</sup>	1,43	1,35	1,25	1,48	1,37

**Cuadro 3.3.6. Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M323	M323	M323	M323	M323	M300	M300	M300	M300
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita
Nº ANÁLISIS	M323-49	M323-50	M323-52	M323-53	M323-51	M300-c2-24	M300-c2-25	M300-265	M300-266
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	50,45	49,87	49,79	49,65	38,24	47,24	47,99	47,23	47,55
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,78	32,02	31,99	31,97	20,39	34,05	32,88	32,69	32,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,14	0,05	0,13	0,11	3,50	0,01	0,03	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,04	0,03	0,79	0,08	0,00	0,74	0,05
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,07	0,04	0,00
CaO	15,01	15,26	15,49	15,34	36,84	16,43	16,77	17,04	17,11
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,24	3,11	3,28	0,01	1,99	1,97	2,02	2,27
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,10	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,00	0,06	0,11	0,00	0,00	0,05	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>100,85</b>	<b>100,51</b>	<b>100,56</b>	<b>100,48</b>	<b>99,89</b>	<b>99,83</b>	<b>99,72</b>	<b>100,09</b>	<b>99,59</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,28	2,27	2,26	2,26	1,97	2,17	2,20	2,18	2,19
Al <sup>IV</sup>	1,70	1,72	1,71	1,71	1,24	1,84	1,78	1,78	1,77
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,21</b>	<b>4,01</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,30	0,29	0,27	0,29	0,00	0,18	0,18	0,18	0,20
Ca	0,73	0,74	0,75	0,75	2,03	0,81	0,83	0,84	0,85
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>2,07</b>	<b>0,99</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,27</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,71	0,72	0,73	0,72	0,99	0,82	0,82	0,82	0,81
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	28,89	27,67	26,48	27,72	0,03	17,94	17,43	17,44	19,29
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	71,06	72,33	73,44	72,22	99,97	82,06	82,46	81,67	80,54
Or (K, Ba)	0,05	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,10	0,89	0,17

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300	M300	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	anortita	anortita
N° ANÁLISIS	M300-267	M300-268	M300-105	M300-106	M300-107	M300-108	M300-109	M300-110	M300-111
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	47,40	47,41	47,91	47,69	47,39	48,16	44,37	43,07	43,87
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,12	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,36	32,88	32,80	32,89	32,78	32,45	35,03	35,65	35,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,00	0,00	0,13	0,15	0,03	0,06	0,12	0,39	0,13
MnO	0,06	0,18	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,24	0,03
CaO	17,58	17,36	16,81	16,99	17,16	16,51	19,74	20,16	20,17
BaO	0,00	0,15	0,02	0,00	0,02	0,17	0,00	0,05	0,00
SrO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02
Na <sub>2</sub> O	2,13	2,22	2,40	2,29	2,23	2,58	0,66	0,29	0,41
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,03	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>100,61</b>	<b>100,37</b>	<b>100,17</b>	<b>100,09</b>	<b>99,73</b>	<b>100,02</b>	<b>100,05</b>	<b>99,99</b>	<b>100,31</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,17	2,18	2,20	2,19	2,19	2,21	2,06	2,00	2,03
Al <sup>IV</sup>	1,80	1,78	1,77	1,78	1,78	1,76	1,91	1,95	1,94
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na	0,19	0,20	0,21	0,20	0,20	0,23	0,06	0,03	0,04
Ca	0,86	0,85	0,83	0,84	0,85	0,81	0,98	1,00	1,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,05</b>	<b>1,06</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,82	0,81	0,79	0,80	0,81	0,78	0,94	0,97	0,96
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	17,96	18,73	20,48	19,55	18,98	21,90	5,71	2,50	3,56
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	81,97	80,95	79,33	80,32	80,82	77,65	94,17	97,24	96,38
Or (K, Ba)	0,07	0,33	0,19	0,13	0,20	0,44	0,12	0,26	0,06

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldspatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M1	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2	M300/M2
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	anortita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita
Nº ANÁLISIS	M300-112	M300-40	M300-41	M300-42	M300-44	M300-45	M300-46	M300-47	M300-43
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	43,03	48,17	46,42	46,84	46,78	46,52	47,83	47,47	43,27
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,03	0,08	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,91	33,21	33,68	33,41	33,51	33,29	32,85	32,91	35,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,10	0,15	0,08	0,13	0,33	0,35	0,09	0,38	0,24
MnO	0,00	0,03	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07
MgO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,24	0,02	0,21	0,00
CaO	20,51	17,23	17,71	17,83	17,59	17,85	16,96	17,17	20,49
BaO	0,20	0,05	0,00	0,05	0,17	0,00	0,00	0,12	0,00
SrO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,22	2,11	1,85	1,78	1,96	1,77	2,27	2,21	0,28
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,00	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,00	0,04	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>100,04</b>	<b>101,02</b>	<b>99,89</b>	<b>100,15</b>	<b>100,40</b>	<b>100,13</b>	<b>100,12</b>	<b>100,59</b>	<b>100,18</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,00	2,19	2,14	2,16	2,15	2,15	2,20	2,18	2,01
Al <sup>IV</sup>	1,97	1,78	1,83	1,81	1,82	1,81	1,78	1,78	1,95
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Na	0,02	0,19	0,17	0,16	0,17	0,16	0,20	0,20	0,03
Ca	1,02	0,84	0,88	0,88	0,87	0,88	0,83	0,84	1,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,05</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,06</b>	<b>1,04</b>	<b>1,06</b>	<b>1,05</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,98	0,82	0,84	0,85	0,83	0,85	0,80	0,81	0,97
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	1,86	17,96	15,78	15,20	16,52	14,74	19,35	18,37	2,40
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	97,73	81,80	84,04	84,56	83,07	85,11	80,38	81,42	97,51
Or (K, Ba)	0,41	0,24	0,18	0,24	0,40	0,15	0,26	0,21	0,09

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3	M300/M3
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita
N° ANÁLISIS	M300-141-L1	M300-142-L2	M300-143-L3	M300-145-L1	M300-146-L2	M300-150-L1	M300-151-L2
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>							
SiO <sub>2</sub>	46,75	47,35	47,61	47,08	47,32	47,25	47,31
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,13	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,70	33,31	32,94	33,07	33,20	33,03	33,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,17	0,14	0,11	0,19	0,09	0,11	0,16
MnO	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,03
CaO	17,54	17,27	17,02	17,29	17,18	17,30	17,31
BaO	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
SrO	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,98	2,29	2,33	2,03	2,06	2,10	2,16
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,07	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03
<b>TOTAL</b>	<b>100,27</b>	<b>100,46</b>	<b>100,09</b>	<b>100,02</b>	<b>99,91</b>	<b>99,94</b>	<b>100,24</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (afu) en base a 8 oxígenos</i>							
Si	2,15	2,17	2,19	2,17	2,18	2,18	2,17
Al <sup>IV</sup>	1,83	1,80	1,78	1,80	1,80	1,79	1,79
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,18	0,20	0,21	0,18	0,18	0,19	0,19
Ca	0,86	0,85	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>							
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,83	0,81	0,80	0,82	0,82	0,82	0,81
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>							
Ab (Na)	16,80	19,23	19,73	17,22	17,75	17,92	18,26
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	83,13	80,62	80,04	82,53	82,13	81,97	81,57
Or (K, Ba)	0,07	0,15	0,23	0,25	0,12	0,11	0,17

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldspatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M3	M300/M3	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M5	M300/M5
Tipo de feldspato según Smith & Brown (1988)	bitownita	anortita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	bitownita	bitownita
N° ANÁLISIS	M300-152-L3	M300-144	M300-186	M300-187	M300-188	M300-189	M300-185	M300-197	M300-198	
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	48,00	43,75	46,52	47,59	47,02	47,53	44,70	47,35	47,66	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,10	0,14	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,74	35,46	33,91	33,07	33,12	33,01	34,46	32,76	33,10	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,07	0,12	0,12	0,14	0,24	0,07	0,25	0,12	0,21	
MnO	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	
MgO	0,01	0,01	0,08	0,01	0,12	0,00	0,36	0,17	0,01	
CaO	16,80	20,04	17,79	17,29	17,84	17,37	19,35	17,45	17,36	
BaO	0,00	0,00	0,27	0,10	0,00	0,12	0,00	0,07	0,05	
SrO	0,00	0,01	0,05	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00	
Na <sub>2</sub> O	2,44	0,55	1,76	2,19	2,04	2,25	0,98	2,19	2,20	
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	
<b>TOTAL</b>	<b>100,18</b>	<b>100,02</b>	<b>100,56</b>	<b>100,44</b>	<b>100,49</b>	<b>100,53</b>	<b>100,23</b>	<b>100,27</b>	<b>100,64</b>	
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,20	2,03	2,14	2,18	2,16	2,18	2,07	2,18	2,18	
Al <sup>IV</sup>	1,77	1,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,77	1,79	
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	1,84	1,79	1,79	1,78	1,88	0,00	0,01	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Σ T</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,95</b>	<b>3,97</b>	<b>3,95</b>	<b>3,96</b>	<b>3,97</b>	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	
Na	0,22	0,05	0,16	0,19	0,18	0,20	0,09	0,20	0,20	
Ca	0,83	1,00	0,88	0,85	0,88	0,85	0,96	0,86	0,85	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>Σ A</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,07</b>	<b>1,06</b>	<b>1,07</b>	<b>1,07</b>	<b>1,05</b>	
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>	
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,79	0,95	0,85	0,81	0,83	0,81	0,92	0,81	0,81	
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	20,70	4,70	14,93	18,50	16,82	18,85	8,10	18,20	18,46	
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	79,11	95,17	84,53	81,24	83,08	80,87	91,81	81,62	81,34	
Or (K, Ba)	0,19	0,13	0,54	0,26	0,10	0,28	0,09	0,18	0,20	

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M7
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	anortita	anortita	bitownita
N° ANÁLISIS	M300-204	M300-205	M300-208	M300-209	M300-235	M300-206	M300-207	M300-210	M300-269
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	47,54	46,97	46,85	46,98	47,37	43,69	44,51	43,18	46,90
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,01	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,57	33,87	33,47	33,72	33,22	35,41	34,93	35,59	33,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,13	0,24	0,23	0,22	0,11	0,20	0,21	0,15	0,22
MnO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,00	0,15	0,04	0,17
CaO	17,43	17,88	17,80	17,82	17,32	20,15	19,56	20,19	17,61
BaO	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,93	1,78	1,90	1,88	2,08	0,43	0,63	0,52	1,87
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,03
<b>TOTAL</b>	<b>100,72</b>	<b>100,91</b>	<b>100,29</b>	<b>100,83</b>	<b>100,24</b>	<b>99,92</b>	<b>100,11</b>	<b>99,76</b>	<b>99,98</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,17	2,15	2,15	2,15	2,17	2,03	2,06	2,01	2,16
Al <sup>IV</sup>	1,81	1,82	1,81	1,82	1,80	1,94	1,91	1,95	1,80
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,17	0,16	0,17	0,17	0,19	0,04	0,06	0,05	0,17
Ca	0,85	0,88	0,88	0,87	0,85	1,00	0,97	1,01	0,87
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,02</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,06</b>	<b>1,05</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,83	0,85	0,84	0,84	0,82	0,96	0,94	0,95	0,84
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	16,59	15,09	16,05	15,83	17,68	3,68	5,41	4,41	15,80
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	83,34	84,64	83,95	84,02	82,28	96,27	94,37	95,44	84,07
Or (K, Ba)	0,07	0,27	0,00	0,15	0,04	0,05	0,22	0,15	0,13

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M300/M7	M51	M51	M51	M51	M51
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita
Nº ANÁLISIS	M300-270	M300-271	M300-272	M300-273	M300-274	M51-38	M51-2-L1	M51-2-L2	M51-2-L3	M51-2-L4
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	47,61	47,41	47,57	47,58	47,16	47,09	48,73	47,73	46,10	48,33
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,12	33,24	32,94	32,98	33,07	35,29	33,94	33,10	34,64	33,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> †	0,03	0,20	0,17	0,06	0,14	0,04	0,07	0,06	0,07	0,04
MnO	0,00	0,03	0,02	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,07	0,03	0,14	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05
CaO	17,29	17,40	17,54	17,39	17,51	17,44	15,18	16,41	17,73	16,57
BaO	0,02	0,02	0,12	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	2,23	2,07	2,04	2,24	2,19	0,89	2,82	1,82	1,37	2,19
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>100,45</b>	<b>100,45</b>	<b>100,53</b>	<b>100,43</b>	<b>100,37</b>	<b>100,80</b>	<b>100,81</b>	<b>99,20</b>	<b>99,93</b>	<b>100,72</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,18	2,17	2,18	2,18	2,17	2,14	2,21	2,20	2,12	2,20
Al <sup>IV</sup>	1,79	1,80	1,78	1,78	1,79	1,89	1,81	1,80	1,88	1,80
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,97</b>	<b>3,98</b>	<b>3,97</b>	<b>3,97</b>	<b>3,96</b>	<b>4,03</b>	<b>4,02</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,20	0,18	0,18	0,20	0,20	0,08	0,25	0,16	0,12	0,19
Ca	0,85	0,85	0,86	0,85	0,86	0,85	0,74	0,81	0,87	0,81
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,06</b>	<b>1,07</b>	<b>0,93</b>	<b>0,99</b>	<b>0,98</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,03</b>	<b>5,03</b>	<b>4,96</b>	<b>5,01</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,81	0,82	0,83	0,81	0,81	0,91	0,75	0,83	0,88	0,81
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	18,85	17,53	17,14	18,77	18,14	8,42	25,07	16,64	12,25	19,19
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	81,02	82,27	82,57	81,09	81,59	91,40	74,74	83,18	87,59	80,60
Or (K, Ba)	0,12	0,19	0,29	0,14	0,27	0,18	0,18	0,18	0,16	0,21

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M51	M51	M51	M51	M51	M51	M305	M305	M305	M305	M305
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	bitownita	anortita	anortita
N° ANÁLISIS	M51-35	M51-36	M51-37	M51-39	M51-42	M51-43	M305-c1-1	M305-c1-2	M305-c1-3	M305-c1-4	M305-c1-5
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>											
SiO <sub>2</sub>	48,36	49,65	49,49	48,07	49,92	49,78	46,69	46,64	46,74	43,94	44,69
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,08	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,41	33,47	32,61	34,20	33,17	33,54	34,41	34,80	34,59	35,85	35,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,05	0,13	0,04	0,07	0,08	0,07	0,13	0,16	0,10	0,14	0,22
MnO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	15,96	15,52	15,70	15,72	15,18	14,98	18,05	17,80	17,87	19,80	19,30
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,05
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	2,11	2,01	1,98	2,12	2,23	2,46	1,46	1,45	1,57	0,44	0,74
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,04	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,95</b>	<b>100,93</b>	<b>99,87</b>	<b>100,20</b>	<b>100,64</b>	<b>100,90</b>	<b>100,84</b>	<b>100,89</b>	<b>100,99</b>	<b>100,23</b>	<b>100,43</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>											
Si	2,21	2,24	2,26	2,19	2,26	2,24	2,04	2,04	2,04	1,93	1,96
Al <sup>IV</sup>	1,80	1,78	1,75	1,84	1,77	1,78	1,77	1,79	1,78	1,85	1,82
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,01</b>	<b>4,03</b>	<b>4,01</b>	<b>4,03</b>	<b>4,02</b>	<b>4,03</b>	<b>3,82</b>	<b>3,83</b>	<b>3,83</b>	<b>3,79</b>	<b>3,79</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,19	0,18	0,18	0,19	0,20	0,21	0,14	0,14	0,15	0,04	0,07
Ca	0,78	0,75	0,77	0,77	0,73	0,72	1,18	1,16	1,16	1,29	1,26
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,97</b>	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>0,96</b>	<b>0,93</b>	<b>0,94</b>	<b>1,31</b>	<b>1,30</b>	<b>1,31</b>	<b>1,33</b>	<b>1,33</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,98</b>	<b>4,96</b>	<b>4,95</b>	<b>4,98</b>	<b>4,96</b>	<b>4,97</b>	<b>5,13</b>	<b>5,13</b>	<b>5,14</b>	<b>5,12</b>	<b>5,12</b>
<i>Parámetros calculados</i>											
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,81	0,81	0,81	0,80	0,79	0,77	0,90	0,89	0,89	0,97	0,95
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>											
Ab (Na)	19,28	18,90	18,53	19,59	20,93	22,84	10,38	10,46	11,22	3,08	5,19
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	80,62	80,91	81,30	80,28	78,85	77,05	89,47	89,44	88,61	96,91	94,61
Or (K, Ba)	0,11	0,19	0,17	0,13	0,22	0,11	0,10	0,08	0,16	0,00	0,15

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M305	M305	M305	M305	M305	M305	M58	M58	M58	M58
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	anortita	anortita	anortita	anortita	anortita	anortita	albita	albita	albita	albita
N° ANÁLISIS	M305-c1-6	M305-c1-7	M305-c1-27	M305-c1-28	M305-c1-29	M305-c1-30	M58-100	M58-101	M58-104	M58-105
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	45,54	45,64	45,42	44,34	43,62	43,71	68,17	68,70	66,94	67,75
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,70	34,69	34,52	35,33	35,82	35,59	19,38	19,00	19,87	19,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,13	0,11	0,14	0,08	0,23	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05
MnO	0,00	0,01	0,05	0,03	0,00	0,02	0,11	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	18,12	17,84	18,26	19,47	19,88	19,76	0,12	0,09	1,19	0,61
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,14	0,19
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,31	1,37	1,29	0,64	0,31	0,39	11,74	11,56	11,17	11,57
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,87</b>	<b>99,66</b>	<b>99,73</b>	<b>99,94</b>	<b>99,90</b>	<b>99,50</b>	<b>99,78</b>	<b>99,45</b>	<b>99,38</b>	<b>99,58</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,01	2,02	2,01	1,96	1,93	1,94	2,99	3,01	2,95	2,98
Al <sup>IV</sup>	1,79	1,79	1,78	1,82	1,84	1,83	1,00	0,98	1,03	1,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,80</b>	<b>3,81</b>	<b>3,79</b>	<b>3,78</b>	<b>3,78</b>	<b>3,77</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,13	0,12	0,06	0,03	0,04	1,00	0,98	0,96	0,99
Ca	1,18	1,16	1,19	1,27	1,30	1,29	0,01	0,00	0,06	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,30</b>	<b>1,29</b>	<b>1,31</b>	<b>1,33</b>	<b>1,33</b>	<b>1,32</b>	<b>1,01</b>	<b>0,99</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,11</b>	<b>5,10</b>	<b>5,10</b>	<b>5,11</b>	<b>5,11</b>	<b>5,10</b>	<b>5,01</b>	<b>4,99</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,91	0,90	0,91	0,95	0,98	0,97	0,01	0,00	0,06	0,03
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	9,39	9,96	9,18	4,54	2,22	2,73	98,54	99,40	94,15	96,75
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	90,59	90,02	90,75	95,42	97,62	97,24	1,03	0,44	5,60	2,83
Or (K, Ba)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,16	0,01	0,43	0,16	0,25	0,42

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M58	M73	M73	M73	M73						
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	albita	albita	albita	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	bitownita	oligoclasa	oligoclasa	andesina	andesina
N° ANÁLISIS	M58-108	M58-116	M58-117	M58-107	M58-112	M58-114	M58-109	M73-8	M73-14	M73-10	M73-11
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	66,66	66,93	67,98	61,91	64,20	64,51	46,65	61,31	60,70	58,52	59,82
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,21	0,02	0,07	0,00	0,02	0,00	<0,05	<0,05	<0,05	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,08	19,26	19,53	23,57	21,44	21,61	32,77	24,13	24,35	25,43	25,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	0,14	0,27	0,36	0,00	0,35	0,00	0,05	<0,04	0,19	<0,04	<0,04
MnO	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,04	0,05	<0,04	<0,04
MgO	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	1,32	0,46	0,35	5,42	3,35	3,35	17,27	5,46	6,29	7,76	6,95
BaO	0,19	0,05	0,00	0,00	0,19	0,14	0,09	0,12	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08	0,24	<0,17	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	10,90	11,56	11,61	8,50	9,81	9,99	1,99	8,37	8,03	7,19	7,85
K <sub>2</sub> O	0,01	0,04	0,02	0,05	0,08	0,08	0,01	0,11	0,14	0,06	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,05	0,05	<0,01	0,06	0,03	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,39</b>	<b>98,86</b>	<b>99,89</b>	<b>99,54</b>	<b>99,44</b>	<b>99,76</b>	<b>98,96</b>	<b>99,74</b>	<b>99,80</b>	<b>98,99</b>	<b>99,90</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>											
Si	2,94	2,97	2,98	2,76	2,85	2,86	2,17	2,73	2,71	2,64	2,67
Al <sup>IV</sup>	1,05	1,01	1,01	1,24	1,12	1,13	1,80	1,27	1,28	1,35	1,32
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,97</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,93	0,99	0,99	0,73	0,85	0,86	0,18	0,72	0,69	0,63	0,68
Ca	0,06	0,02	0,02	0,26	0,16	0,16	0,86	0,26	0,30	0,37	0,33
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,00</b>	<b>1,02</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,05</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,06	0,02	0,02	0,26	0,16	0,16	0,83	0,26	0,30	0,37	0,33
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Según Deer et al. (1992)</b>											
Ab (Na)	92,99	97,33	98,25	73,73	83,42	83,78	17,18	72,33	68,58	62,33	66,62
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	6,61	2,36	1,66	25,98	15,81	15,53	82,60	26,39	29,69	37,18	32,60
Or (K, Ba)	0,39	0,31	0,09	0,29	0,78	0,70	0,23	1,05	0,94	0,34	0,65

**Cuadro 3.3.6** (continuación). *Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.*

MUESTRA/MAPA	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina
N° ANÁLISIS	M73-12	M73-13	M73-26	M73-27	M73-32	M73-43	M73-44	M73-45	M73-46	M73-50
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	60,61	58,67	59,07	59,02	58,92	60,79	60,85	59,54	59,94	59,35
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	0,35	0,35	<0,05	<0,05	<0,05	0,09	<0,05	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,54	25,71	25,14	24,85	25,39	24,77	24,34	25,09	25,45	24,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,12	0,09	<0,04	0,67	0,28	0,14	<0,04	0,13	0,19	0,21
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	0,05	0,05	<0,04
MgO	0,02	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	6,46	7,72	7,21	7,16	7,59	6,39	6,32	7,06	7,16	7,11
BaO	<0,04	<0,04	0,07	<0,04	0,08	<0,04	<0,04	0,05	0,17	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,24	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	7,41	6,93	7,31	7,24	7,20	7,84	7,92	7,66	7,61	7,60
K <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,14	0,16	0,11	0,07	0,13	0,08	0,04	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,02	0,03	<0,01	0,03	0,02	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>99,28</b>	<b>99,21</b>	<b>99,32</b>	<b>99,47</b>	<b>99,59</b>	<b>100,26</b>	<b>99,61</b>	<b>99,78</b>	<b>100,62</b>	<b>99,49</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,71	2,64	2,65	2,65	2,64	2,70	2,71	2,66	2,66	2,66
Al <sup>IV</sup>	1,29	1,36	1,33	1,31	1,34	1,30	1,28	1,32	1,33	1,32
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Σ T</b>	<b>4,01</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,64	0,60	0,64	0,63	0,63	0,67	0,69	0,66	0,65	0,66
Ca	0,31	0,37	0,35	0,34	0,36	0,30	0,30	0,34	0,34	0,34
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,96</b>	<b>0,98</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,97</b>	<b>4,98</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,32	0,38	0,35	0,35	0,37	0,31	0,30	0,34	0,34	0,34
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	66,64	61,28	64,03	62,23	61,91	67,98	68,69	65,42	64,82	64,95
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	32,11	37,73	35,08	34,10	36,28	30,62	30,29	33,44	34,14	33,58
Or (K, Ba)	0,69	0,55	0,78	1,15	0,76	0,83	0,82	0,54	0,25	0,75

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	andesina	andesina	andesina	andesina	labradorita	labradorita	labradorita	andesina	ortoclasa	ortoclasa
N° ANÁLISIS	M73-60	M73-66	M73-67	M73-65	M73-47-L1	M73-48-L2	M73-51-L3	M73-49	M73-7	M73-9
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>										
SiO <sub>2</sub>	58,43	60,01	59,76	60,47	54,91	54,97	55,22	60,11	63,31	63,06
TiO <sub>2</sub>	<0,05	0,09	<0,05	0,09	0,12	<0,05	0,07	<0,05	0,19	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,98	24,63	25,01	24,98	28,09	27,97	27,90	25,04	18,57	18,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,19	0,11	0,10	0,11	<0,04	0,17	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,08	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	8,32	6,96	6,93	6,57	10,95	10,67	10,46	6,88	0,00	0,03
BaO	0,10	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,11	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,24	<0,17	<0,17	<0,17	2,03	1,33
Na <sub>2</sub> O	6,91	7,77	7,52	7,94	5,44	5,49	5,48	7,55	0,73	0,59
K <sub>2</sub> O	0,06	0,10	0,11	0,09	0,11	0,13	0,10	0,08	15,54	15,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>100,00</b>	<b>99,67</b>	<b>99,46</b>	<b>100,26</b>	<b>99,86</b>	<b>99,40</b>	<b>99,26</b>	<b>99,84</b>	<b>100,37</b>	<b>99,15</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>										
Si	2,61	2,68	2,67	2,68	2,48	2,49	2,50	2,68	2,96	2,97
Al <sup>IV</sup>	1,37	1,30	1,32	1,31	1,50	1,49	1,49	1,32	1,02	1,02
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,60	0,67	0,65	0,68	0,48	0,48	0,48	0,65	0,07	0,05
Ca	0,40	0,33	0,33	0,31	0,53	0,52	0,51	0,33	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,93	0,94
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02
<b>Σ A</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>
<b>Parámetros calculados</b>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,40	0,33	0,34	0,31	0,52	0,51	0,51	0,33	0,00	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,93	0,94
<b>Según Deer et al. (1992)</b>										
Ab (Na)	59,26	66,28	62,32	67,75	0,47	0,47	0,48	65,82	6,45	5,28
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	39,69	32,81	35,97	31,09	0,52	0,51	0,51	0,33	0,00	0,00
Or (K, Ba)	0,34	0,56	1,06	0,77	0,01	0,01	0,01	0,46	93,51	94,43

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M73	M61
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	ortoclasa	ortoclasa	andesina	labradorita	andesina	labradorita	andesina	andesina	labradorita	oligoclasa
N° ANÁLISIS	M73-15	M73-16	M73-58-L1	M73-55-L2	M73-1-L1	M73-2-L2	M73-3-L3	M73-4-L4	M73-5-L5	M61-52
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	63,19	62,58	59,66	54,25	59,76	55,42	57,12	58,10	55,25	61,57
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	0,16	0,07	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,47	18,18	24,86	28,67	25,34	28,05	26,93	26,38	27,67	23,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,11	<0,04	<0,04	<0,04	0,18	<0,04	<0,04	0,08	0,08	<0,04
MnO	<0,04	0,12	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,02	0,01	6,97	11,39	7,53	10,54	8,89	8,27	10,41	5,34
BaO	<0,04	0,07	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	0,10	<0,04	<0,04
SrO	1,19	2,79	<0,17	<0,17	0,38	0,24	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	0,52	0,64	7,35	5,04	7,21	5,47	6,42	6,84	5,47	8,46
K <sub>2</sub> O	15,91	15,47	0,09	0,10	0,07	0,08	0,13	0,08	0,13	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,43</b>	<b>99,85</b>	<b>98,93</b>	<b>99,52</b>	<b>100,47</b>	<b>99,80</b>	<b>99,56</b>	<b>100,05</b>	<b>99,08</b>	<b>99,31</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,97	2,96	2,68	2,46	2,67	2,50	2,57	2,60	2,51	2,75
Al <sup>IV</sup>	1,02	1,01	1,32	1,53	1,34	1,49	1,43	1,39	1,48	1,25
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,01</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,06	0,64	0,44	0,63	0,48	0,56	0,59	0,48	0,73
Ca	0,00	0,00	0,34	0,55	0,36	0,51	0,43	0,40	0,51	0,26
K	0,95	0,93	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>	<b>0,98</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>5,03</b>	<b>4,98</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,34	0,55	0,36	0,51	0,43	0,40	0,51	0,25
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,95	0,94	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	4,64	5,56	44,01	65,11	65,60	47,92	56,14	59,34	48,20	72,89
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	0,00	0,00	0,55	0,34	0,33	0,51	0,43	0,40	0,51	25,49
Or (K, Ba)	94,77	93,77	0,57	0,53	0,66	0,87	0,85	0,48	0,74	1,59

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61	M61
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina
Nº ANÁLISIS	M61-53	M61-20	M61-22	M61-23	M61-25	M61-27	M61-28	M61-29	M61-30	M61-32	M61-33
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>											
SiO <sub>2</sub>	62,19	57,95	58,06	56,41	57,90	58,70	57,15	59,38	59,01	59,06	59,78
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	<0,05	0,17	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,17	<0,05	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,58	26,49	26,19	27,06	26,03	25,67	27,21	25,36	25,20	25,00	24,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,00	0,12	0,12	0,12	0,14	0,18	0,11	<0,04	0,12	<0,04	<0,04
MnO	0,02	<0,04	0,05	<0,04	0,05	0,08	0,09	<0,04	<0,04	<0,04	0,05
MgO	0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	5,17	8,70	8,52	9,75	8,46	7,77	9,33	7,57	7,63	7,28	7,11
BaO	0,00	<0,04	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,05
SrO	0,14	<0,17	0,20	<0,17	0,25	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,34	<0,17
Na <sub>2</sub> O	8,64	6,86	6,88	6,39	6,78	7,31	6,46	7,54	7,45	7,62	7,69
K <sub>2</sub> O	0,07	0,08	0,05	0,08	0,16	0,07	0,07	0,09	0,09	0,04	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	0,02	0,03	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06
<b>TOTAL</b>	<b>99,99</b>	<b>100,37</b>	<b>100,08</b>	<b>100,08</b>	<b>99,83</b>	<b>99,78</b>	<b>100,42</b>	<b>99,94</b>	<b>99,67</b>	<b>99,35</b>	<b>99,71</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>											
Si	2,76	2,59	2,60	2,54	2,60	2,63	2,55	2,65	2,65	2,66	2,67
Al <sup>IV</sup>	1,23	1,39	1,38	1,43	1,38	1,36	1,43	1,34	1,33	1,33	1,31
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,74	0,59	0,60	0,56	0,59	0,63	0,56	0,65	0,65	0,67	0,67
Ca	0,25	0,42	0,41	0,47	0,41	0,37	0,45	0,36	0,37	0,35	0,34
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,00</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,99</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>5,02</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>
<b>Parámetros calculados</b>											
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,25	0,41	0,41	0,46	0,40	0,37	0,44	0,36	0,36	0,34	0,34
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Según Deer et al. (1992)</b>											
Ab (Na)	74,45	58,21	58,66	53,63	57,88	62,18	54,87	63,95	63,16	64,86	65,81
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	24,97	40,80	40,15	45,39	39,91	36,52	43,79	35,48	35,75	34,24	33,76
Or (K, Ba)	0,40	0,45	0,63	0,43	1,33	0,40	0,63	0,50	0,66	0,83	0,22

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M61									
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	andesina	andesina	andesina	oligoclasa	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina
N° ANÁLISIS	M61-34	M61-35	M61-36	M61-53-L1	M61-51-L2	M61-50-L3	M61-49-L4	M61-55	M61-82	M61-84
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	59,08	58,23	59,64	62,19	59,65	58,64	55,89	60,33	59,35	59,03
TiO <sub>2</sub>	<0,05	0,10	<0,05	0,15	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,26	24,99	24,59	23,58	24,71	25,20	27,24	24,29	24,88	25,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	0,09	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	0,12	0,20
MnO	0,08	<0,04	0,12	<0,04	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	<0,04	0,06
MgO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	7,16	7,38	6,44	5,17	6,72	7,49	9,73	6,15	7,47	7,33
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	0,14	0,06	0,24	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	0,29	0,29	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,25	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	7,60	7,79	7,82	8,64	7,69	7,41	6,08	8,19	7,52	7,39
K <sub>2</sub> O	0,06	0,15	0,11	0,07	0,24	0,17	0,07	0,06	0,08	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,06	0,02	0,02	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,26</b>	<b>99,09</b>	<b>99,03</b>	<b>99,95</b>	<b>99,06</b>	<b>99,23</b>	<b>99,01</b>	<b>99,32</b>	<b>99,45</b>	<b>99,32</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,65	2,64	2,69	2,76	2,68	2,64	2,53	2,71	2,66	2,65
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,34	1,33	1,31	1,23	1,31	1,34	1,46	1,28	1,32	1,33
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,66	0,68	0,68	0,74	0,67	0,65	0,53	0,71	0,65	0,64
Ca	0,34	0,36	0,31	0,25	0,32	0,36	0,47	0,30	0,36	0,35
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,02</b>	<b>1,06</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,00</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,34	0,34	0,31	0,25	0,32	0,35	0,47	0,29	0,35	0,35
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	65,13	64,56	67,55	52,68	62,87	66,26	70,00	63,92	63,71	0,64
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	33,99	33,80	30,74	46,59	35,74	32,14	29,05	35,09	34,92	0,35
Or (K, Ba)	0,45	1,34	1,16	0,65	1,22	1,51	0,77	0,46	0,46	0,00

“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M61	M61	M61	M61	M61	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	labradorita	labradorita	bitownita	bitownita	bitownita	oligoclasa	andesina	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa
N° ANÁLISIS	M61-21	M61-26	M61-66	M61-25	M61-26	M53-5-L1	M53-6-L2	M53-7-L3	M53-13	M53-22
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	54,31	52,34	46,93	46,77	50,55	61,55	59,74	61,72	63,19	61,47
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,86	29,79	33,62	33,44	31,07	23,80	25,07	23,88	22,68	23,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,07	0,25	<0,04	<0,04	0,26	0,09	<0,04	<0,04	0,12	<0,04
MnO	0,06	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	11,86	13,16	17,25	17,61	14,45	5,45	7,09	5,52	4,11	5,22
BaO	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,11	0,05	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,39
Na <sub>2</sub> O	5,12	4,36	1,51	1,59	3,46	8,72	7,72	8,50	9,34	8,85
K <sub>2</sub> O	0,07	0,09	0,00	0,03	0,03	0,06	0,09	0,05	0,10	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>100,36</b>	<b>100,12</b>	<b>99,36</b>	<b>99,44</b>	<b>99,82</b>	<b>99,67</b>	<b>99,89</b>	<b>99,75</b>	<b>99,54</b>	<b>99,61</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,45	2,38	2,14	2,13	2,31	2,74	2,67	2,74	2,80	2,75
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,53	1,59	1,81	1,80	1,67	1,25	1,32	1,25	1,19	1,23
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,94</b>	<b>3,93</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,45	0,38	0,13	0,14	0,31	0,75	0,67	0,73	0,80	0,77
Ca	0,57	0,64	0,84	0,86	0,71	0,26	0,34	0,26	0,20	0,25
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Σ A</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,08</b>	<b>1,11</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>5,04</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,02</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,56	0,62	0,86	0,86	0,70	0,26	0,33	0,26	0,19	0,24
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	43,40	36,79	12,32	12,64	29,91	73,88	65,77	73,27	79,82	74,62
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	55,55	61,53	77,78	77,36	69,06	25,52	33,65	26,41	19,41	24,32
Or (K, Ba)	0,58	0,67	0,17	0,25	0,15	0,40	0,51	0,27	0,73	1,06

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M53						
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa						
N° ANÁLISIS	M53-24	M53-25	M53-26	M53-28	M53-29	M53-36	M53-37	M53-47-L1	M53-47-L2
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	60,51	60,73	60,91	61,15	61,51	63,56	63,47	61,13	61,05
TiO <sub>2</sub>	0,10	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	<0,05	0,10	0,10	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,27	24,21	23,73	23,65	23,70	22,41	22,47	23,78	23,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,11	0,14	<0,04	<0,04	0,06	<0,04	0,15	<0,04	<0,04
MnO	<0,04	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
CaO	6,15	5,93	5,73	5,49	5,51	3,53	3,92	5,58	5,85
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	0,05	0,13	0,05
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,20	0,25	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	8,12	8,36	8,51	8,69	8,62	9,69	9,63	8,64	8,45
K <sub>2</sub> O	0,15	0,15	0,13	0,12	0,08	0,11	0,06	0,07	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,41</b>	<b>99,52</b>	<b>99,07</b>	<b>99,14</b>	<b>99,70</b>	<b>99,49</b>	<b>100,10</b>	<b>99,44</b>	<b>99,38</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,71	2,71	2,77	2,78	2,77	2,84	2,83	2,77	2,77
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,28	1,28	1,27	1,27	1,26	1,18	1,18	1,27	1,28
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,05</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,03</b>	<b>4,03</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,70	0,72	0,75	0,76	0,75	0,84	0,83	0,76	0,74
Ca	0,29	0,28	0,17	0,16	0,16	0,10	0,11	0,16	0,17
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>0,92</b>	<b>0,93</b>	<b>0,91</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,93</b>	<b>0,91</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>4,97</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>	<b>4,98</b>	<b>4,99</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,29	0,28	0,18	0,17	0,17	0,11	0,12	0,17	0,19
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	69,88	71,15	81,32	82,34	82,36	88,29	87,06	81,89	81,19
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	29,25	27,89	18,02	17,21	17,32	10,58	11,76	17,66	18,60
Or (K, Ba)	0,88	0,84	0,48	0,44	0,32	1,09	1,08	0,28	0,21

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa
N° ANÁLISIS	M53-47-L3	M53-47-L4	M53-47-L5	M53-47-L6	M53-47-L7	M53-49	M53-51	M53-61
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>								
SiO <sub>2</sub>	61,44	61,62	60,47	61,64	61,48	61,29	61,78	61,21
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,10	<0,05	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,52	23,51	24,41	24,03	23,65	23,91	23,56	23,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	0,15	0,10	0,22
MnO	0,13	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01
CaO	5,30	5,32	6,38	5,65	5,44	5,64	5,63	5,57
BaO	0,10	<0,04	<0,04	0,09	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	0,39	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,44	<0,17
Na <sub>2</sub> O	8,57	8,73	8,25	8,58	8,74	8,48	8,57	8,53
K <sub>2</sub> O	0,11	0,04	0,10	0,06	0,05	0,09	0,10	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,56</b>	<b>99,28</b>	<b>99,61</b>	<b>100,06</b>	<b>99,38</b>	<b>99,72</b>	<b>100,20</b>	<b>99,22</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>								
Si	2,78	2,79	2,75	2,77	2,78	2,76	2,78	2,77
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ti	1,26	1,25	1,31	1,27	1,26	1,27	1,25	1,25
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
<b>Σ T</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,05</b>	<b>4,05</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,75	0,77	0,73	0,75	0,77	0,74	0,75	0,75
Ca	0,15	0,15	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,93</b>	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,93</b>	<b>0,91</b>	<b>0,93</b>	<b>0,91</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,97</b>	<b>4,97</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>
<b>Parámetros calculados</b>								
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,17	0,17	0,20	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Según Deer et al. (1992)</b>								
Ab (Na)	81,17	83,12	79,36	81,79	82,74	81,46	80,51	81,95
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	16,72	16,73	20,19	17,91	16,94	17,82	17,40	17,66
Or (K, Ba)	1,87	0,14	0,40	0,24	0,18	0,72	1,98	0,37

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa
N° ANÁLISIS	M53-62	M53-64	M53-85	M53-86	M53-87	M53-88	M53-89	M53-91	M53-92	M53-93
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	60,89	61,45	64,52	61,72	63,13	61,51	62,86	62,83	62,38	61,88
TiO <sub>2</sub>	<0,05	0,10	<0,05	0,24	<0,05	0,10	<0,05	<0,05	<0,05	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,77	23,67	22,01	23,48	23,08	23,69	22,69	22,64	23,22	23,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	<0,04	0,09	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
CaO	5,51	5,46	3,43	4,86	4,61	5,38	4,52	4,33	5,35	5,35
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,08	0,05	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	0,25	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,59	<0,17	<0,17	0,25	<0,17
Na <sub>2</sub> O	8,72	8,58	9,94	9,00	9,08	8,77	9,19	8,68	8,82	8,77
K <sub>2</sub> O	0,11	0,03	0,07	0,08	0,07	0,09	0,10	0,91	0,10	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,24</b>	<b>99,29</b>	<b>100,09</b>	<b>99,39</b>	<b>99,97</b>	<b>100,21</b>	<b>99,43</b>	<b>99,39</b>	<b>100,13</b>	<b>99,56</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,77	2,78	2,86	2,79	2,82	2,77	2,83	2,84	2,80	2,79
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,27	1,26	1,15	1,25	1,22	1,26	1,20	1,20	1,23	1,24
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,02</b>	<b>4,04</b>	<b>4,04</b>	<b>4,03</b>	<b>4,03</b>	<b>4,04</b>	<b>4,03</b>	<b>4,04</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,77	0,75	0,86	0,79	0,79	0,77	0,80	0,76	0,77	0,77
Ca	0,16	0,16	0,10	0,14	0,13	0,15	0,13	0,12	0,15	0,15
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,94</b>	<b>0,91</b>	<b>0,96</b>	<b>0,93</b>	<b>0,92</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>0,92</b>	<b>0,94</b>	<b>0,92</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,98</b>	<b>4,96</b>	<b>4,98</b>	<b>4,98</b>	<b>4,96</b>	<b>4,98</b>	<b>4,97</b>	<b>4,96</b>	<b>4,97</b>	<b>4,97</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,17	0,17	0,10	0,15	0,14	0,17	0,14	0,14	0,17	0,17
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	81,68	82,50	89,23	84,51	85,42	80,97	85,66	82,83	82,14	83,03
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	16,98	17,27	10,13	15,05	14,27	16,50	13,96	13,59	16,39	16,66
Or (K, Ba)	1,30	0,13	0,59	0,31	0,27	2,45	0,38	3,50	1,25	0,30

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa
N° ANÁLISIS	M53-100	M53-102	M53-103	M53-120	M53-121	M53-122	M53-123	M53-124	M53-8	M53-14
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	62,45	61,81	61,65	61,77	62,00	64,07	63,05	63,73	63,75	63,51
TiO <sub>2</sub>	0,07	<0,05	0,07	<0,05	0,12	0,15	0,10	0,12	<0,05	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,75	23,38	23,74	23,67	23,68	18,51	18,41	18,48	18,26	18,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,10	0,08	0,06	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MnO	0,09	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	<0,04	0,06	<0,04	0,09
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	4,56	5,17	5,61	5,44	5,62	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,07	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	0,20	<0,17	<0,17	0,54	1,03	1,13	0,59	0,59
Na <sub>2</sub> O	9,04	8,72	8,62	8,67	8,27	0,38	0,41	0,49	0,53	0,36
K <sub>2</sub> O	0,05	0,07	0,07	0,05	0,38	16,52	16,22	16,09	16,47	16,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,14</b>	<b>99,23</b>	<b>100,02</b>	<b>99,60</b>	<b>100,08</b>	<b>100,35</b>	<b>99,26</b>	<b>100,10</b>	<b>100,06</b>	<b>100,22</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,82	2,79	2,78	2,78	2,79	3,04	3,03	3,03	3,05	3,05
Al <sup>IV</sup>	1,21	1,25	1,26	1,26	1,26	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,04</b>	<b>4,04</b>	<b>4,05</b>	<b>4,08</b>	<b>4,08</b>	<b>4,07</b>	<b>4,08</b>	<b>4,08</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,79	0,76	0,75	0,76	0,72	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03
Ca	0,13	0,15	0,16	0,16	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,61	0,61	0,60	0,62	0,62
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02
<b>Σ A</b>	<b>0,93</b>	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,90</b>	<b>0,67</b>	<b>0,69</b>	<b>0,69</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,96</b>	<b>4,96</b>	<b>4,96</b>	<b>4,96</b>	<b>4,94</b>	<b>4,75</b>	<b>4,76</b>	<b>4,76</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,14	0,16	0,18	0,17	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,95	0,94	0,93	0,93	0,95
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	85,31	83,38	81,51	82,59	80,47	5,13	5,56	6,60	7,19	5,00
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	14,16	16,26	17,50	17,14	17,99	0,38	0,01	0,00	0,00	0,18
Or (K, Ba)	0,36	0,26	0,98	0,18	1,51	94,09	94,14	93,23	92,78	94,58

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa
N° ANÁLISIS	M53-31-L1	M53-32-L2	M53-33	M53-34	M53-35	M53-45	M53-46	M53-50	M53-63	M53-69	M53-90
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>											
SiO <sub>2</sub>	63,64	63,74	64,00	63,46	63,66	64,00	63,40	64,35	63,78	63,77	63,56
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	0,20	0,10	0,22	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,53	18,50	18,12	18,36	18,51	18,35	18,35	18,45	18,23	18,43	18,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,06	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,12	<0,04	<0,04	0,14
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,11	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,13	0,07	0,00	0,00
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,06
SrO	1,13	0,39	0,30	1,08	0,94	0,74	0,79	0,39	0,59	0,64	0,98
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,45	0,36	0,39	0,28	0,38	0,35	0,79	0,62	0,36	0,34
K <sub>2</sub> O	16,37	16,28	16,65	16,26	16,19	16,38	16,24	15,75	16,04	16,32	16,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>100,51</b>	<b>99,37</b>	<b>99,66</b>	<b>99,69</b>	<b>99,81</b>	<b>99,88</b>	<b>99,18</b>	<b>100,01</b>	<b>99,45</b>	<b>99,54</b>	<b>99,58</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>											
Si	3,03	3,05	3,06	3,04	3,04	3,05	3,04	3,05	3,05	3,05	3,04
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,04	1,04	1,02	1,04	1,04	1,03	1,04	1,03	1,03	1,04	1,03
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>4,09</b>	<b>4,08</b>	<b>4,08</b>	<b>4,09</b>	<b>4,08</b>	<b>4,08</b>	<b>4,09</b>	<b>4,08</b>	<b>4,09</b>	<b>4,08</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,07	0,06	0,03	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,61	0,61	0,62	0,61	0,61	0,61	0,61	0,58	0,60	0,61	0,61
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04
<b>Σ A</b>	<b>1,03</b>	<b>0,67</b>	<b>0,67</b>	<b>0,69</b>	<b>0,67</b>	<b>0,67</b>	<b>0,67</b>	<b>0,67</b>	<b>0,68</b>	<b>0,67</b>	<b>0,68</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>4,76</b>	<b>4,75</b>	<b>4,76</b>	<b>4,75</b>	<b>4,76</b>	<b>4,76</b>	<b>4,76</b>	<b>4,76</b>	<b>4,75</b>	<b>4,76</b>
<i>Parámetros calculados</i>											
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,94	0,94	0,95	0,94	0,96	0,94	0,95	0,88	0,91	0,95	0,95
<i>Según Deer et al. (1992)</i>											
Ab (Na)	5,25	6,33	5,00	5,24	3,91	5,14	4,89	10,76	8,43	4,94	4,62
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	0,01	0,00	0,04	0,13	0,08	0,15	0,12	0,57	0,32	0,00	0,19
Or (K, Ba)	94,67	93,67	94,62	94,51	95,93	94,62	94,79	88,68	90,96	94,91	95,18

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M55	M55	M55	M55	M55	M55	M55	M55	M55	M55
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	ortoclasa
N° ANÁLISIS	M55-c7-9	M55-c7-10	M55-c9-15	M55-c9-16	M55-c9-17	M55-c10-24	M55-c12-27	M55-c12-28	M55-c7-12	M55-c8-13
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>										
SiO <sub>2</sub>	62,45	62,57	62,47	62,33	62,17	63,89	62,36	63,02	64,74	63,50
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,40	23,17	22,81	23,04	23,44	21,93	23,23	22,67	18,39	18,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	<0,04	<0,04	0,31	0,09	0,16	0,06	0,08	0,15	<0,04
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	5,19	4,85	3,99	4,83	5,19	3,42	4,91	4,13	0,00	0,00
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,54	0,55
Na <sub>2</sub> O	9,14	8,92	9,38	9,03	8,68	10,15	9,16	9,93	0,37	0,44
K <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,34	0,14	0,14	0,08	0,10	0,07	16,52	16,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,04	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>100,27</b>	<b>99,66</b>	<b>99,01</b>	<b>99,68</b>	<b>99,74</b>	<b>99,63</b>	<b>99,82</b>	<b>99,92</b>	<b>100,70</b>	<b>99,16</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>										
Si	2,76	2,78	2,79	2,77	2,76	2,83	2,77	2,80	2,99	2,98
Al <sup>IV</sup>	1,22	1,21	1,19	1,20	1,22	1,14	1,21	1,18	0,96	0,95
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,98</b>	<b>3,95</b>	<b>3,93</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,78	0,77	0,80	0,77	0,74	0,87	0,79	0,85	0,03	0,04
Ca	0,25	0,23	0,19	0,23	0,25	0,16	0,23	0,20	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,93	0,93
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Σ A</b>	<b>1,04</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,04</b>	<b>1,02</b>	<b>1,05</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,02</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>4,93</b>	<b>4,91</b>
<b>Parámetros calculados</b>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,24	0,23	0,19	0,23	0,25	0,16	0,23	0,19	0,00	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,97	0,96
<b>Según Deer et al. (1992)</b>										
Ab (Na)	75,68	76,29	79,40	76,51	74,49	83,87	76,70	80,86	3,23	3,87
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	23,74	22,90	18,68	22,59	24,60	15,61	22,74	18,60	0,01	0,01
Or (K, Ba)	0,50	0,69	1,88	0,80	0,79	0,50	0,56	0,45	96,73	96,03

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldspatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M55	M55	M57	M57	M57	M57	M57	M57	M57	M57
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	ortoclasa	ortoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa
Nº ANÁLISIS	M55-c8-14	M55-c9-18	M57-C3-14	M57-C3-15	M57-16-L1	M57-17-L2	M57-18-L3	M57-19-L4	M57-20-L5	M57-21-L6
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	63,88	64,35	62,23	61,67	62,38	62,69	63,06	62,76	63,16	63,22
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	0,00	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,39	18,50	23,71	23,48	23,57	23,22	23,29	23,13	23,34	23,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	0,08	0,08	0,22	<0,04	<0,04	0,06	<0,04	<0,04	0,05
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	0,04	0,00	5,33	5,41	5,13	4,73	4,85	4,82	4,84	4,65
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	0,83	0,56	0,00	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,48	8,66	8,83	9,10	9,06	9,06	8,98	9,21	9,32
K <sub>2</sub> O	16,31	16,28	0,07	0,12	0,14	0,22	0,21	0,13	0,19	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>99,90</b>	<b>100,27</b>	<b>100,09</b>	<b>99,75</b>	<b>100,34</b>	<b>99,93</b>	<b>100,54</b>	<b>99,81</b>	<b>100,76</b>	<b>100,60</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>										
Si	2,98	2,98	2,76	2,75	2,76	2,78	2,78	2,78	2,78	2,78
Al <sup>IV</sup>	0,96	0,96	1,24	1,23	1,23	1,21	1,21	1,21	1,21	1,20
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,94</b>	<b>3,95</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,74	0,76	0,78	0,78	0,77	0,77	0,79	0,80
Ca	0,00	0,00	0,25	0,26	0,24	0,22	0,23	0,23	0,23	0,22
K	0,92	0,92	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,98</b>	<b>0,97</b>	<b>1,00</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>4,92</b>	<b>4,92</b>	<b>5,00</b>	<b>5,02</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,25	0,25	0,24	0,22	0,23	0,23	0,22	0,21
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,96	0,96	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Según Deer et al. (1992)</i>										
Ab (Na)	3,94	4,22	74,32	74,13	75,61	76,67	76,22	76,44	76,61	77,76
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	0,19	0,01	25,26	25,10	23,57	22,12	22,52	22,69	22,22	21,46
Or (K, Ba)	95,86	95,77	0,38	0,67	0,76	1,21	1,17	0,81	1,09	0,75

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M57	M57	M57	M57	M57	M57	M57	M57	M57
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	oligoclasa	ortoclasa
N° ANÁLISIS	M57-22-L7	M57-23-L8	M57-24-L9	M57-c4-25	M57-13	M57-c9-L1	M57-c9-L2	M57-c9-L3	M57-c6-33
<b>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</b>									
SiO <sub>2</sub>	62,76	62,89	63,93	63,13	62,42	62,16	62,75	62,39	64,84
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	0,00	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,42	23,37	22,64	23,41	23,62	23,39	22,92	23,27	18,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	0,06	0,07	0,00	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	0,00	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	4,88	4,75	4,01	5,04	5,21	5,12	4,44	4,88	0,01
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	0,00	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
SrO	<0,17	<0,17	<0,17	0,00	<0,17	<0,17	<0,17	<0,17	0,41
Na <sub>2</sub> O	8,97	9,09	9,59	9,00	8,78	8,80	9,25	9,04	0,48
K <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,10	0,08	0,10	0,11	0,11	0,10	16,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
<b>TOTAL</b>	<b>100,16</b>	<b>100,27</b>	<b>100,34</b>	<b>100,12</b>	<b>100,12</b>	<b>99,61</b>	<b>99,47</b>	<b>99,68</b>	<b>100,94</b>
<b>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</b>									
Si	2,77	2,78	2,82	2,78	2,76	2,77	2,79	2,77	2,98
Al <sup>IV</sup>	1,22	1,22	1,18	1,21	1,23	1,23	1,20	1,22	1,01
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,77	0,78	0,82	0,77	0,75	0,76	0,80	0,78	0,04
Ca	0,23	0,22	0,19	0,24	0,25	0,24	0,21	0,23	0,00
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,97
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Σ A</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>
<b>Parámetros calculados</b>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,23	0,22	0,19	0,24	0,25	0,24	0,21	0,23	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,96
<b>Según Deer et al. (1992)</b>									
Ab (Na)	76,38	77,08	80,75	76,01	74,87	75,19	78,36	76,48	4,22
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	22,98	22,26	18,67	23,53	24,55	24,18	20,80	22,79	0,02
Or (K, Ba)	0,63	0,65	0,58	0,46	0,57	0,63	0,77	0,68	95,68

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M57	M57	M57	M57	M304	M304	M304-4	M304	M304
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	andesina	andesina	andesina	andesina	andesina
N° ANÁLISIS	M57-c6-34	M57-c6-35	M57-c6-36	M57-c6-37	M304-8	M304-3	M304-4	M304-7	M304-28
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>									
SiO <sub>2</sub>	64,60	64,06	64,57	64,44	61,18	58,37	59,21	59,90	60,52
TiO <sub>2</sub>	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,00	0,00	0,16	0,07	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,51	18,50	18,58	18,46	24,01	25,66	24,76	25,02	24,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,85	0,20	0,14	0,28	1,28
MnO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00
MgO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,01	0,02	5,99	8,24	6,98	6,89	6,58
BaO	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,19	0,00	0,05	0,00	0,02
SrO	0,62	0,60	0,59	0,51	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,44	0,50	0,56	8,30	7,09	7,54	7,61	7,72
K <sub>2</sub> O	16,10	16,14	16,31	16,22	0,14	0,09	0,09	0,10	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>100,33</b>	<b>99,74</b>	<b>100,57</b>	<b>100,21</b>	<b>100,69</b>	<b>99,74</b>	<b>99,02</b>	<b>99,92</b>	<b>100,46</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>									
Si	2,99	2,98	2,98	2,98	2,71	2,62	2,67	2,67	2,69
Al <sup>IV</sup>	1,01	1,01	1,01	1,01	1,25	1,36	1,31	1,32	1,27
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,05	0,05	0,71	0,62	0,66	0,66	0,67
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,40	0,34	0,33	0,31
K	0,95	0,96	0,96	0,96	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,99</b>
<i>Parámetros calculados</i>									
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,39	0,34	0,33	0,32
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,95	0,96	0,95	0,95	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Según Deer et al. (1992)</i>									
Ab (Na)	4,48	3,91	4,44	4,90	68,72	60,03	65,20	65,53	64,50
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	0,00	0,00	0,06	0,09	27,49	38,75	33,35	32,79	30,42
Or (K, Ba)	95,32	95,99	95,48	94,81	1,06	0,50	0,60	0,58	0,79

**Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.**

MUESTRA/MAPA	M304	M304	M304	M304	M304	M304	M304	M304	M86	M86	M86	M86
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	andesina	andesina	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	ortoclasa	albita	albita	albita	albita
N° ANÁLISIS	M304-29	M304-30	M304-1	M304-2	M304-5	M304-6	M304-26	M304-27	M86-1	M86-2	M86-3	M86-4
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>												
SiO <sub>2</sub>	58,80	59,94	63,59	63,81	63,61	63,13	63,24	63,79	69,16	68,78	68,73	68,73
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,05	0,09	0,12	0,00	0,07	0,16	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,95	24,66	18,44	18,28	18,03	18,38	18,00	18,49	19,62	19,66	19,61	19,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,40	0,77	0,00	0,57	0,79	1,13	0,62	0,17	0,01	0,00	0,03	0,00
MnO	0,00	0,02	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	0,08	<0,04	0,01	0,00	0,02	0,02
MgO	0,00	0,00	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,28	6,63	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,11	0,04	0,20	0,13
BaO	0,09	0,01	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,00	0,20	0,00	0,07
SrO	0,00	0,00	0,99	0,99	0,52	1,04	0,75	1,18	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	7,51	7,94	0,56	0,47	0,65	0,62	0,59	0,52	11,71	11,69	11,56	11,47
K <sub>2</sub> O	0,13	0,24	16,03	16,02	15,85	15,89	15,89	15,96	0,02	0,03	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>99,34</b>	<b>100,27</b>	<b>99,70</b>	<b>100,27</b>	<b>99,50</b>	<b>100,32</b>	<b>99,34</b>	<b>100,13</b>	<b>100,75</b>	<b>100,41</b>	<b>100,17</b>	<b>100,15</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>												
Si	2,65	2,67	2,97	2,97	2,98	2,95	2,97	2,97	3,00	2,99	2,99	2,99
Al <sup>IV</sup>	1,32	1,30	1,02	1,00	0,99	1,01	1,00	1,02	1,00	1,01	1,01	1,01
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,01</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,66	0,69	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,98	0,99	0,98	0,97
Ca	0,35	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,96	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,98</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>5,01</b>	<b>5,03</b>	<b>5,02</b>	<b>5,01</b>	<b>4,99</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>4,98</b>
<i>Parámetros calculados</i>												
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,35	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,01	0,01	0,95	0,96	0,94	0,94	0,95	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>												
Ab (Na)	63,66	65,77	4,92	4,14	5,63	5,27	5,11	4,61	99,32	99,27	98,86	99,00
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	34,32	30,38	0,06	0,05	0,04	0,06	0,01	0,10	0,56	0,21	1,03	0,74
Or (K, Ba)	0,71	1,30	95,02	93,85	91,65	90,74	92,46	94,65	0,12	0,52	0,11	0,26

Cuadro 3.3.6 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los feldespatos analizados y parámetros calculados.

MUESTRA/MAPA	M86	M86	M86
Tipo de feldespato según Smith & Brown (1988)	albita	albita	albita
Nº ANÁLISIS	M86-5	M86-6	M86-7
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>			
SiO <sub>2</sub>	68,83	68,18	68,80
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	19,79	19,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,01	0,01	0,00
MnO	0,00	0,02	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00
CaO	0,19	0,41	0,01
BaO	0,00	0,00	0,17
SrO	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	11,81	11,45	12,00
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>100,71</b>	<b>99,89</b>	<b>100,53</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 8 oxígenos</i>			
Si	2,99	2,98	2,99
Al <sup>IV</sup>	1,01	1,02	1,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Na	0,99	0,97	1,01
Ca	0,01	0,02	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>1,02</b>
<b>Σ (T+A)</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>	<b>5,01</b>
<i>Parámetros calculados</i>			
X <sub>Ca</sub> = Ca/(Na+K+Ca)	0,01	0,02	0,00
X <sub>K</sub> = K/(Na+K+Ca)	0,00	0,00	0,00
<i>Según Deer et al. (1992)</i>			
Ab (Na)	98,96	97,80	99,56
An (Ca, Sr, Mg, Fe <sup>2+</sup> , Mn)	0,92	2,03	0,07
Or (K, Ba)	0,11	0,17	0,37

**Cuadro 3.3.7. Análisis de microsonda electrónica de las micas analizadas y parámetros calculados.**

MUESTRA	M61	M61	M73	M73	M304	M304	M304	M304	M304	M304
Tipo de mica según Tischendorf <i>et al.</i> (2007)	siderofilit a	annita	annita	annita	flogopita	siderofilit a	annita	siderofilit a	siderofilit a	flogopita
Nº ANÁLISIS	M61A-74	M61A-75	M73-21	M73-17	M304-16	M304-17	M304-19	M304-35	M304-34	M304-36
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	38,68	37,96	37,89	37,62	38,24	39,05	38,38	38,45	39,21	39,37
TiO <sub>2</sub>	1,05	2,26	1,89	2,60	1,60	1,55	2,08	1,62	1,80	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,41	16,26	17,46	15,66	17,03	17,13	16,41	17,12	17,38	16,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,04	0,09	0,24	0,21
FeOT*	15,22	16,70	20,65	21,87	15,84	14,60	17,63	15,87	15,65	15,90
MnO	0,07	0,22	0,25	0,17	0,19	0,16	0,18	0,11	0,22	0,19
MgO	12,12	10,96	8,93	8,10	12,19	12,13	10,92	11,73	12,39	11,48
CaO	0,25	0,18	0,12	0,24	0,19	0,20	0,37	0,27	0,23	0,19
ZnO	0,15	0,08	0,10	0,00	0,00	0,09	0,06	0,05	0,00	0,05
BaO	0,47	0,33	0,22	0,00	0,00	0,09	0,00	0,27	0,00	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,12	0,00	0,11	0,06	0,15	0,06	0,10	0,10	0,15
K <sub>2</sub> O	8,41	8,36	8,53	7,71	8,36	8,80	8,23	8,44	8,44	8,37
F	0,19	0,06	0,00	0,00	0,47	0,44	0,16	0,22	0,04	0,04
Cl	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
O = F,Cl	-0,09	-0,03	0,00	0,00	-0,21	-0,18	-0,07	-0,10	-0,02	-0,03
<b>TOTAL</b>	<b>94,10</b>	<b>93,49</b>	<b>96,04</b>	<b>94,12</b>	<b>94,05</b>	<b>94,23</b>	<b>94,44</b>	<b>94,26</b>	<b>95,68</b>	<b>94,79</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 11 oxígenos</i>										
Si	2,90	2,89	2,85	2,90	2,88	2,92	2,89	2,89	2,88	2,93
Al <sup>IV</sup>	1,10	1,11	1,15	1,10	1,12	1,08	1,11	1,11	1,12	1,07
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Ti	0,06	0,13	0,11	0,15	0,09	0,09	0,12	0,09	0,10	0,10
Al <sup>VI</sup>	0,44	0,35	0,40	0,32	0,39	0,43	0,35	0,40	0,39	0,41
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe*	0,95	1,06	1,30	1,41	1,00	0,91	1,11	1,00	0,96	0,99
Mg	1,36	1,24	1,00	0,93	1,37	1,35	1,23	1,31	1,36	1,27
Mn	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Zn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ M</b>	<b>2,82</b>	<b>2,81</b>	<b>2,84</b>	<b>2,83</b>	<b>2,86</b>	<b>2,79</b>	<b>2,83</b>	<b>2,82</b>	<b>2,84</b>	<b>2,80</b>
Ca	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Na	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,80	0,81	0,82	0,76	0,80	0,84	0,79	0,81	0,79	0,80
Ba	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>Σ A</b>	<b>0,86</b>	<b>0,85</b>	<b>0,84</b>	<b>0,79</b>	<b>0,83</b>	<b>0,88</b>	<b>0,83</b>	<b>0,85</b>	<b>0,82</b>	<b>0,84</b>
Σ (T+M+A)	7,68	7,66	7,67	7,62	7,68	7,67	7,66	7,67	7,66	7,64
F	0,05	0,02	0,00	0,00	0,11	0,10	0,04	0,05	0,01	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH- (calculado)	1,95	1,98	2,00	2,00	1,88	1,90	1,96	1,94	1,99	1,99
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
Mg/(Mg+Fe)	0,59	0,54	0,44	0,40	0,58	0,60	0,52	0,57	0,59	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (% en peso)	3,90	3,90	3,98	3,89	3,75	3,81	3,90	3,88	4,06	4,00
Total (+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> )	98,00	97,39	100,02	98,01	97,81	98,04	98,34	98,14	99,73	98,78
FeOT*+MnO	15,29	16,92	20,90	22,04	16,03	14,76	17,81	15,98	15,87	16,09
Al <sup>T</sup>	1,54	1,46	1,55	1,42	1,51	1,51	1,46	1,52	1,51	1,48
Fe <sup>T</sup> +Mn+Ti-Al <sup>VI</sup>	0,58	0,86	1,02	1,25	0,71	0,58	0,89	0,69	0,69	0,69
Mg+Fe <sup>T</sup> +Mn	2,31	2,32	2,32	2,35	2,38	2,27	2,35	2,32	2,33	2,28
10xTiO <sub>2</sub>	10,53	22,60	18,90	26,00	15,96	15,54	20,80	16,16	18,00	17,00

\* Fe total como FeO

**Cuadro 3.3.7 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de las micas analizadas y parámetros calculados.**

MUESTRA	M304	M55	M55	M57	M57
Tipo de mica según Tischendorf <i>et al.</i> (2007)	siderofilita	Mg- biotita	Mg- biotita	annita	siderofilita
N° ANÁLISIS	M304-18	M55-c6-9	M55-c6- 10	M57-c4-29	M57-c4-31
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>					
SiO <sub>2</sub>	37,96	39,55	39,56	37,80	39,30
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,42	1,35	1,84	1,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,89	16,40	16,25	15,65	16,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,00	0,11	0,04
FeO <sup>T*</sup>	16,50	18,17	18,21	18,50	16,28
MnO	0,23	0,28	0,20	0,19	0,17
MgO	11,53	10,46	10,33	10,96	11,04
CaO	0,20	0,08	0,14	0,14	0,13
ZnO	0,09	0,09	0,06	0,02	0,03
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,06	0,08	0,07	0,04
K <sub>2</sub> O	8,35	8,49	8,13	8,20	8,66
F	0,20	0,56	0,42	0,48	0,63
Cl	0,02	0,02	0,05	0,11	0,04
O = F,Cl	-0,09	-0,24	-0,19	-0,22	-0,27
TOTAL	93,19	95,34	94,59	93,82	93,78
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 11 oxígenos</i>					
Si	2,89	2,96	2,98	2,90	2,97
Al <sup>IV</sup>	1,11	1,04	1,02	1,10	1,03
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Ti	0,06	0,08	0,08	0,11	0,07
Al <sup>VI</sup>	0,41	0,41	0,42	0,31	0,44
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe*	1,05	1,14	1,15	1,19	1,03
Mg	1,31	1,17	1,16	1,25	1,24
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ M</b>	<b>2,85</b>	<b>2,82</b>	<b>2,82</b>	<b>2,87</b>	<b>2,79</b>
Ca	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,81	0,81	0,78	0,80	0,83
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ A</b>	<b>0,85</b>	<b>0,83</b>	<b>0,80</b>	<b>0,82</b>	<b>0,85</b>
Σ (T+M+A)	7,71	7,64	7,62	7,69	7,64
F	0,05	0,13	0,10	0,12	0,15
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
OH- (calculado)	1,95	1,86	1,89	1,87	1,85
<b>Σ W</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>					
Mg/(Mg+Fe)	0,55	0,51	0,50	0,51	0,55
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (% en peso)	3,84	3,73	3,77	3,66	3,66
Total (+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> )	97,03	99,07	98,36	97,49	97,44
FeO <sup>T*</sup> +MnO	16,73	18,45	18,41	18,69	16,45
Al <sup>T</sup>	1,52	1,45	1,44	1,41	1,47
Fe <sup>T</sup> +Mn+Ti-Al <sup>VI</sup>	0,72	0,83	0,82	0,99	0,67
Mg+Fe <sup>T</sup> +Mn	2,38	2,32	2,32	2,45	2,28
10xTiO <sub>2</sub>	10,536	14,2	13,5	18,4	12,5

\* Fe total como FeO

**Cuadro 3.3.8. Análisis de microsonda electrónica de las cloritas analizadas de las muestras y parámetros calculados.**

MUESTRA	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M1	M300/M2	M300/M2	M300/M4	M300/M6
Tipo de clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita
N° ANÁLISIS	M300-84	M300-85	M300-102r	M300-103r	M300-104r	M300-105r	M300-48r	M300-49r	M300-168	M300-227
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	29,26	30,74	27,42	27,42	26,52	26,57	26,82	28,18	29,89	31,12
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,07	0,09	0,00	0,05	0,07	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,73	19,74	22,46	22,97	20,01	19,95	19,60	22,21	19,95	17,42
FeOT	8,23	7,90	13,30	12,85	27,63	28,51	25,63	11,05	6,86	8,55
MnO	0,00	0,00	0,09	0,05	0,38	0,42	0,20	0,10	0,00	0,03
MgO	28,52	29,19	24,38	24,47	14,04	12,00	15,02	25,32	28,53	26,97
CaO	0,17	0,40	0,10	0,11	0,22	0,59	0,46	0,63	0,91	2,99
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,05	0,02	0,05	0,02	0,13	0,03	0,06	0,09	0,14
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,04	0,01	0,02	0,05
F	0,09	0,00	0,07	0,00	0,00	0,11	0,02	0,00	0,23	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,04
O = F,Cl	-0,04	0,00	-0,03	-0,01	0,00	-0,05	-0,01	-0,01	-0,10	-0,01
<b>TOTAL</b>	<b>86,09</b>	<b>88,02</b>	<b>87,85</b>	<b>87,99</b>	<b>88,93</b>	<b>88,33</b>	<b>87,84</b>	<b>87,64</b>	<b>86,47</b>	<b>87,44</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 14 oxígenos</i>										
Si	2,86	2,93	2,70	2,69	2,79	2,83	2,83	2,75	2,90	3,03
Al <sup>IV</sup>	1,14	1,07	1,30	1,31	1,21	1,17	1,17	1,25	1,10	0,97
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>									
Al <sup>VI</sup>	1,14	1,14	1,30	1,34	1,27	1,34	1,26	1,30	1,17	1,02
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,67	0,63	1,09	1,05	2,43	2,54	2,26	0,90	0,56	0,70
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
Mg	4,16	4,15	3,58	3,57	2,20	1,91	2,36	3,68	4,12	3,91
Ca	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,07	0,05	0,07	0,09	0,31
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Σ M</b>	<b>6,00</b>	<b>5,97</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>5,97</b>	<b>5,92</b>	<b>5,96</b>	<b>5,98</b>	<b>5,97</b>	<b>5,98</b>
F	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,07	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
OH <sup>-</sup> (calculated)	7,97	8,00	7,98	7,99	8,00	7,96	7,99	8,00	7,93	7,99
Σ (F, Cl, OH <sup>-</sup> calc.)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Σ T+M</b>	<b>12,00</b>									
<i>Parámetros calculados</i>										
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0,35	0,25	0,25	0,35	0,10	0,05	0,10	0,30	0,30	0,05
Mg/(Fe <sup>T</sup> + Mg)	0,86	0,87	0,77	0,77	0,48	0,43	0,51	0,80	0,88	0,85
Total + H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	98,32	100,61	100,00	100,23	100,33	99,53	99,21	99,92	98,73	99,77

Cuadro 3.3.8 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de las cloritas analizadas de las muestras y parámetros calculados.

MUESTRA	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M300/M6	M51	M51
Tipo de clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita	Clorita
N° ANÁLISIS	M300-228	M300-229	M300-230	M300-231	M51-C1-31	M51-C1-32
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>						
SiO <sub>2</sub>	32,25	29,45	28,32	27,08	27,21	27,55
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,00	0,00	0,20	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,57	19,03	21,52	21,90	20,07	20,06
FeOT	8,86	8,81	8,90	9,15	19,88	19,48
MnO	0,08	0,02	0,03	0,02	0,25	0,26
MgO	27,16	28,47	28,18	26,74	19,31	19,18
CaO	1,68	0,33	0,13	0,08	0,02	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,05	0,02	0,06	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
F	0,02	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
O = F,Cl	-0,01	-0,01	-0,04	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>86,71</b>	<b>86,22</b>	<b>87,18</b>	<b>85,04</b>	<b>87,02</b>	<b>86,62</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 14 oxígenos</i>						
Si	3,14	2,89	2,75	2,70	2,80	2,84
Al <sup>IV</sup>	0,86	1,11	1,25	1,30	1,20	1,16
<b>Σ T</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al <sup>VI</sup>	1,05	1,09	1,21	1,27	1,24	1,28
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,72	0,72	0,72	0,76	1,71	1,68
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Mg	3,95	4,16	4,07	3,97	2,97	2,95
Ca	0,18	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ M</b>	<b>5,91</b>	<b>6,02</b>	<b>6,03</b>	<b>6,02</b>	<b>5,97</b>	<b>5,94</b>
F	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH <sup>-</sup> calc	7,99	7,99	7,97	8,00	8,00	8,00
Σ (F, Cl, OH <sup>-</sup> calc.)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<b>Σ T+M</b>	<b>12,00</b>	<b>12,00</b>	<b>12,00</b>	<b>12,00</b>	<b>12,00</b>	<b>12,00</b>
<i>Parámetros calculados</i>						
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	0,05	0,30	0,00	0,20	0,20	0,20
Mg/(Fe <sup>T</sup> + Mg)	0,85	0,85	0,85	0,84	0,63	0,64
Total + H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	99,01	98,44	99,50	97,08	98,66	98,25

“Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García,  
Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires”

**Cuadro 3.3.9. Análisis de microsonda electrónica de las serpentininas analizadas de las muestras y parámetros calculados.**

MUESTRA	M69	M69	M69	M69	M323	M323	M323	M323	M323	M323
Tipo de mineral	serpentina									
N° ANÁLISIS	M69-4	M69-5	M69-6	M69-7	M323-14	M323-12b	M323-13b	M323-19	M323-21	M323-26
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	40,97	40,58	42,95	40,73	47,00	48,83	41,97	47,30	44,41	48,78
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,44	0,00	0,42	0,02	0,04	0,04	0,06	0,08	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	1,89	2,41	2,04	1,34	1,23	0,18	1,05	2,80	1,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>										
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>										
FeO*	5,33	5,18	6,07	5,29	9,48	9,48	3,81	11,11	9,49	10,02
MnO	0,07	0,19	0,20	0,05	0,04	0,07	0,04	0,08	0,08	0,10
MgO	37,12	36,95	30,87	36,41	26,68	25,51	39,21	24,89	26,91	24,57
CaO	0,34	0,31	0,93	0,33	0,91	0,90	0,06	0,90	0,82	0,89
NiO					0,09	0,43	0,25	0,37	0,27	0,50
ZnO										
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,12	0,05	0,03	0,01	0,01	0,12	0,03	0,03
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,24	0,04	0,06	0,09	0,02	0,11	0,05	0,11
F										
Cl					0,39	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10
O = F, Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,09	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
<b>TOTAL</b>	<b>86,22</b>	<b>85,56</b>	<b>83,78</b>	<b>85,36</b>	<b>85,96</b>	<b>86,65</b>	<b>85,65</b>	<b>86,05</b>	<b>85,01</b>	<b>86,43</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 7 oxígenos</i>										
Si	1,96	1,96	2,11	1,97	2,26	2,32	2,01	2,29	2,16	2,32
Ti	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,11	0,11	0,14	0,12	0,08	0,07	0,01	0,06	0,16	0,08
Cr										
V										
Fe*	0,21	0,21	0,25	0,21	0,38	0,38	0,15	0,45	0,39	0,40
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,65	2,66	2,26	2,62	1,92	1,81	2,79	1,80	1,95	1,74
Ca	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05	0,05	0,00	0,05	0,04	0,05
Ni					0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Zn										
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>4,97</b>	<b>4,97</b>	<b>4,84</b>	<b>4,96</b>	<b>4,70</b>	<b>4,64</b>	<b>4,98</b>	<b>4,68</b>	<b>4,71</b>	<b>4,62</b>
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<i>Parámetros calculados</i>										
OH <sup>calc</sup> (apfu)	4,00	4,00	4,00	4,00	3,97	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (wt %)	12,53	12,43	12,22	12,42	12,35	12,60	12,52	12,35	12,33	12,57
Fe+Mg	2,86	2,87	2,51	2,83	2,30	2,18	2,95	2,25	2,33	2,14
X <sub>Fe</sub>	0,07	0,07	0,10	0,08	0,17	0,17	0,05	0,20	0,17	0,19
X <sub>Mg</sub>	<b>0,93</b>	<b>0,93</b>	<b>0,90</b>	<b>0,92</b>	0,83	0,83	0,95	0,80	0,83	0,81
Total+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	<b>98,75</b>	<b>97,99</b>	<b>96,00</b>	<b>97,78</b>	<b>98,31</b>	<b>99,25</b>	<b>98,17</b>	<b>98,40</b>	<b>97,34</b>	<b>99,00</b>

\* Fe total como FeO

Cuadro 3.3.9 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de las serpentinas analizadas de las muestras y parámetros calculados.

MUESTRA	M323	M323	M323	M323	M300	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M4	M300/M7	M300/M7	M300/M7
Tipo de serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina	serpentina
N° ANÁLISIS	M323-27	M323-28	M323-54	M323-55	M300-81	M300-169	M300-170	M300-171	M300-172	M300-239	M300-241	M300-243
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>												
SiO <sub>2</sub>	49,78	50,30	43,62	41,14	41,21	52,72	52,22	48,91	53,38	42,05	40,05	39,90
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,49	1,50	0,54	0,46	0,00	0,02	0,01	0,39	0,01	6,84	7,52	7,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,00	0,02	0,00	0,00	0,00			
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,06	0,00	0,03	0,07	0,10			
FeO*	10,52	11,25	5,29	3,76	9,47	10,10	12,18	7,63	12,04	18,29	19,66	20,12
MnO	0,06	0,09	0,13	0,02	0,11	0,18	0,23	0,10	0,21	0,06	0,06	0,15
MgO	23,48	22,76	35,43	39,37	34,86	23,66	21,60	28,44	20,86	21,12	20,64	20,10
CaO	0,95	1,16	0,15	0,02	0,19	0,44	0,49	0,20	0,52	0,12	0,16	0,23
NiO	0,53	0,48	0,16	0,27								
ZnO					0,08	0,00	0,03	0,09	0,21			
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,01	0,04	0,06	0,14	0,12	0,05	0,17	0,04	0,03	0,10
K <sub>2</sub> O	0,11	0,17	0,01	0,03		0,14	0,19	0,05	0,21	0,07	0,06	0,12
F					0,00							
Cl	0,11	0,10	0,11	0,11	0,16							
O = F, Cl	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>87,10</b>	<b>87,94</b>	<b>85,40</b>	<b>85,19</b>	<b>86,16</b>	<b>87,44</b>	<b>87,11</b>	<b>85,99</b>	<b>87,72</b>	<b>88,60</b>	<b>88,20</b>	<b>88,19</b>
<i>Número de cationes en átomos por fórmula unidad basado en 7 oxígenos</i>												
Si	2,36	2,37	2,09	1,98	2,02	2,46	2,47	2,31	2,50	2,05	1,99	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>
Al	0,08	0,08	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	<b>0,39</b>	<b>0,44</b>	<b>0,43</b>
Cr					0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V					0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe*	0,42	0,44	0,21	0,15	0,39	0,39	0,48	0,30	0,47	0,75	0,82	0,84
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	1,66	1,60	2,54	2,83	2,55	1,64	1,52	2,01	1,46	<b>1,54</b>	<b>1,53</b>	<b>1,49</b>
Ca	0,05	0,06	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
Ni	0,02	0,02	0,01	0,01								
Zn					0,00	0,00	0,00	0,00	0,01			
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>4,60</b>	<b>4,59</b>	<b>4,89</b>	<b>5,00</b>	<b>4,98</b>	<b>4,55</b>	<b>4,54</b>	<b>4,67</b>	<b>4,51</b>	<b>4,75</b>	<b>4,79</b>	<b>4,80</b>
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00			
<i>Parámetros calculados</i>												
OH <sup>calc</sup> (apfu)	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup> (wt %)	12,64	12,71	12,47	12,42	12,19	12,86	12,67	12,67	12,79	12,27	12,07	12,02
Fe+Mg	2,07	2,04	2,75	2,98	2,94	2,04	2,01	2,31	1,93	2,29	2,35	2,33
XFe	0,20	0,22	0,08	0,05	0,13	0,19	0,24	0,13	0,24	0,33	0,35	0,36
XMg	0,80	0,78	0,92	0,95	0,87	0,81	0,76	0,87	0,76	0,67	0,65	0,64
Total+H <sub>2</sub> O <sup>calc</sup>	<b>99,74</b>	<b>100,65</b>	<b>97,87</b>	<b>97,61</b>	<b>98,36</b>	<b>100,30</b>	<b>99,77</b>	<b>98,66</b>	<b>100,51</b>	<b>100,87</b>	<b>100,27</b>	<b>100,21</b>

\* Fe total como FeO

**Cuadro 3.3.10. Análisis de microsonda electrónica de las titanitas analizadas de las muestras.**

MUESTRA	M58	M58	M305	M305	M305	M73	M73	M73	M73	M73
Tipo de mineral	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita
Nº ANÁLISIS	M58-10	M58-11	M305-C1-8	M305-C1-9	M305-C1-10	M73-28-L1	M73-29-L2	M73-30	M73-37-L1	M73-35-L2
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	30,08	29,98	30,91	31,14	30,05	30,39	30,48	30,30	29,87	30,37
TiO <sub>2</sub>	35,84	35,93	38,76	38,75	38,31	36,14	35,57	38,50	36,02	37,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	1,77	1,06	1,08	1,42	1,75	2,01	1,93	2,09	2,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,31	0,32	0,44	0,43	0,52	0,81	0,87	0,63	0,86	0,70
MnO	0,00	0,01	0,05	0,08	0,06	0,14	0,12	0,19	0,13	0,17
MgO	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
CaO	30,41	30,53	29,11	29,02	28,73	30,36	30,22	30,12	30,00	30,48
ZnO	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	<0,06	0,07	<0,06	<0,06	<0,06
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	<0,02	0,05	<0,02	<0,02	<0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,05	0,04	0,08	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
F	0,19	0,24	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,41	0,06
Cl	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>98,52</b>	<b>98,69</b>	<b>100,46</b>	<b>100,62</b>	<b>99,21</b>	<b>99,59</b>	<b>99,46</b>	<b>101,67</b>	<b>98,97</b>	<b>101,16</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 3 cationes</i>										
Si	0,98	0,97	1,00	1,00	0,98	0,98	0,98	0,96	0,97	0,96
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>0,98</b>	<b>0,97</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>0,98</b>	<b>0,98</b>	<b>0,98</b>	<b>0,96</b>	<b>0,97</b>	<b>0,96</b>
Ti	0,88	0,88	0,94	0,94	0,94	0,88	0,86	0,92	0,89	0,91
Al <sup>VI</sup>	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>Σ M</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,01</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>1,01</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,06	1,06	1,01	1,00	1,00	1,05	1,04	1,02	1,04	1,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Seven-fold site</b>	<b>1,07</b>	<b>1,08</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>	<b>1,05</b>	<b>1,05</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>
F	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,08	0,10	0,09	0,09	0,05
<b>Σ (F,Cl,OH)</b>	<b>0,07</b>	<b>0,07</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,07</b>	<b>0,09</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>
<b>Σ (T,M,Seven-fold site)</b>	<b>3,07</b>	<b>3,07</b>	<b>3,05</b>	<b>3,05</b>	<b>3,07</b>	<b>3,09</b>	<b>3,10</b>	<b>3,09</b>	<b>3,10</b>	<b>3,09</b>
<i>Parámetros calculados</i>										
Fe/Al	0,10	0,12	0,26	0,25	0,23	0,30	0,28	0,21	0,20	0,27

Cuadro 3.3.10 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de las titanitas analizadas de las muestras.

MUESTRA	M73	M73	M57	M57	M57	M57	M61-01	M61-02	M61-03	M61-04	M53
Tipo de mineral	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita
N° ANÁLISIS	M73-38-I3	M73-36	M57-C2-4	M57-c2-27	M57-c4-28	M57-c4-32	M61-79	M61-80r	M61-81	M61-100	M53-17
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>											
SiO <sub>2</sub>	30,38	30,28	30,70	30,31	30,81	30,44	30,70	30,52	31,17	30,77	30,26
TiO <sub>2</sub>	35,26	37,92	36,04	34,03	35,54	35,32	37,64	36,68	37,50	35,23	34,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,84	2,30	2,94	2,76	2,67	1,35	1,97	1,91	2,71	1,90
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,08	<0,03	<0,03	0,05	<0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0,74	0,77	0,75	1,32	0,66	0,98	0,36	0,45	0,45	0,65	1,33
MnO	0,08	0,17	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	0,06	0,05	0,11	0,00	0,06
MgO	0,00	0,00	0,04	0,09	0,04	0,07	<0,01	<0,01	0,01	0,03	0,07
CaO	30,57	30,31	28,76	28,00	28,53	28,35	28,97	29,44	29,22	29,96	29,04
ZnO	<0,06	0,12	<0,06	<0,06	0,08	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06
Na <sub>2</sub> O	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,00	0,05	0,00
K <sub>2</sub> O	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,05	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
F	0,29	0,35	0,32	0,55	0,39	0,94	0,43	0,43	0,05	0,14	0,14
Cl	0,01	0,00	0,03	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>98,97</b>	<b>101,41</b>	<b>98,59</b>	<b>96,82</b>	<b>98,47</b>	<b>97,90</b>	<b>99,16</b>	<b>99,12</b>	<b>100,37</b>	<b>99,46</b>	<b>97,50</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 3 cationes</i>											
Si	0,97	0,98	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>0,97</b>	<b>0,98</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>
Ti	0,88	0,86	0,88	0,85	0,87	0,87	0,92	0,89	0,91	0,85	0,86
Al <sup>VI</sup>	0,08	0,07	0,09	0,11	0,11	0,10	0,05	0,08	0,07	0,10	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
<b>Σ M</b>	<b>0,98</b>	<b>0,95</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>0,98</b>	<b>0,98</b>	<b>0,99</b>	<b>0,97</b>	<b>0,94</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,04	1,06	1,01	0,99	1,00	1,00	1,01	1,02	1,01	1,03	1,03
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ Seven-fold site</b>	<b>1,05</b>	<b>1,06</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>	<b>1,04</b>	<b>1,07</b>
F	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,06	0,06	0,11	0,15	0,12	0,13	0,06	0,09	0,08	0,12	0,07
<b>Σ (F,Cl,OH)</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>	<b>0,14</b>	<b>0,20</b>	<b>0,17</b>	<b>0,22</b>	<b>0,06</b>	<b>0,09</b>	<b>0,08</b>	<b>0,12</b>	<b>0,09</b>
<b>Σ (T,M,Seven-fold site)</b>	<b>3,10</b>	<b>3,09</b>	<b>3,16</b>	<b>3,24</b>	<b>3,18</b>	<b>3,25</b>	<b>3,07</b>	<b>3,09</b>	<b>3,08</b>	<b>3,12</b>	<b>3,09</b>
<i>Parámetros calculados</i>											
Fe/Al	0,26	0,25	0,21	0,29	0,15	0,23	0,17	0,15	0,15	0,15	0,45

**Cuadro 3.3.10** (continuación). Análisis de microsonda electrónica de las titanitas analizadas de las muestras.

MUESTRA	M53	M53	M53	M53	M53	M53
Tipo de mineral	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita	titanita
N° ANÁLISIS	M53-18	M53-19	M53-21	M53-22	M53-76	M53-77
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>						
SiO <sub>2</sub>	30,65	30,69	30,29	31,47	31,13	29,52
TiO <sub>2</sub>	35,56	36,54	34,90	37,98	34,98	35,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,01	1,93	2,21	1,89	1,89	2,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	1,29	1,03	0,91	0,54	1,00	1,63
MnO	0,12	0,12	0,12	0,00	0,25	0,09
MgO	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,11
CaO	28,89	29,04	28,86	29,64	29,18	27,53
ZnO	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	<0,06	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	<0,02	0,04	0,03	<0,02	<0,02	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
F	0,00	0,43	0,62	0,00	0,62	0,43
Cl	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>98,55</b>	<b>99,40</b>	<b>97,32</b>	<b>101,52</b>	<b>98,47</b>	<b>96,99</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 3 cationes</i>						
Si	1,00	0,99	1,00	1,00	1,01	0,98
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,01</b>	<b>0,98</b>
Ti	0,87	0,89	0,87	0,91	0,86	0,87
Al <sup>VI</sup>	0,08	0,07	0,09	0,07	0,07	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ M</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,95</b>	<b>0,98</b>	<b>0,93</b>	<b>0,98</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	1,01	1,01	1,02	1,01	1,02	0,98
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>Σ Seven-fold site</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,02</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>
F	0,00	0,04	0,06	0,00	0,06	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	0,08	0,07	0,09	0,07	0,07	0,11
<b>Σ (F,Cl,OH)</b>	<b>0,08</b>	<b>0,12</b>	<b>0,15</b>	<b>0,07</b>	<b>0,14</b>	<b>0,15</b>
<b>Σ (T,M,Seven-fold site)</b>	<b>3,08</b>	<b>3,12</b>	<b>3,15</b>	<b>3,07</b>	<b>3,14</b>	<b>3,15</b>
<i>Parámetros calculados</i>						
Fe/Al	0,41	0,34	0,26	0,18	0,34	0,39

Cuadro 3.3.9. Análisis de microsonda electrónica de los epidotos analizados de las muestras.

MUESTRA	M73	M73	M53	M53	M86	M86	M61	M61	M61	M61
Tipo de epidoto según Franz & Liebscher (2004)	epidoto ss	epidoto ss	epidoto ss	epidoto ss	clinozoisita	clinozoisita	epidoto ss	epidoto ss	epidoto ss	epidoto ss
Nº ANÁLISIS	M73-31	M73-55	M53-108	M53-109	M86-08	M86-09	M61-07	M61-08	M61-13	M61-37
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>										
SiO <sub>2</sub>	38,66	38,98	38,45	38,67	39,10	38,39	39,02	39,07	38,93	38,50
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,07	0,17	0,22	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,03	26,71	25,46	25,31	28,24	27,51	27,20	27,02	26,21	25,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,10	0,07	0,19	0,00	0,08	0,00	0,14	0,42	0,01
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,00	0,31				
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,07	0,00				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	8,56	8,23	9,14	9,69	2,46	2,99	7,51	7,24	8,31	9,28
MnO	0,04	0,07	0,05	0,22	0,04	0,14	0,11	0,05	0,09	0,04
MgO	0,00	0,02	0,00	0,01	2,82	2,36	0,00	0,05	0,03	0,04
CaO	24,69	24,08	24,55	24,26	24,75	24,61	23,73	23,80	23,60	23,39
ZnO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,05	0,15	0,00			0,09	0,00	0,02	0,00
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
O = F, Cl	0,00	-0,02	-0,06	0,00	0,00	0,00	-0,04	0,00	-0,01	0,00
<b>Total</b>	<b>98,24</b>	<b>98,49</b>	<b>97,98</b>	<b>98,62</b>	<b>96,50</b>	<b>97,79</b>	<b>97,79</b>	<b>97,51</b>	<b>97,60</b>	<b>96,82</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 12,5 oxígenos</i>										
Si	3,02	3,03	3,02	3,02	3,02	3,02	3,04	3,05	3,05	3,05
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,02</b>	<b>3,03</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,04</b>	<b>3,05</b>	<b>3,05</b>	<b>3,05</b>
Al <sup>VI</sup>	2,40	2,45	2,36	2,33	2,57	2,55	2,50	2,49	2,42	2,37
Fe <sup>3+</sup>	0,50	0,48	0,54	0,57	0,14	0,18	0,44	0,43	0,49	0,55
Ti	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Σ Y</b>	<b>2,92</b>	<b>2,95</b>	<b>2,92</b>	<b>2,94</b>	<b>2,72</b>	<b>2,74</b>	<b>2,95</b>	<b>2,93</b>	<b>2,94</b>	<b>2,93</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,28	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	2,07	2,01	2,07	2,03	2,05	2,07	1,98	1,99	1,98	1,99
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La					0,00	0,01				
Ce					0,00	0,00				
<b>Σ X</b>	<b>2,07</b>	<b>2,02</b>	<b>2,07</b>	<b>2,04</b>	<b>2,38</b>	<b>2,36</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>
<b>Σ (T+Y+X)</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,01</b>	<b>8,12</b>	<b>8,12</b>	<b>7,99</b>	<b>7,98</b>	<b>7,98</b>	<b>7,98</b>
F	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Parámetros calculados</i>										
X <sub>Ep</sub>	0,56	0,51	0,60	0,62	0,20	0,24	0,47	0,46	0,52	0,60
X <sub>Czo</sub>	0,44	0,48	0,40	0,36	0,80	0,75	0,53	0,53	0,45	0,40
X <sub>Taw</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00
Ps %	17,35	16,44	18,65	19,64	5,26	6,49	14,99	14,62	16,84	18,93

**Cuadro 3.3.9 (continuación). Análisis de microsonda electrónica de los epidotos analizados de las muestras.**

MUESTRA	M61	M61	M58	M58	M58	M58	M58	M58
Tipo de epidoto según Franz & Liebscher (2004)	epidoto ss	epidoto ss	clinozosita	clinozosita	clinozosita	clinozosita	clinozosita	clinozosita
Nº ANÁLISIS	M61-92	M61-93	M58-01	M58-04	M58-05	M58-16	M58-17	M58-31
<i>Elementos mayoritarios expresados en % en peso</i>								
SiO <sub>2</sub>	38,64	39,40	40,19	40,05	39,45	39,73	41,19	38,99
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,00	0,00	0,00	0,14	0,27	0,12	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,15	26,41	31,70	31,30	28,29	28,02	32,26	27,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,05	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,01
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	9,25	8,70	2,04	1,89	5,99	6,04	0,46	6,43
MnO	0,17	0,06	0,00	0,03	0,09	0,08	0,06	0,12
MgO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05	0,06	0,00	0,07
CaO	23,49	23,51	24,57	24,87	23,94	24,26	24,64	24,40
ZnO	0,03	0,06	0,03	0,03	0,00	0,10	0,00	0,02
BaO	0,15	0,49	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,34
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,04	0,00	0,08	0,02	0,00	0,19	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
F	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,38	0,00	0,17
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
O = F, Cl	0,00	-0,02	-0,02	0,00	0,00	-0,16	0,00	-0,07
<b>Total</b>	<b>98,09</b>	<b>98,74</b>	<b>98,61</b>	<b>98,26</b>	<b>98,05</b>	<b>98,93</b>	<b>99,05</b>	<b>97,79</b>
<i>Número de átomos por fórmula unidad (apfu) en base a 12,5 oxígenos</i>								
Si	3,03	3,06	3,04	3,05	3,05	3,06	3,09	3,05
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Σ T</b>	<b>3,03</b>	<b>3,06</b>	<b>3,04</b>	<b>3,05</b>	<b>3,05</b>	<b>3,06</b>	<b>3,09</b>	<b>3,05</b>
Al <sup>VI</sup>	2,41	2,42	2,83	2,81	2,58	2,54	2,85	2,50
Fe <sup>3+</sup>	0,55	0,51	0,12	0,11	0,35	0,35	0,03	0,38
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Σ Y</b>	<b>2,98</b>	<b>2,93</b>	<b>2,95</b>	<b>2,92</b>	<b>2,94</b>	<b>2,91</b>	<b>2,89</b>	<b>2,89</b>
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Ca	1,97	1,96	1,99	2,03	1,98	2,00	1,98	2,04
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La								
Ce								
<b>Σ X</b>	<b>1,98</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>	<b>2,04</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,07</b>
<b>Σ (T+Y+X)</b>	<b>7,99</b>	<b>7,98</b>	<b>7,99</b>	<b>8,00</b>	<b>7,98</b>	<b>7,98</b>	<b>7,98</b>	<b>8,01</b>
F	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,04
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Parámetros calculados</i>								
X <sub>Ep</sub>	0,57	0,55	0,12	0,12	0,37	0,39	0,03	0,43
X <sub>Czo</sub>	0,43	0,45	0,88	0,88	0,62	0,60	0,97	0,57
X <sub>Taw</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ps %	18,43	17,38	3,95	3,71	11,91	12,11	0,91	13,14

## CAPÍTULO 4.2

Cuadro 4.1. Composiciones de los pares de anfíboles y plagioclasas utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M73.

MUESTRA	M73									
	amp-pl <sub>1</sub>	amp-pl <sub>2</sub>	amp-pl <sub>3</sub>	amp-pl <sub>4</sub>	amp-pl <sub>5</sub>	amp-pl <sub>6</sub>	amp-pl <sub>7</sub>	amp-pl <sub>8</sub>	amp-pl <sub>9</sub>	amp-pl <sub>10</sub>
Si	6,36	6,43	6,40	6,40	6,50	6,55	6,33	6,39	6,37	6,50
Ti	0,07	0,10	0,05	0,05	0,10	0,08	0,08	0,07	0,10	0,10
Al	0,72	1,29	2,35	2,27	2,20	2,07	2,31	2,32	2,48	2,24
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe	2,60	2,64	2,64	2,64	2,55	2,48	2,62	2,58	2,49	2,56
Mn	0,04	0,02	0,04	0,04	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
Mg	1,56	1,60	1,53	1,59	1,64	1,80	1,63	1,61	1,55	1,67
Ca	1,95	1,94	1,94	1,96	1,94	1,93	1,93	1,93	1,92	1,94
Na	0,25	0,03	0,28	0,30	0,29	0,30	0,30	0,36	0,27	0,22
K	0,26	0,29	0,28	0,24	0,27	0,24	0,27	0,29	0,30	0,26
F	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,11	0,08	0,01	0,01	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	1,64	1,60	1,60	1,60	1,50	1,45	1,67	1,61	1,64	1,50
Al <sup>VI</sup>	0,72	0,75	0,75	0,67	0,70	0,62	0,64	0,71	0,84	0,64
Fe <sup>2+</sup>	2,29	2,38	2,38	2,31	2,47	2,26	2,24	2,41	2,41	2,32
Fe <sup>3+</sup>	0,31	0,26	0,26	0,33	0,08	0,22	0,38	0,17	0,08	0,24
Na <sup>M4</sup>	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
Na <sup>A</sup>	0,22	0,25	0,25	0,28	0,27	0,26	0,26	0,32	0,24	0,19
Ab	0,65	0,68	0,64	0,59	0,62	0,67	0,66	0,65	0,48	0,47
An	0,33	0,30	0,34	0,39	0,36	0,31	0,33	0,33	0,51	0,50
Or	0,00	0,01	0,02	0,03	0,07	0,07	0,05	0,07	0,06	0,09

Cuadro 4.2. Temperaturas y presiones obtenidas a diferentes condiciones de la muestra M73.

MUESTRA PAR	M73												1sd (datos)	1sd (calibración)
	amp-pl1	amp-pl2	amp-pl3	amp-pl4	amp-pl5	amp-pl6	amp-pl7	amp-pl8	amp-pl9	amp-pl10	X			
P (Kbar) <sup>1 a</sup>	550°C	6,7	7,1	7,1	6,8	7,5	6,4	6,0	7,0	8,1	7,0	<b>7,0</b>	0,6	de 1,5 a 2,3 Kbar
	600°C	7,9	8,2	8,2	7,8	8,5	7,4	7,2	8,1	9,0	7,7	<b>8,0</b>	0,5	
	650°C	9,0	9,3	9,3	8,8	9,5	8,3	8,3	9,2	10,0	8,4	<b>9,0</b>	0,6	
	700°C	10,2	10,5	10,4	9,8	10,5	9,3	9,5	10,3	10,9	9,0	<b>10,0</b>	0,6	
	750°C	11,3	11,6	11,5	10,8	11,4	10,2	10,7	11,5	11,8	9,7	<b>11,1</b>	0,7	
	800°C	12,5	12,7	12,6	11,8	12,4	11,1	11,8	12,6	11,8	10,4	<b>12,0</b>	0,8	
T (°C) <sup>2 a</sup>	4 Kbar	682,1	674,3	678,1	714,1	684,8	686,7	717,0	693,9	694,6	716,8	<b>694,2</b>	16,2	40°C
	5 Kbar	686,2	678,0	682,7	717,2	688,1	688,0	718,9	697,9	701,6	718,8	<b>697,7</b>	15,7	
	6 Kbar	690,3	681,7	687,3	720,2	691,5	689,4	720,8	701,8	708,6	720,7	<b>701,2</b>	15,3	
	7 Kbar	694,4	685,4	691,9	723,3	694,8	690,8	722,8	705,8	715,6	722,7	<b>704,7</b>	15,1	
	8 Kbar	698,5	689,1	696,5	726,3	698,2	692,1	724,7	709,7	722,6	724,6	<b>708,2</b>	15,0	
	9 Kbar	702,6	692,8	701,1	729,4	701,5	693,5	726,6	713,7	729,5	726,6	<b>711,7</b>	15,2	
	10 Kbar	706,7	696,5	705,7	732,5	704,9	694,9	728,5	717,6	736,5	728,5	<b>715,2</b>	15,4	
12 Kbar	714,9	703,9	714,9	738,6	711,6	697,6	732,4	725,5	750,5	732,4	<b>722,2</b>	16,5		

**Cuadro 4.3.** Composiciones de los pares de anfíboles y plagioclasas utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M53.

MUESTRA PAR	M53										
	amp- pl <sub>1</sub>	amp- pl <sub>2</sub>	amp- pl <sub>3</sub>	amp- pl <sub>4</sub>	amp- pl <sub>5</sub>	amp- pl <sub>6</sub>	amp- pl <sub>7</sub>	amp- pl <sub>8</sub>	amp- pl <sub>9</sub>	amp- pl <sub>10</sub>	amp- pl <sub>11</sub>
Si	6,69	7,06	6,71	7,03	6,68	6,74	7,01	6,81	6,91		
Ti	0,08	0,05	0,02	0,10	0,09	0,12	0,10	0,10	0,09		
Al	1,87	1,36	1,62	1,29	1,80	1,74	1,39	1,69	1,52		
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01		
Fe	2,38	2,14	2,33	2,20	2,38	2,34	2,24	2,33	2,27		
Mn	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,05	0,04		
Mg	1,94	2,36	2,22	2,35	2,04	2,07	2,23	2,08	2,17		
Ca	1,93	1,89	1,88	1,86	1,88	1,91	1,94	1,95	1,92		
Na	0,28	0,23	0,28	0,28	0,06	0,32	0,26	0,31	0,30		
K	0,23	0,15	0,20	0,15	0,23	0,21	0,16	0,22	0,20		
F	0,07	0,23	0,09	0,12	0,02	0,01	0,01	0,13	0,09		
Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al <sup>IV</sup>	1,31	0,94	1,29	0,97	1,32	1,26	0,99	1,29	1,09		
Al <sup>VI</sup>	0,56	0,42	0,33	0,32	0,48	0,48	0,39	0,33	0,43		
Fe <sup>2+</sup>	2,24	1,98	1,97	2,01	2,14	2,24	2,18	1,97	2,18		
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,16	0,36	0,19	0,24	0,10	0,06	0,36	0,09		
Na <sup>M4</sup>	0,04	0,07	0,06	0,08	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06		
Na <sup>A</sup>	0,24	0,17	0,22	0,20	0,27	0,28	0,21	0,22	0,24		
Ab	0,82	0,83	0,80	0,89	0,85	0,82	0,82	0,81	0,75	0,70	0,71
An	0,17	0,17	0,17	0,10	0,14	0,18	0,17	0,12	0,24	0,29	0,28
Or	0,01	0,01	0,02	0,06	0,03	0,04	0,01	0,05	0,01	0,09	0,08

**Cuadro 4.4. Temperaturas y presiones obtenidas a diferentes condiciones de la muestra M53.**

MUESTRA PAR	M53												X	1sd (datos)	1sd (calibración)
	amp-pl <sub>1</sub>	amp-pl <sub>2</sub>	amp-pl <sub>3</sub>	amp-pl <sub>4</sub>	amp-pl <sub>5</sub>	amp-pl <sub>6</sub>	amp-pl <sub>7</sub>	amp-pl <sub>8</sub>	amp-pl <sub>9</sub>	amp-pl <sub>10</sub>	amp-pl <sub>11</sub>				
<b>P (Kbar)<sup>1</sup> a</b>	550°C	6,4	6,7	5,6	3,4	3,4	5,4	6,3	6,9	6,2	5,4	5,2	5,5	1,2	<b>de 1,5 a 2,3 Kbar</b>
	600°C	7,3	7,5	5,9	4,2	3,7	6,2	7,1	7,4	6,9	5,8	5,6	6,1	1,3	
	650°C	8,1	8,4	6,2	5,0	4,0	7,0	7,8	7,9	7,6	6,2	6,0	6,7	1,4	
	700°C	9,0	9,2	6,5	5,9	4,3	7,8	8,5	8,3	8,3	6,7	6,5	7,4	1,5	
	750°C	9,8	10,1	6,8	6,7	4,6	8,6	9,3	8,8	9,0	7,1	6,9	8,0	1,7	
	800°C	10,6	10,9	7,1	7,5	4,9	9,4	10,0	9,2	9,6	7,5	7,3	8,6	1,8	
<b>T (°C)<sup>2</sup> a</b>	3 Kbar	666,4	666,9	629,0	703,8	661,0	698,9	696,8	659,3	666,0	677,2	674,7	670,6	20,8	<b>40°C</b>
	4 Kbar	666,4	666,9	625,9	698,1	655,7	696,4	694,3	655,6	664,6	674,1	671,6	668,4	20,9	
	5 Kbar	666,3	666,9	622,8	692,5	650,4	693,9	691,8	652,0	663,1	670,9	668,5	666,2	21,1	
	6 Kbar	666,3	666,8	619,6	686,9	645,1	691,4	689,2	648,4	661,7	667,8	665,3	664,1	21,3	
	7 Kbar	666,3	666,8	616,5	681,3	639,7	688,8	686,7	644,7	660,3	664,6	662,2	661,9	21,6	
	8 Kbar	666,2	666,8	613,4	675,7	634,4	686,3	684,2	641,1	658,9	661,5	659,1	659,7	22,1	
	9 Kbar	666,2	666,7	610,3	670,1	629,1	683,8	681,7	637,5	657,5	658,3	655,9	657,5	22,6	
	10 Kbar	666,2	666,7	607,1	664,5	623,8	681,3	679,2	633,8	656,1	655,2	652,8	655,4	23,1	
12 Kbar	666,1	666,6	600,9	653,3	613,1	676,2	674,1	626,6	653,3	648,9	646,5	651,0	24,4		

**Cuadro 4.5.** Composiciones de los pares de anfíboles y plagioclasas utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M55.

MUESTRA PAR	M55			
	amp-pl <sub>1</sub>	amp-pl <sub>2</sub>	amp-pl <sub>3</sub>	amp-pl <sub>4</sub>
Si	6,68		6,95	6,68
Ti	0,15		0,10	0,15
Al	1,80		1,59	1,80
Cr	0,00		0,00	0,00
Fe	2,35		2,19	2,35
Mn	0,00		0,04	0,00
Mg	2,03		2,20	2,03
Ca	1,91		1,85	1,91
Na	0,36		0,35	0,36
K	0,19		0,20	0,19
F	0,00		0,13	0,00
Cl	0,01		0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	2,26		2,15	2,26
Fe <sup>3+</sup>	0,09		0,04	0,09
Al <sup>IV</sup>	1,33		1,05	1,33
Al <sup>VI</sup>	0,47		0,54	0,47
Na <sup>M4</sup>	0,04		0,14	0,04
Na <sup>A</sup>	0,32		0,21	0,32
<b>Ab</b>	0,23	0,25	0,16	0,24
<b>An</b>	0,77	0,74	0,84	0,76
<b>Or</b>	0,01	0,01	0,01	0,00

**Cuadro 4.6.** Temperaturas y presiones obtenidas a diferentes condiciones de la muestra M55.

MUESTRA	M55							
	PAR	amp-pl <sub>1</sub>	amp-pl <sub>2</sub>	amp-pl <sub>3</sub>	amp-pl <sub>4</sub>	X	1sd (datos)	1sd (calibración)
P(Kbar) <sup>1 a</sup>	550°C	4,1	4,2	4,9	5,2	<b>4,6</b>	0,5	<b>de 1,5 a 2,30 Kbar</b>
	600°C	4,4	4,5	5,7	6,0	<b>5,2</b>	0,8	
	650°C	4,8	4,8	6,5	6,8	<b>5,7</b>	1,1	
	700°C	5,2	5,1	7,3	7,7	<b>6,3</b>	1,4	
	750°C	5,5	5,4	8,1	8,5	<b>6,9</b>	1,6	
	800°C	5,9	5,8	8,9	9,3	<b>7,5</b>	1,9	
T (°C) <sup>2 a</sup>	3 Kbar	672,4	675,7	682,8	704,5	<b>677,0</b>	14,5	<b>40°C</b>
	4 Kbar	667,5	670,7	679,1	701,7	<b>672,5</b>	15,4	
	5 Kbar	662,6	665,8	675,5	698,9	<b>668,0</b>	16,4	
	6 Kbar	657,7	660,9	671,8	696,1	<b>663,5</b>	17,4	
	7 Kbar	652,8	655,9	668,2	693,2	<b>659,0</b>	18,4	
	8 Kbar	647,9	651,0	664,5	690,4	<b>654,5</b>	19,4	
	9 Kbar	642,9	646,1	660,9	687,6	<b>650,0</b>	20,4	
	10 Kbar	638,0	641,1	657,2	684,8	<b>645,5</b>	21,4	

**Cuadro 4.7.** Temperaturas y presiones calculadas en anfíbol para la muestra M73.

MUESTRA	M73			
	P kbar (Mutch <i>et al.</i> 2016)	T°C (Putirka 2016), ecuación 5	T°C (Putirka 2016), ecuación 6	P kbar (Anderson & Smith 1996)
M73-34	6	786	778	5
M73-40	7	791	781	6
M73-41	5	771	764	5
M73-52	6	776	768	5
M73-63	6	780	772	5
M73-33	6	783	773	5
M73-54	7	798	786	5
M73-62	7	786	775	6
M73-39	7	783	772	6
M73-42	7	788	778	6
M73-53	7	803	791	6
M73-64	7	800	789	5
Prom	6	787	777	5
sd.	1	10	8	0

**Cuadro 4.8.** Temperaturas y presiones calculadas en anfíbol para la muestra M53.

MUESTRA	M53			
	P kbar (Mutch <i>et al.</i> 2016)	T°C (Putirka 2016), ecuación 5	T°C (Putirka 2016), ecuación 6	P kbar (Anderson & Smith 1996)
ANFÍBOL				
M53-9	3	706	708	3
M53-12	2	710	711	2
M53-39	3	725	722	3
M53-40	3	721	720	3
M53-42	3	733	730	3
M53-44	3	701	699	3
M53-52-L1	4	753	747	4
M53-52-L2	3	736	733	3
M53-52-L3	3	739	737	3
M53-52-L6	3	746	743	3
M53-52-L7	3	735	732	3
M53-52-L8	3	746	742	3
M53-53	5	762	755	5
M53-55	4	756	750	4
M53-56	4	768	761	4
M53-57	4	767	759	4
M53-81	3	730	728	3
M53-82	3	732	730	3
M53-84	4	763	756	3
M53-95	4	755	748	4
M53-11	3	735	732	3
M53-200	3	745	741	3
M53-202	4	763	756	4
M53-204	2	735	734	2
Prom	3	740	737	3
Sd.	1	19	17	1

**Cuadro 4.9.** Temperaturas y presiones calculadas en anfíbol para la muestra M55.

MUESTRA	M55			
	P kbar (Mutch <i>et al.</i> 2016)	T°C (Putirka 2016), ecuación 5	T°C (Putirka 2016), ecuación 6	P kbar (Anderson & Smith 1996)
ANFÍBOL				
M55-1	4	784	776	4
M55-C5-2	3	747	745	2
M55-C5-3	3	727	725	3
M55-C9-19	3	756	753	2
M55-C9-20	3	739	736	3
M55-C9-21	3	747	744	3
M55-C10-22	3	735	734	3
M55-C10-23	4	769	762	3
M55-C12-31	3	769	764	3
M55-C12-32	3	762	757	3
M55-C12-33	3	741	739	3
M55-C12-34	4	764	758	4
Prom.	3	754	749	3
sd.	1	17	15	0

### CAPÍTULO 4.4

**Cuadro 4.10.** Composiciones de los pares de clinopiroxenos y ortopiroxenos utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M300.

MUESTRA PAR	M300						
	cpx-opx <sub>1</sub>	cpx-opx <sub>2</sub>	cpx-opx <sub>3</sub>	cpx-opx <sub>4</sub>	cpx-opx <sub>5</sub>	cpx-opx <sub>6</sub>	cpx-opx <sub>7</sub>
Si <sub>Cpx</sub>	1,90	1,90	1,89	1,89	1,87	1,89	1,89
Ti <sub>Cpx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>Cpx</sub>	0,12	0,12	0,12	0,13	0,16	0,15	0,15
Cr <sub>Cpx</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe <sub>Cpx</sub>	0,21	0,20	0,17	0,20	0,20	0,18	0,18
Mn <sub>Cpx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg <sub>Cpx</sub>	0,85	0,85	0,84	0,85	0,83	0,83	0,83
Ca <sub>Cpx</sub>	0,90	0,91	0,95	0,91	0,91	0,93	0,93
Na <sub>Cpx</sub>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
K <sub>Cpx</sub>	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,10	0,10	0,11	0,11	0,13	0,11	0,11
Al <sup>VI</sup>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,04	0,07	0,05	0,08	0,07	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,17	0,16	0,10	0,15	0,12	0,10	0,10
Si <sub>Opx</sub>	1,94	1,94	1,93	1,92	1,92	1,92	1,92
Ti <sub>Opx</sub>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al <sub>Opx</sub>	0,09	0,09	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10
Cr <sub>Opx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sub>Opx</sub>	0,56	0,56	0,55	0,51	0,56	0,50	0,50
Mn <sub>Opx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg <sub>Opx</sub>	1,30	1,30	1,39	1,43	1,37	1,44	1,44
Ca <sub>Opx</sub>	0,09	0,09	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03
Na <sub>Opx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>Opx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02

**Cuadro 4.11.** Parámetros calculados para la estimación de las condiciones P-T en cada par Cpx-Opx de la muestra M300.

MUESTRA	M300									
PAR	cpx-opx <sub>1</sub>	cpx-opx <sub>2</sub>	cpx-opx <sub>3</sub>	cpx-opx <sub>4</sub>	cpx-opx <sub>5</sub>	cpx-opx <sub>6</sub>	cpx-opx <sub>7</sub>	X	1sd (datos)	1sd (calibración)
P (Kbar) <sup>1</sup> a	800°C	17	17	15	16	16	16	15	16	0,7
	850°C	12	12	10	11	11	11	10	11	0,7
	900°C	8	8	6	8	8	8	7	7	0,7
	1000°C	4	4	2	3	4	4	3	3	0,7
	1100°C	4	4	2	3	3	3	2	3	0,7
	1200°C	6	6	4	5	5	5	4	5	0,7
	1300°C	10	10	9	10	10	10	9	10	0,7
T (°C) <sup>2</sup> a	4 Kbar	950	946	859	941	922	878	881	911	37
	5 Kbar	954	950	863	946	926	882	885	915	38
	6 Kbar	959	955	867	950	931	886	889	919	38
	7 Kbar	963	959	871	955	935	889	893	924	38
	8 Kbar	968	964	874	959	940	893	897	928	39
	9 Kbar	973	968	878	964	944	897	901	932	39
	10 Kbar	977	973	882	968	948	902	905	937	40
12 Kbar	1002	997	902	992	972	922	926	959	41	

Notas. <sup>1</sup> Barómetro, ecuación 39 (Putirka 2008); <sup>2</sup> Termómetro, ecuación 36 (Putirka 2008)

**Cuadro 4.12.** Composiciones de los pares de clinopiroxenos y ortopiroxenos utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M323.

MUESTRA	M323			
	cpx- opx <sub>1</sub>	cpx- opx <sub>2</sub>	cpx- opx <sub>3</sub>	cpx- opx <sub>4</sub>
Si <sub>Cpx</sub>	1,89	1,89	1,89	1,89
Ti <sub>Cpx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>Cpx</sub>	0,15	0,15	0,15	0,14
Cr <sub>Cpx</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe <sub>Cpx</sub>	0,12	0,12	0,12	0,12
Mn <sub>Cpx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg <sub>Cpx</sub>	0,87	0,87	0,87	0,88
Ca <sub>Cpx</sub>	0,91	0,91	0,91	0,91
Na <sub>Cpx</sub>	0,04	0,04	0,04	0,03
K <sub>Cpx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,11	0,11	0,11	0,11
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,04	0,04	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,06	0,06	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,07	0,07	0,07
Si <sub>Opx</sub>	1,93	1,93	1,93	1,95
Ti <sub>Opx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>Opx</sub>	0,10	0,10	0,10	0,09
Cr <sub>Opx</sub>	0,01	0,02	0,02	0,01
Fe <sub>Opx</sub>	0,31	0,30	0,31	0,30
Mn <sub>Opx</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg <sub>Opx</sub>	1,62	1,62	1,62	1,60
Ca <sub>Opx</sub>	0,02	0,02	0,03	0,03
Na <sub>Opx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01
K <sub>Opx</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,07	0,07	0,07	0,05
Al <sup>VI</sup>	0,03	0,04	0,03	0,04

**Cuadro 4.13.** Parámetros calculados para la estimación de las condiciones P-T en cada par Cpx-Opx de la muestra M323.

MUESTRA	M323						
PAR	cpx-opx <sub>1</sub>	cpx-opx <sub>2</sub>	cpx-opx <sub>3</sub>	cpx-opx <sub>4</sub>	X	1sd (datos)	1sd (calibración)
P (Kbar) <sup>1 a</sup>	800°C	14	14	14	13	13	0,4
	850°C	9	9	9	9	9	0,4
	900°C	6	6	6	5	6	0,4
	1000°C	2	2	2	1	2	0,4
	1100°C	1	1	1	0	1	0,4
	1200°C	3	3	3	2	3	0,4
	1300°C	8	8	8	7	7	0,4
	T (°C) <sup>2 a</sup>	1 Kbar	1134	1134	1134	1144	1137
2 Kbar		1142	1142	1142	1152	1145	4,9
3 Kbar		1151	1151	1151	1161	1153	5,0
5 Kbar		1167	1167	1167	1177	1169	5,0
10 Kbar		1208	1208	1208	1218	1210	5,2
15 Kbar		1249	1249	1249	1259	1251	5,3

Notas. <sup>1</sup> Barómetro, ecuación 39 (Putirka 2008); <sup>2</sup> Termómetro, ecuación 36 (Putirka 2008)

**Cuadro 4.14.** Composiciones de los clinopiroxenos utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M300.

MUESTRA MINERAL	M300				
	cpx <sub>1</sub>	cpx <sub>2</sub>	cpx <sub>3</sub>	cpx <sub>4</sub>	cpx <sub>5</sub>
Si	1,93	1,94	1,95	1,93	1,89
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,14	0,11	0,12	0,12	0,15
Cr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe	0,17	0,20	0,19	0,21	0,18
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,86	0,83	0,81	0,85	0,83
Ca	0,85	0,85	0,85	0,82	0,93
Na	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,07	0,06	0,05	0,07	0,11
Al <sup>VI</sup>	0,06	0,05	0,07	0,05	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,01	0,04	0,00	0,07
Fe <sup>2+</sup>	0,18	0,21	0,23	0,21	0,10

Cuadro 4.15. Parámetros calculados para la estimación de las condiciones P-T en clinopiroxeno de la muestra M300.

MUESTRA	M300								
MINERAL	cp <sub>x1</sub>	cp <sub>x2</sub>	cp <sub>x3</sub>	cp <sub>x4</sub>	cp <sub>x5</sub>	X	1sd (datos)	1sd (calibración)	
P(Kbar) <sup>1</sup> a	800°C	15	15	15	16	13	15	1,16	de 1,5 a 2,30 Kbar
	850°C	10	10	11	11	8	10	1,16	
	900°C	7	7	7	8	5	7	1,16	
	1000°C	3	3	3	4	1	3	1,16	
	1100°C	2	2	3	3	0	2	1,16	
	1200°C	4	4	5	5	2	4	1,16	
	1300°C	8	9	9	9	6.44	8	1,16	
T (°C) <sup>2</sup> a	1 Kbar	1166	1158	1160	1161	1111	1111	26,13	40°C
	2 Kbar	1174	1167	1169	1169	1119	1119	26,28	
	3 Kbar	1182	1175	1177	1178	1127	1127	26,44	
	5 Kbar	1199	1192	1194	1194	1143	1143	26,74	
	10 Kbar	1241	1233	1235	1236	1183	1183	27,50	
	15 Kbar	1283	1275	1277	1278	1223	1223	28,26	

Notas. <sup>1</sup> Barómetro, ecuación 32a (Putirka 2008); <sup>2</sup> Termómetro, ecuación 32d (Putirka 2008)

**Cuadro 4.16.** Composiciones de los clinopiroxenos utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M69.

MUESTRA MINERAL	M69											
	cpx <sub>1</sub>	cpx <sub>2</sub>	cpx <sub>3</sub>	cpx <sub>4</sub>	cpx <sub>5</sub>	cpx <sub>6</sub>	cpx <sub>7</sub>	cpx <sub>8</sub>	cpx <sub>9</sub>	cpx <sub>10</sub>	cpx <sub>11</sub>	cpx <sub>12</sub>
Si	1,93	1,92	1,91	1,92	1,92	1,92	1,92	1,90	1,93	1,93	1,92	1,93
Ti	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Al	0,14	0,13	0,14	0,13	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Fe	0,16	0,15	0,15	0,15	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,12	0,13	0,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,89	0,87	0,89	0,89	0,87	0,85	0,85	0,87	0,88	0,85	0,87	0,86
Ca	0,81	0,84	0,84	0,82	0,86	0,88	0,89	0,87	0,85	0,90	0,88	0,86
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,07	0,07	0,08	0,07
Al <sup>VI</sup>	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05
Fe <sup>3+</sup>	-0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	-0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,17	0,15	0,14	0,15	0,12	0,13	0,13	0,13	0,14	0,12	0,13	0,16

**Cuadro 4.17.** Parámetros calculados para la estimación de las condiciones P-T en clinopiroxeno de la muestra M69.

MUESTRA		M69												1sd (datos)	1sd (calibración)	
MINERAL		cpX <sub>1</sub>	cpX <sub>2</sub>	cpX <sub>3</sub>	cpX <sub>4</sub>	cpX <sub>5</sub>	cpX <sub>6</sub>	cpX <sub>7</sub>	cpX <sub>8</sub>	cpX <sub>9</sub>	cpX <sub>10</sub>	cpX <sub>11</sub>	cpX <sub>12</sub>	X		
P(Kbar) <sup>1</sup> a	800°C	16	15	15	16	15	15	15	14	15	14	14	15	15	0,74	de 1,5 a 2,30 Kbar
	850°C	12	11	11	11	11	10	10	10	10	9	9	10	10	0,74	
	900°C	8	8	7	8	8	7	7	6	7	6	6	7	7	0,74	
	1000°C	4	4	3	4	4	3	3	2	3	2	2	3	3	0,74	
	1100°C	4	3	3	3	3	2	2	1	2	1	1	2	2	0,74	
	1200°C	6	5	5	5	5	4	4	3	4	3	3	4	4	0,74	
	1300°C	10	9	9	9	9	9	8	8	9	8	8	9	9	0,74	
T (°C) <sup>2</sup> a	1 Kbar	1175	1166	1168	1168	1164	1159	1153	1153	1174	1146	1152	1160	1162	9,3	40°C
	2 Kbar	1183	1175	1176	1177	1173	1167	1161	1161	1183	1154	1160	1168	1170	9,4	
	3 Kbar	1192	1183	1185	1185	1181	1176	1169	1169	1191	1163	1169	1177	1178	9,4	
	5 Kbar	1208	1200	1201	1202	1198	1192	1186	1186	1208	1179	1185	1193	1195	9,5	
	10 Kbar	1251	1241	1243	1244	1240	1234	1227	1227	1250	1220	1227	1235	1237	9,8	
	15 Kbar	1293	1283	1285	1286	1281	1276	1269	1268	1292	1262	1268	1277	1278	10,1	

Notas. <sup>1</sup>Barómetro, ecuación 32a (Putirka 2008); <sup>2</sup>Termómetro, ecuación 32d (Putirka 2008)

**Cuadro 4.18.** Composiciones de los clinopiroxenos utilizadas para los cálculos termobarométricos de la muestra M323.

MUESTRA	M323					
MINERAL	cpx <sub>1</sub>	cpx <sub>2</sub>	cpx <sub>3</sub>	cpx <sub>4</sub>	cpx <sub>5</sub>	cpx <sub>6</sub>
Si	1,89	1,89	1,90	1,91	1,90	1,89
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Al	0,15	0,14	0,14	0,13	0,15	0,15
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Fe	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,87	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87
Ca	0,91	0,91	0,89	0,90	0,88	0,90
Na	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sup>IV</sup>	0,11	0,11	0,10	0,09	0,10	0,11
Al <sup>VI</sup>	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,07	0,09	0,09	0,10	0,07

**Cuadro 4.19.** Parámetros calculados para la estimación de las condiciones P-T en clinopiroxeno de la muestra M323.

MUESTRA	M323									
MINERAL	cpx <sub>1</sub>	cpx <sub>2</sub>	cpx <sub>3</sub>	cpx <sub>4</sub>	cpx <sub>5</sub>	cpx <sub>6</sub>	X	1sd (datos)	1sd (calibración)	
P(Kbar) <sup>1</sup> a	800°C	14	13	14	14	15	14	138	0,6	de 1,5 a 2,30 Kbar
	850°C	9	9	9	9	10	10	9,4	0,6	
	900°C	6	5	6	6	7	7	6,1	0,6	
	1000°C	2	1	2	2	3	3	2,1	0,6	
	1100°C	1	0	1	1	2	2	1,3	0,6	
	1200°C	3	2	3	3	4	4	3,3	0,6	
	1300°C	8	7	8	7	9	8	7,4	14,5	
T (°C) <sup>2</sup> a	1 Kbar	1134	1144	1145	1153	1154	1144	1141,1	15,4	40°C
	2 Kbar	1142	1152	1153	1161	1162	1153	1149,3	16,4	
	3 Kbar	1151	1161	1161	1169	1171	1161	1157,5	17,4	
	5 Kbar	1167	1177	1178	1186	1187	1177	1173,9	18,4	
	10 Kbar	1208	1218	1219	1227	1229	1219	1215,0	19,4	
	15 Kbar	1249	1259	1260	1269	1270	1260	1256,1	20,4	

Notas. <sup>1</sup> Barómetro, ecuación 32a (Putirka 2008); <sup>2</sup> Termómetro, ecuación 32d (Putirka 2008)