



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**Petrología y geoquímica de los cuerpos máficos-ultramáficos
estratificados de la Sierra Grande de San Luis**

FRANCISCO ESTEBAN CACACE

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2019



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**Petrología y geoquímica de los cuerpos máficos-ultramáficos
estratificados de la Sierra Grande de San Luis**

FRANCISCO ESTEBAN CACACE

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2019



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el .../.../..., mereciendo la calificación de (.....)

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Levantamiento Geológico, dependiente del Departamento de Geología, durante el período comprendido entre el 16 de Junio de 2015 y el 16 de Agosto de 2019, bajo la dirección de la Dra. Gabriela Ferracutti (Profesora Adjunta del Departamento de Geología de la UNS e Investigadora Adjunta de CONICET) y del Dr. Theodoros Ntaflos (Profesor Asociado de la Universidad de Viena).

16 de Agosto de 2019

Departamento de Geología

Universidad Nacional del Sur

Francisco Esteban Cacace

AGRADECIMIENTOS

A mi directora de tesis, Dra. Gabriela Ferracutti, por la dedicación con la que me guió en mis estudios doctorales, por las críticas constructivas que aportó en todo el trabajo realizado durante estos años y por la motivación que supo transmitirme para llevar a cabo el estudio de una temática compleja. Además, deseo agradecerle su humildad y profesionalismo, dado que hicieron posible un excelente ambiente de trabajo y generaron en mí la confianza necesaria para afrontar este desafío.

A mi co-director de tesis, Dr. Theodoros Ntaflos, por todos los aportes y sugerencias, por su constante predisposición para hacer lo que este a su alcance a fin de que esta tesis sea de la mejor calidad posible y por la amabilidad con la que me trató durante los meses que estuve trabajando en la universidad en la cual el Dr. Ntaflos es profesor. También quiero agradecerle la invaluable colaboración para la realización de análisis químicos de minerales con microsonda electrónica.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el otorgamiento de una Beca Doctoral que permitió llevar a cabo este trabajo.

A la Secretaría General de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo financiero brindado a través de subsidios a proyectos de investigación que permitieron solventar parte de los trabajos requeridos y la estadía en la Universidad de Viena para trabajar junto con mi co-director.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por el subsidio otorgado a la Dra. Ferracutti, que permitió afrontar muchos de los costos que conllevo este trabajo.

A mis compañeras de oficina, Lucía y Florencia, por su compañerismo y por todas las sugerencias que me brindaron para mejorar la calidad de mi trabajo.

A Carolina por acompañarme en este camino y por la paciencia y la tolerancia que supo tener cada vez que no sentí la confianza necesaria para afrontar este desafío.

RESUMEN

La faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas comprende un conjunto de intrusiones ígneas que se encuentran emplazadas en el faldeo oriental de la Sierra de Grande de San Luis. Esta faja se extiende aproximadamente 100 km en dirección NNE-SSO con un ancho que no supera los 5 km. En la porción sur de la misma, entre el río Los Manantiales y el arroyo El Puestito, afloran los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras, los cuales constituyen el objeto de estudio del presente trabajo. Estos cuerpos son de gran interés debido a que son intrusiones de tipo estratificadas tales como Skaergaard (Groenlandia), Kabanga (Tanzania), Jinchuan (China) y Bjerkreim-Sokndal (Noruega), entre otras. La importancia que conlleva el estudio de éste tipo de intrusiones se debe a son portadoras de mineralizaciones, las cuales en los cuerpos intrusivos de la faja La Jovita-Las Águilas están representadas por sulfuros de Fe, Ni, Cu y Co y minerales del grupo del platino. Más allá de su significado económico, los cuerpos intrusivos estratificados presentan secuencias estratigráficas ígneas que constituyen una valiosa herramienta para el estudio de procesos y mecanismos capaces de generar estratificación ígnea, tales como cristalización fraccionada, recarga y mezcla de magmas, convección, compactación y/o fluctuaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino, entre otros. El avance en el conocimiento de este tipo de intrusiones máficas-ultramáficas requiere definir la estratigrafía ígnea de los mismos en forma detallada. Para ello, se llevaron a cabo estudios que comprendieron la determinación de relaciones de campo, yacencia, petrografía macro y microscópica, química mineral y geoquímica de roca total de las intrusiones aflorantes en la zona de estudio, lo que permitió definir diferentes unidades estratigráficas en las mismas. Se determinó que el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas está compuesto por cuatro unidades estratigráficas. El cuerpo intrusivo El Fierro está conformado por una única unidad estratigráfica. El cuerpo intrusivo Virorco está constituido por tres sectores estratigráficos diferentes: el sector este, representado por una única unidad, el sector central, compuesto por dos unidades, y el sector oeste,

conformado por tres unidades. Por su parte, el cuerpo intrusivo Las Higueras está compuesto por dos sectores estratigráficos: el sector principal, integrado por tres unidades, y el sector marginal, representado por una única unidad. Las correlaciones estratigráficas entre estas unidades permitieron confeccionar un modelo estratigráfico ígneo conformado por dos series: la Serie Estratificada, constituida por tres zonas estratigráficas (*zona no aflorante*, *zona de transición* y *zona superior*) y la Serie de Borde Marginal, compuesta por dos zonas estratigráficas (*zona marginal sin estratificación* y la *zona marginal estratificada*). La génesis de la estratificación reconocida en la porción estudiada de la Serie Estratificada está vinculada a variaciones de las tasas de nucleación y crecimiento cristalino de un magma gravitacionalmente estratificado, mientras que en la Serie de Borde Marginal, es el resultado de un fuerte gradiente térmico entre el margen de enfriamiento y la roca de caja (*zona marginal sin estratificación*) y de variaciones composicionales y de temperatura del *liquidus* en el frente de cristalización (*zona marginal estratificada*).

ABSTRACT

La Jovita-Las Águilas mafic-ultramafic belt comprises an assemblage of igneous intrusions outcropping on the eastern slope of the Sierra Grande de San Luis. This belt extends for about 100 km in NNE-SSO direction and its width does not exceed 5 km. This work focusses on the outcrops of the southern portion of this belt, between Los Manantiales river and El Puestito stream, comprising Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco and Las Higueras intrusives. These bodies are of great interest owing to the fact that they are layered intrusions such as Skaergaard (Greenland), Kabanga (Tanzania), Jinchuan (China) and Bjerkreim-Sokndal (Norway), among others. The significance that entails the study of these kind of intrusions is due to the fact that they carry mineralization, which in La Jovita-Las Águilas intrusive bodies is represented by Fe, Ni, Cu and Co sulphides and platinum group minerals. Besides their economic significance, layered intrusive bodies exhibit igneous stratigraphic sequences that represent a valuable tool for studying processes and mechanisms capable of generating igneous stratification, such as fractional crystallization, magma replenishment and mixing, convection, compactation and/or nucleation and crystal grow rate fluctuations, among others. The increase in the knowledge of layered mafic-ultramafic intrusions requires defining their igneous stratigraphy in detail. To achieve this goal, these research comprised the study of field relationships, yacence, macro and microscopic petrography, mineral chemistry and bulk rock geochemistry analyses, that allowed to define different stratigraphic units. It was established that Escuela Las Pircas intrusive body is composed by four stratigraphic units. El Fierro intrusive body is formed by one stratigraphic unit. Virorco intrusive body is constituted by three different stratigraphic sectors: the east sector, represented by one unit; the central sector, composed by two units, and the west sector, constituted by three units. Las Higueras intrusive body is constituted by two stratigraphic sectors: the main sector, composed by three units, and the marginal sector, represented by one unit. The stratigraphic correlations among these units allowed to construct an igneous stratigraphic model composed by

two series: Layered Series, constituted by three stratigraphic zones (*hidden zone*, *transition zone* and *upper zone*) and Marginal Border Series, composed by two stratigraphic zones (*unlayered marginal zone* and *layered marginal zone*). The genesis of the layering recognized in the Layered Series studied portion is related to nucleation and crystal grow rate fluctuations in a gravitationally layered magma, while in the Marginal Border Series, it is the result of a strong temperature gradient between the chilled margin and the country rock (*unlayered marginal zone*) and of compositional and *liquidus* temperature variations in the crystallization front (*layered marginal zone*).

TABLA DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

| | |
|--|----------|
| 1.1. Introducción | página 1 |
| 1.2. Objetivos | página 4 |
| 1.3. Ubicación y vías de acceso | página 5 |

CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

| | |
|--|-----------|
| 2.1. Antecedentes | página 8 |
| 2.1.1. Petro-calcografía..... | página 8 |
| 2.1.2. Geoquímica..... | página 10 |
| 2.1.3. Geofísica..... | página 11 |
| 2.1.4. Estratigrafía ígnea..... | página 13 |
| 2.1.5. Geotermobarometría..... | página 14 |
| 2.1.6. Geocronología..... | página 15 |
| 2.2. Marco geológico | página 16 |
| 2.3. Configuración tectónica regional | página 17 |

CAPÍTULO 3: METODOLOGÍA Y TERMINOLOGÍAS UTILIZADAS EN EL ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO ÍGNEO

| | |
|---|-----------|
| 3.1. Metodología | página 19 |
| 3.1.1. Tareas de campo..... | página 19 |
| 3.1.2. Tareas de gabinete..... | página 20 |
| 3.1.2.1. <i>Confeción de cortes delgados y estudio petro-calcográfico</i> | página 20 |
| 3.1.2.2. <i>Análisis de química mineral de elementos mayoritarios</i> | página 20 |
| 3.1.2.3. <i>Análisis de química mineral de elementos traza y elementos de las tierras raras (ETR)</i> | página 21 |
| 3.1.2.4. <i>Análisis geoquímicos de roca total</i> | página 22 |
| 3.1.2.5. <i>Programas, abreviaturas y terminologías especiales utilizadas</i> | página 22 |
| 3.2. Terminologías utilizadas en el estudio de las intrusiones estratificadas | página 23 |
| 3.3. Subdivisión de las intrusiones estratificadas | página 24 |
| 3.4. Aplicación de la terminología utilizada en el estudio estratigráfico ígneo | página 25 |

CAPÍTULO 4: CUERPO INTRUSIVO ESCUELA LAS PIRCAS

| | |
|---|-----------|
| 4. 1. Introducción | página 27 |
| 4.2. Relaciones de campo y petro-calcografía | página 30 |
| 4.2.1. Unidades ultramáficas..... | página 31 |
| 4.2.1.1. <i>Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP)</i> | página 31 |
| 4.2.1.2. <i>Unidad Ortopiroxenítica Hornbléndica con Plagioclasa (UOHP-ELP)</i> | |

| | |
|--|-----------|
| | página 34 |
| 4.2.2. Unidades máficas..... | página 36 |
| 4.2.2.1. <i>Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-ELP)</i> | página 36 |
| 4.2.2.1.1. <i>Miembro UNHI-ELP-a</i> | página 36 |
| 4.2.2.1.2. <i>Miembro UNHI-ELP-b</i> | página 37 |
| 4.2.2.2. <i>Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-ELP)</i> | página 40 |
| 4.2.2.2.1. <i>Miembro UNHS-ELP-a</i> | página 40 |
| 4.2.2.2.2. <i>Miembro UNHS-ELP-b</i> | página 42 |
| 4.3. Química mineral | página 44 |
| 4.3.1. Elementos mayoritarios..... | página 44 |
| 4.3.1.1. <i>Anfíbol</i> | página 44 |
| 4.3.1.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 45 |
| 4.3.1.3. <i>Clinopiroxeno</i> | página 48 |
| 4.3.1.4. <i>Plagioclasa</i> | página 48 |
| 4.3.2. Elementos traza..... | página 52 |
| 4.3.2.1. <i>Hornblenda</i> | página 52 |
| 4.3.2.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 54 |
| 4.3.2.3. <i>Plagioclasa</i> | página 54 |
| 4.4. Geoquímica de roca total | página 56 |
| 4.4.1. <i>Elementos mayoritarios</i> | página 56 |
| 4.4.2. <i>Elementos traza</i> | página 58 |
| 4.4.3. <i>Elementos de las Tierras Raras</i> | página 61 |

CAPÍTULO 5: CUERPO INTRUSIVO EL FIERRO

| | |
|--|-----------|
| 5.1. Introducción | página 63 |
| 5.2. Relaciones de campo y Petro-calcografía | página 66 |
| 5.2.1. Rocas ultramáficas..... | página 70 |
| 5.2.1.1. <i>Ortopiroxenitas hornbléndicas</i> | página 70 |
| 5.2.1.2. <i>Meta-hornblenditas</i> | página 72 |
| 5.2.1.3. <i>Hornblenditas piroxénicas</i> | página 75 |
| 5.2.2. Rocas máficas..... | página 76 |
| 5.2.2.1. <i>Noritas hornbléndicas</i> | página 76 |
| 5.2.2.2. <i>Gabros hornbléndicos</i> | página 79 |
| 5.3. Química mineral | página 81 |
| 5.3.1. Elementos mayoritarios..... | página 81 |
| 5.3.1.1. <i>Anfíbol</i> | página 82 |
| 5.3.1.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 82 |
| 5.3.1.3. <i>Clinopiroxeno</i> | página 86 |
| 5.3.1.5. <i>Plagioclasa</i> | página 86 |
| 5.3.2. Elementos traza y elementos de las tierras raras..... | página 89 |
| 5.3.2.1. <i>Hornblenda</i> | página 90 |
| 5.3.2.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 90 |
| 5.4. Geoquímica de roca total | página 91 |
| 5.4.1. <i>Elementos mayoritarios</i> | página 93 |
| 5.4.2. <i>Elementos traza</i> | página 94 |

5.4.3. *Elementos de las Tierras Raras*.....página 96

CAPÍTULO 6: CUERPO INTRUSIVO VIRORCO

6.1. Introducción.....página 99

6.2. Relaciones de campo y petro-calcografía.....página 103

6.2.1. Sector este.....página 104

6.2.1.1. *Unidad Estratificada modal (UEM-Vi)*.....página 104

6.2.1.1.1. *Meta-hornblenditas*.....página 105

6.2.1.1.2. *Piroxenitas*.....página 107

6.2.2. Sector central.....página 109

6.2.2.1. *Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada (UPME-Vi)*.....página 109

6.2.2.2. *Unidad Gábrica*.....página 112

6.2.3. Sector oeste.....página 115

6.2.3.1. *Unidad Bandeada (UB-Vi)*.....página 115

6.2.3.2. *Unidad Norítica hornbléndica (UNH-Vi)*.....página 118

6.2.3.2.1. *Noritas hornbléndicas*.....página 119

6.2.3.2.2. *Pegmatitas gábricas*.....página 120

6.2.3.3. *Unidad Gabronorítica (UGN-Vi)*.....página 123

6.3. Química mineral.....página 125

6.3.1.1. *Anfíbol*.....página 125

| | |
|--|------------|
| 6.3.1.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 126 |
| 6.3.1.3. <i>Clinopiroxeno</i> | página 129 |
| 6.3.1.4. <i>Plagioclasa</i> | página 129 |
| 6.4. Geoquímica de roca total | página 133 |
| 6.4.1. <i>Elementos mayoritarios</i> | página 133 |
| 6.4.2. <i>Elementos traza</i> | página 135 |
| 6.4.3. <i>Elementos de las tierras raras</i> | página 137 |

CAPÍTULO 7: CUERPO INTRUSIVO LAS HIGUERAS

| | |
|---|------------|
| 7.1. Introducción | página 141 |
| 7.2. Relaciones de campo y petro-calcografía | página 144 |
| 7.2.1. Sector principal..... | página 145 |
| 7.2.1.1. <i>Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-LH)</i> | página 145 |
| 7.2.1.2. <i>Unidad Norítica Hornbléndica Media- (UNHM-LH)</i> | página 149 |
| 7.2.1.3. <i>Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-LH)</i> | página 152 |
| 7.2.2. Sector marginal..... | página 155 |
| 7.2.2.1. <i>Unidad Marginal sin bandeamiento (UMBS-LH)</i> | página 155 |
| 7.2.2.1.1. <i>Noritas hornbléndicas</i> | página 155 |
| 7.2.2.1.2. <i>Gabros hornbléndicos (diques)</i> | página 158 |
| 7.2.2.1.3. <i>Noritas olivínicas hornblendíferas</i> | página 159 |
| 7.2.2.1.4. <i>Piroxenitas olivínicas hornblendíferas</i> | página 162 |
| 7.3. Química mineral | página 165 |

| | |
|--|------------|
| 7.3.1. Elementos mayoritarios..... | página 165 |
| 7.3.1.1. <i>Anfíbol</i> | página 165 |
| 7.3.1.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 166 |
| 7.3.1.3. <i>Clinopiroxeno</i> | página 169 |
| 7.3.1.4. <i>Plagioclasa</i> | página 169 |
| 7.3.1.5. <i>Olivino</i> | página 172 |
| 7.3.2. Elementos traza y elementos de las tierras raras..... | página 174 |
| 7.3.2.1. <i>Hornblenda</i> | página 174 |
| 7.3.2.2. <i>Ortopiroxeno</i> | página 175 |
| 7.3.2.3. <i>Plagioclasa</i> | página 175 |
| 7.4. Geoquímica de roca total | página 177 |
| 7.4.1. <i>Elementos mayoritarios</i> | página 179 |
| 7.4.2. <i>Elementos traza</i> | página 179 |
| 7.4.3. <i>Elementos de las tierras raras</i> | página 182 |

CAPÍTULO 8: RASGOS ESTRUCTURALES

| | |
|--|------------|
| 8.1. Introducción | página 186 |
| 8.2. Zonas de falla | página 188 |
| 8.3. Planos de foliación y planos de diaclasamiento | página 190 |
| 8.3.1. <i>Cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos</i> | página 190 |
| 8.3.2. <i>Rocas metamórficas encajonantes</i> | página 192 |
| 8.3.3. <i>Brechas de falla localizadas en los sectores marginales de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos</i> | página 193 |

CAPÍTULO 9: GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA

| | |
|---|------------|
| 9.1. Introducción | página 194 |
| 9.2. Geobarometría | página 195 |
| 9.2.1. <i>Contenido de Al^{total} en hornblenda (Schmidt 1992) (Independiente de la temperatura)</i> | página 195 |
| 9.3. Geotermometría | página 197 |
| 9.3.1. Par anfíbol-plagioclasa..... | página 197 |
| 9.3.1.1. <i>Holland y Blundy 1994 (Dependiente de la presión)</i> | página 197 |
| 9.3.2. Par ortopiroxeno-clinopiroxeno..... | página 200 |
| 9.3.2.1. <i>Wood y Banno (1973) (Independiente de la presión)</i> | página 200 |
| 9.3.2.2. <i>Nehru y Willie (1974) (Independiente de la presión)</i> | página 201 |
| 9.3.2.3. <i>Wells (1977) (Independiente de la presión)</i> | página 202 |
| 9.3.2.4. <i>Bertrand y Mercier (1985) (Dependiente de la presión)</i> | página 203 |
| 9.3.2.5. <i>Brey y Kohler (1990) (Dependiente de la presión)</i> | página |
| 206 | |
| 9.3.3. Par olivino-clinopiroxeno..... | página 208 |
| 9.3.3.1. <i>Powell y Powell (1974) (Dependiente de la presión)</i> | página 208 |

CAPÍTULO 10: DISCUSIONES Y CONSIDERACIONES

| | |
|---|-------------------|
| 10.1. Relaciones de campo y petrografía..... | página 209 |
| 10.2. Vinculación genética de las intrusiones estudiadas..... | página 213 |
| 10.3. Correlación estratigráfica entre las intrusiones estudiadas..... | página 219 |
| <i>10.3.1. Serie Estratificada.....</i> | <i>página 220</i> |
| <i>10.3.1.1. Caracterización estratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Serie Estratificada.....</i> | <i>página 226</i> |
| <i>10.3.2. Serie de Borde Marginal.....</i> | <i>página 229</i> |
| <i>10.3.2.1. Márgenes reversos.....</i> | <i>página 235</i> |
| <i>10.3.2.2. Caracterización estratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Serie de Borde Marginal.....</i> | <i>página 236</i> |
| 10.4. Modelo estratigráfico ígneo propuesto para las intrusiones estudiadas..... | página 239 |
| 110.5. Mecanismos involucrados en la formación de la estratificación ígnea..... | página 244 |
| <i>10.4.1. Serie Estratificada.....</i> | <i>página 244</i> |
| <i>10.4.1. Serie de Borde Marginal.....</i> | <i>página 247</i> |
| 10.6. Consideraciones geobarométricas y geotermométricas..... | página 253 |
| 10.7. Configuración tectónica..... | página 255 |
| CAPÍTULO 11: CONCLUSIONES..... | página 260 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | página 266 |

ANEXOS

| | |
|--|---------------------------|
| Anexo 1.1: Mapa geológico del área de estudio..... | página 278/ <i>Cd-Rom</i> |
|--|---------------------------|

Cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas

Anexo 4.1: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.....*Cd-Rom*

Anexo 4.2: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 4.3: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 4.4: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.....*Cd-Rom*

Cuerpo intrusivo El Fierro

Anexo 5.1: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.....*Cd-Rom*

Anexo 5.2: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 5.3: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 5.4: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.....*Cd-Rom*

Cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas

Anexo 6.1: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.....*Cd-Rom*

Anexo 6.2: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 6.3: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 6.4: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.....*Cd-Rom*

Cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas

Anexo 7.1: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.....*Cd-Rom*

Anexo 7.2: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 7.3: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.....*Cd-Rom*

Anexo 7.4: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.....*Cd-Rom*

Anexo 7.5: Concentración de elementos mayoritarios en cristales de olivino.....*Cd-Rom*

Geotermometría y geobarometría

Anexo 9.1: Valores de presión de cristalización determinada en base al contenido de Al^{total} en hornblenda según los cálculos propuestos por Schmidt (1992).....*Cd-Rom*

Anexo 9.2: Valores de la temperatura de equilibrio determinada según los cálculos termométricos para el par anfíbol-plagioclasa propuestos por Holland y Blundy (1994).....*Cd-Rom*

Anexo 9.3: Valores de la temperatura de equilibrio determinada según los cálculos termométricos para el par ortopiroxeno-clinopiroxeno desarrollados por Wood y Banno (1973), Nehru y Willie (1974), Wells (1977) y Bertrand y Mercier (1985) y según los cálculos termométricos para clinopiroxeno desarrollados por Bertrand y Mercier (1985).....*Cd-Rom*

Anexo 9.4. Valores de la temperatura de cristalización del ortopiroxeno determinada según los cálculos propuestos por Brey y Kohler (1990).....*Cd-Rom*

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Introducción

La faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas (Pastore y Ruiz Huidobro 1952, González Bonorino 1961, Gordillo y Lencinas 1979, Kilmurray y Villar 1981, Mallimacci 1985) comprende un conjunto de numerosas intrusiones ígneas que se encuentran emplazadas en el faldeo oriental de la Sierra de Grande de San Luis, en la unidad morfoestructural de las Sierras Pampeanas. Esta faja se extiende aproximadamente 100 km en dirección NNE-SSO con un ancho que no supera los 5 km. En la porción sur de la misma, más precisamente entre el río Los Manatiales y el arroyo El Puestito (o entre las latitudes $33^{\circ} 04' 6,66''$ S y $33^{\circ} 07' 10,24''$ S), afloran los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras, los cuales constituyen el objeto de estudio de este trabajo (Figs. 1.1 y 1.2).

Estos cuerpos son de gran interés debido a que son intrusiones de tipo estratificadas (Hauzenberger *et al.* 1997a, Mogessie *et al.* 2000, Ferracutti *et al.* 2006) tales como aquellas de relevancia mundial como Skaergaard (Groenlandia), Kabanga (Tanzania), Jinchuan (China) y Bjerkreim-Sokndal (Noruega), entre otras. La importancia que conlleva el estudio de este tipo de cuerpos se debe a que los mismos son portadores de numerosas mineralizaciones, las cuales en los cuerpos intrusivos de la faja La Jovita-Las Águilas están representadas por sulfuros de hierro-níquel-cobre-cobalto (Fe-Ni-Cu-Co) y minerales del grupo del platino (MGP).

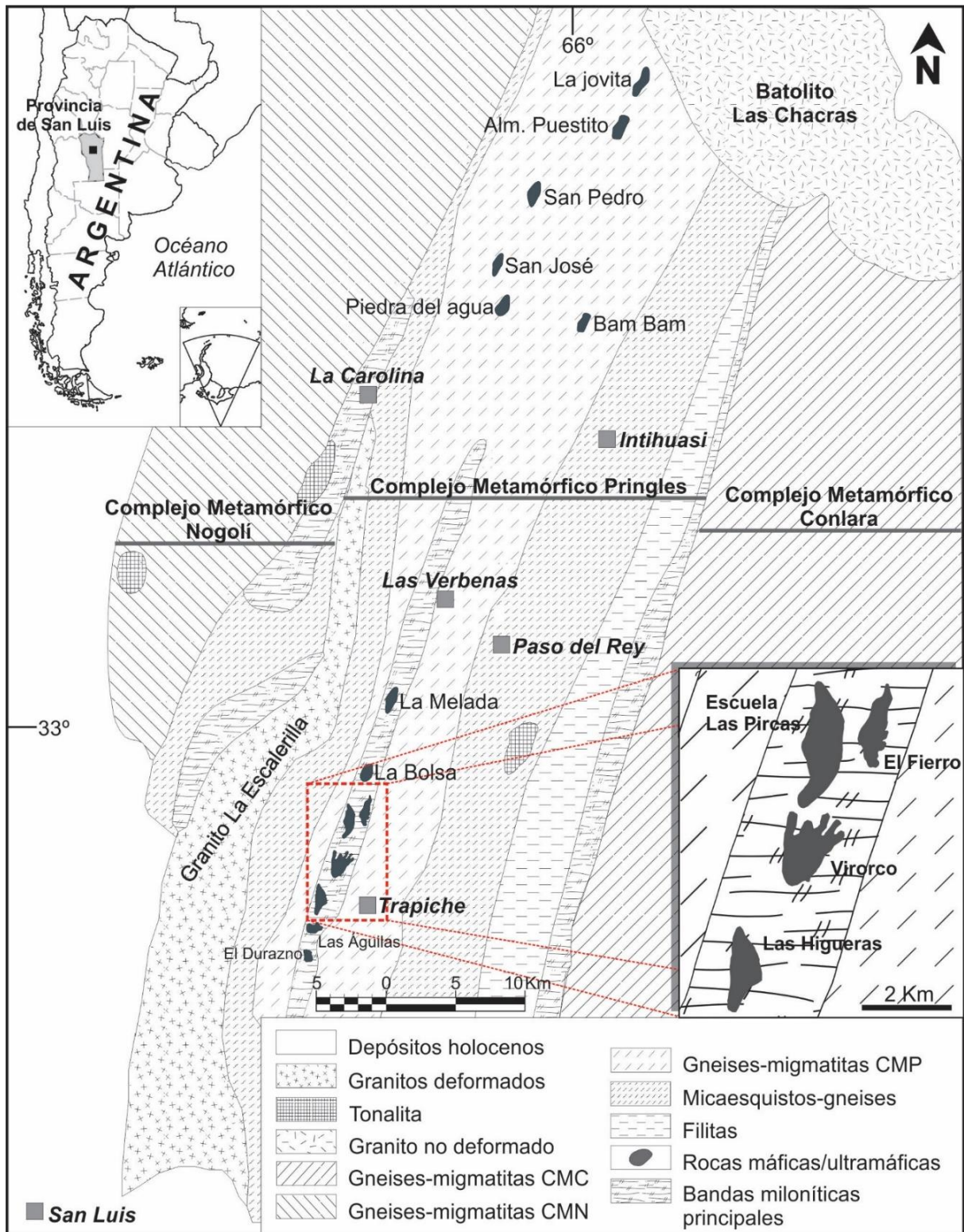


Figura 1.1: Mapa geológico del sector sur de la Sierra Grande de San Luis. En el recuadro rojo se indica la porción sur de la faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas en la que se localizan los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras (modificado de Kostadinoff *et al.* 2005 y Delpino *et al.* 2007).

Dichas mineralizaciones motivaron numerosos estudios en los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos de San Luis, entre los que se presentan los realizados por diversos autores como Gervilla *et al.* (1993, 1997), Brogioni (1994, 2001a, b), Malvicini y Brogioni (1993, 1996), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a, 2013), quienes se focalizaron principalmente en el aspecto petrográfico y geoquímico; los trabajos realizados por Sabalúa *et al.* (1981), Mogessie *et al.* (1994, 2000), Bjerg *et al.* (1996) y Ferracutti *et al.* (2005, 2007b), quienes estudiaron las mineralizaciones de metales base y los minerales del grupo del platino, y los realizados por Kostadinoff *et al.* (1998a, b), los cuales comprenden el estudio geofísico del área. Asimismo, el estudio de las rocas metamórficas de alto grado que constituyen la roca encajonante de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos fue llevado a cabo en numerosas contribuciones, entre ellas las realizadas por Hauzenberger *et al.* (2001) y Delpino *et al.* (2007).

En lo que respecta al ambiente tectónico de emplazamiento de la faja, Ramos (1988), Brogioni (1994) y Steenken *et al.* (2008) indicaron que los cuerpos máficos-ultramáficos de la zona de estudio estarían vinculados a un ambiente tectónico de retroarco. Asimismo, Brogioni (2001b), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2013) sugieren que estas intrusiones corresponden a una misma secuencia magmática, la cual habría evolucionado por cristalización fraccionada, a partir de un magma toleítico. Por otra parte, Ferracutti *et al.* (2013) determinaron, en base a la geoquímica de roca total, la concentración de metales base, elementos del grupo del platino y a rasgos texturales, que estos cuerpos máficos-ultramáficos serían comparables con depósitos de tipo estratificados desarrollados en regímenes de tectónica extensional, tales como Jinchuan (China) y Kabanga (Tanzania).

Más allá del interés económico, los cuerpos intrusivos de tipo estratificados presentan secuencias estratigráficas ígneas que constituyen una valiosa herramienta para el estudio de diversos procesos petrológicos, tales como la cristalización y la diferenciación magmática, así como para el estudio de numerosos mecanismos capaces de generar estratificación ígnea, tales como recarga de la cámara

magmática, mezcla de magmas, convección magmática, compactación y/o fluctuaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino, entre otros. El avance en el conocimiento de las intrusiones máficas-ultramáficas estratificadas, de los mecanismos que originaron su estratificación y de la mineralización de metales base y minerales del grupo del platino en estos estratificados requiere definir la estratigrafía ígnea de los mismos de forma detallada.

1.2. Objetivos

Este trabajo de investigación comprende el estudio petrográfico, geoquímico y estratigráfico de la porción aflorante de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras con la finalidad de definir la estratigrafía ígnea de los mismos. Asimismo, en base al estudio de las relaciones de campo, la geometría, la disposición y estructura interna, las características petrográficas macro y microscópicas, la química mineral y la geoquímica de roca total de las unidades estratigráficas que conforman estos cuerpos intrusivos, se pretende confeccionar un modelo estratigráfico ígneo que abarque la totalidad de los mismos, a fin de establecer un marco de referencia para el estudio de los procesos magmáticos involucrados en la génesis de estos cuerpos intrusivos y de los mecanismos responsables de su estratificación.

Los objetivos específicos del presente trabajo de investigación comprenden:

- El mapeo de detalle de los cuerpos intrusivos mencionados a lo largo de perfiles de muestreo perpendiculares a la disposición general de los mismos, que incluyan las variaciones litológicas identificadas.

- El estudio de las estructuras y estratificación ígneas reconocidas a lo largo de dichos perfiles de muestreo.
- El estudio petro-calcográfico y el análisis de química mineral y de geoquímica de roca total de muestras de roca provenientes de los perfiles realizados, a fin de definir la presencia de series, zonas, subzonas y unidades y/o miembros en la porción aflorante de los cuerpos intrusivos.
- La correlación de las diferentes porciones estratigráficas definidas en cada una de las intrusiones estudiadas.
- La confección de un modelo estratigráfico ígneo que abarque la totalidad de estos cuerpos intrusivos.
- La identificación de las variaciones mineralógicas, texturales y geoquímicas que se presentan desde los márgenes hacia el interior del modelo generado.
- La identificación de los procesos magmáticos involucrados en la génesis de los cuerpos intrusivos y de los mecanismos que originaron su estratificación ígnea.
- La realización de cálculos geotermobarométricos basados en la química mineral, a fin de establecer las condiciones físicas (temperatura y presión) vinculadas a la génesis de las diferentes unidades estratigráficas que conforman dicho modelo.
- La ampliación de la información existente referida al marco geotectónico de la faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas.

1.3. Ubicación y vías de acceso

La porción estudiada de la faja máfica-ultramáfica la Jovita-Las Águilas aflora en el faldeo oriental de las Sierras de San Luis, Departamento de Coronel Pringles, provincia de San Luis. La misma está localizada unos 35 km al NE de la ciudad de San Luis y aproximadamente unos 9 km al oeste de la

localidad de Trapiche. Para acceder a esta desde la ciudad de San Luis se debe recorrer un trayecto de 35 km por la ruta provincial N°9, desde su intersección con la ruta nacional N°7, hasta la localidad de Trapiche, desde donde se deben transitar entre 9 y 10 km por caminos vecinales, dependiendo del cuerpo intrusivo al que se desee acceder (Fig. 1.2).

Los afloramientos estudiados están comprendidos en el área delimitada por los paralelos $33^{\circ} 04' 00''$ y $33^{\circ} 07' 10''$ de latitud sur y los meridianos $66^{\circ} 05' 50''$ y $66^{\circ} 08' 45''$ de longitud oeste. Dicha área se encuentra incluida en la Hoja Geológica 24g Saladillo en escala 1:200.000, confeccionada por Pastore y Ruiz Huidobro (1952) y en la Carta Geológica 3366-III (Costa *et al.* 2005) en escala 1:250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Más precisamente, los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas y El Fierro están comprendidos en la Hoja Topográfica Los Tapiales en escala 1:20000, confeccionada por la Dirección Provincial de Catastro de la Provincia de San Luis (DPCPSL), mientras que los cuerpos intrusivos Virorco y Las Higueras afloran en la Hoja Topográfica Trapiche en escala 1:20000, confeccionada por el mismo organismo.

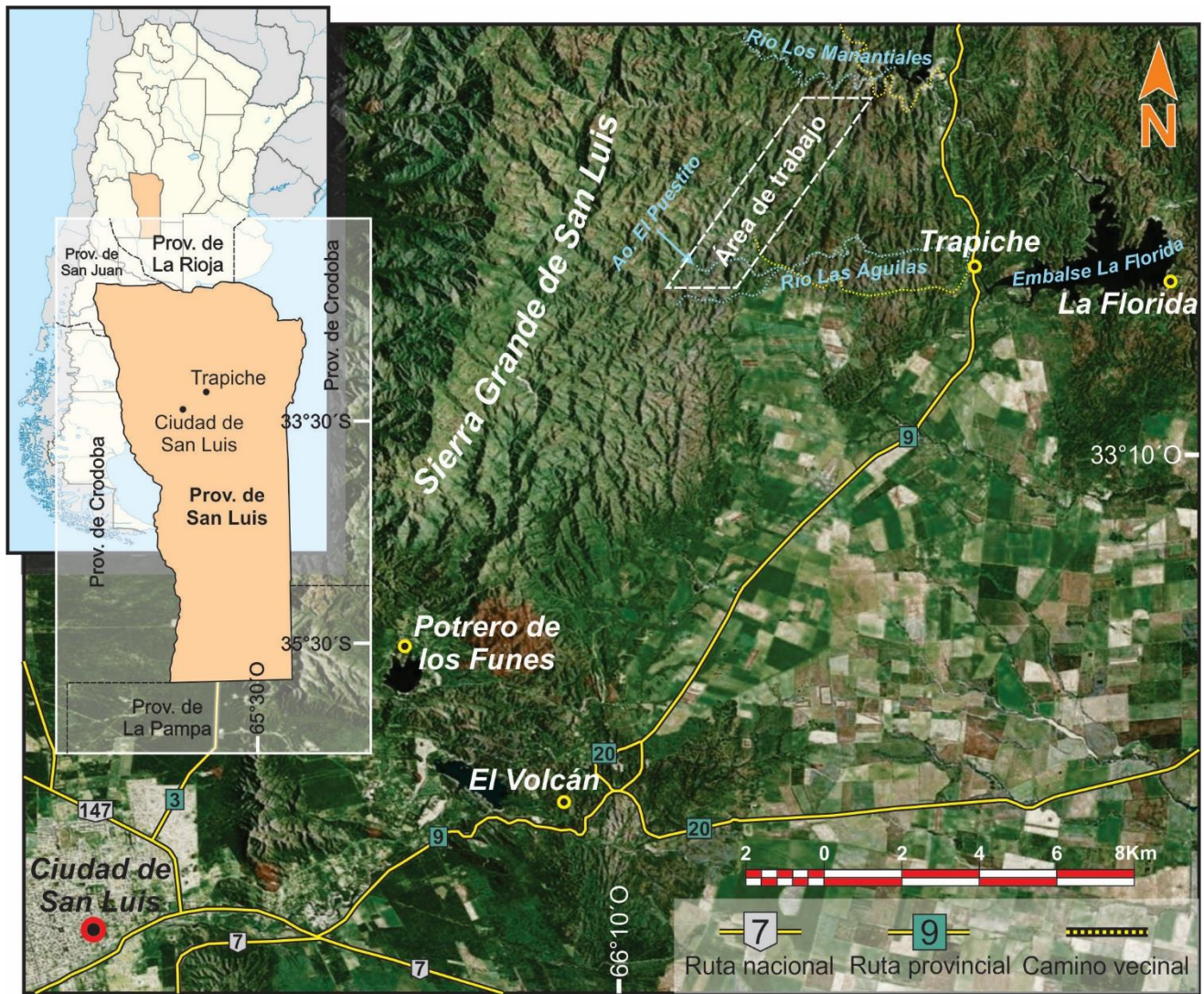


Figura 1.2: Mapa de ubicación del área de estudio en el cual se muestran las vías de acceso a la misma.

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

2.1. Antecedentes

2.1.1. Petro-calcografía

Los estudios petro-calcográficos realizados por diversos autores como Kilmurray y Villar (1981), Sabalúa *et al.* (1981), Sabalúa (1986), Gervilla *et al.* (1993), Brogioni (1994, 2001a, b), Malvicini y Brogioni (1996), Ferracutti y Bjerg (2001) y Ferracutti *et al.* (2007a), permitieron determinar que las rocas máficas-ultramáficas que componen la porción sur de la faja La Jovita-Las Águilas comprenden principalmente dioritas, noritas, piroxenitas, gabros, melagabros, harzburgitas, dunitas, melanoritas, gabronoritas, broncinitas y peridotitas. Asimismo, Hauzenberger *et al.* (1996, 1997a, b), Felfernig *et al.* (1997), Mogessie *et al.* (2000), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) definieron dos asociaciones mineralógicas principales que engloban dichas variedades litológicas: 1) ortopiroxeno (opx) + anfíbol (amp) + plagioclasa (pl) ± clinopiroxeno (cpx) ± biotita (bt) ± espinelo (spl) ± sulfuros ± minerales del grupo del platino y accesorios como apatito y, 2) olivino (ol) + espinelo (spl) + sulfuros ± minerales del grupo del platino.

Más precisamente, Brogioni (2001b) indica que los afloramientos de los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco (El Fierro y Escuela Las Pircas y Virorco en este trabajo) están constituidos principalmente por noritas y gabronoritas y en menor medida por piroxenitas, hornblenditas y anfibolitas, las cuales están restringidas a las porciones marginales de estos cuerpos. Asimismo, esta autora indica que la foliación composicional y la lineación mineral son rasgos microestructurales frecuentes, sobre todo en rocas adyacentes a los márgenes este y norte del cuerpo intrusivo El Fierro,

los cuales evidencian una distribución diferencial de los cristales de piroxeno y anfíbol. Por otra parte, establece que las variaciones litológicas se registran en dirección perpendicular a los ejes mayores de estos cuerpos intrusivos, característica que había sido señalada previamente por González Bonorino (1961) para las intrusiones Virorco y Las Águilas.

En conformidad con lo mencionado anteriormente, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) determinaron que las rocas máficas son las de mayor distribución areal en superficie, mientras que la proporción de rocas ultramáficas es más abundante en subsuelo. Asimismo, estos autores indican que la proporción de afloramientos de rocas ultramáficas incrementa hacia el norte de la porción sur de la faja máfica-ultramáfica, siendo la litología dominante en el cuerpos intrusivos El Fierro, lo que para los autores evidenciaría que los afloramientos de las intrusiones localizadas al norte corresponden a niveles estructurales más profundos.

Con respecto a las variedades litológicas, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) indicaron que las rocas máficas están representadas principalmente por noritas con hasta un 50 % de hornblenda ($opx+pl\pm hbl\pm opacos$), y en menor medida por noritas clinopiroxénicas ($opx+pl\pm cpx\pm hbl\pm opacos$); metagabroides ($opx\pm cpx+pl+hbl+bt$) y milonitas máficas ($opx+amph+pl+grt\pm bt$). Asimismo, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2017) reportaron pegmatitas máficas de hasta 15 cm de ancho, localizadas en el margen oeste del cuerpo intrusivo Virorco, las cuales están compuestas principalmente por cristales de plagioclasa y piroxeno que pueden alcanzar dimensiones de hasta 5 cm. Respecto a las variedades ultramáficas, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) establecieron que en afloramiento están representadas por ortopiroxenitas ($opx\pm pl\pm hbl\pm spl\pm sulfuros$) y websteritas ($opx+cpx\pm pl\pm spl\pm sulfuros$), mientras que en profundidad también se reconocieron dunitas ($ol+sulfuros+spl \pm opx$) y harzburgitas ($ol+opx\pm cpx+sulfuros+ spl$).

Cabe destacar, que en diversos sectores de la porción aflorante del cuerpo intrusivo Virorco, González Bonorino (1961), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a, 2011, 2017) identificaron una textura magmática primaria de tipo estratificada, caracterizada por capas de distinta composición

modal. Asimismo, rasgos de estas características fueron descritos por Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Según estos autores, dichas intrusiones poseen un marcado y repetitivo bandeamiento o estratificación, conformado por intercalaciones de noritas o noritas clinopiroxénicas y piroxenitas. Asimismo, indicaron que en estas secuencias los contactos entre las diferentes capas son mayormente de tipo transicionales.

2.1.2. Geoquímica

Según Brogioni (2001b), las variaciones petrográficas registradas en los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco (El Fierro y Escuela Las Pircas y Virorco en este trabajo) se corresponden con variaciones en la química mineral, dado que las rocas ultramáficas presentan un incremento del contenido de anortita (An) en los cristales de plagioclasa y de MgO en los cristales de ortopiroxeno. Asimismo, indica que las rocas ultramáficas son ligeramente más ácidas y con tenores más elevados de MgO. Por otra parte, esta autora establece que el magmatismo que origina estos cuerpos intrusivos es de naturaleza toleítica, con una clara tendencia al enriquecimiento en hierro, y que las tendencias definidas por la mayoría de los óxidos con respecto al MgO indicarían una vinculación genética de las rocas que los conforman. Además, señala que las tendencias de fraccionamiento evidenciadas por estas intrusiones concuerdan con las tendencias de fraccionamiento evidenciadas por toleítas desarrolladas en cuencas marginales de retroarco.

En concordancia con lo mencionado anteriormente, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2013) sugieren en base relaciones entre $\text{FeO}_{\text{total}}$, Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , CaO y MgO que las rocas máficas-ultramáficas que componen los cuerpos intrusivos de la porción sur de la faja corresponderían a una *suite* de rocas que habría evolucionado por un proceso magmático de cristalización fraccionada, donde el incremento en las proporciones de plagioclasa y anfíbol en las rocas máficas es reflejado por un progresivo enriquecimiento en CaO , Al_2O_3 y TiO_2 . Asimismo, estos autores indican que la correlación

entre TiO_2 , algunos elementos de las tierras raras (ETR) y elementos traza inmóviles evidencia que la cristalización magmática fue controlada principalmente por olivino y ortopiroxeno.

En cuanto a la composición del magma primario, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2013) indicaron en base a la composición de cristales olivino contenidos en rocas de subsuelo del cuerpo intrusivo Las Águilas, que dicho magma sería de tipo máfico y rico en magnesio. Esto, fue reforzado por diagramas de elementos del grupo del platino, Ni y Cu normalizados a manto primitivo (Barnes *et al.* 1987) realizados con muestras provenientes de afloramiento y de subsuelo, los cuales presentan patrones similares a basaltos ricos en MgO derivados de magmas con un contenido de magnesio comprendido entre 12 y 18 %. Según Ferracutti *et al.* (2013), es posible asumir que la composición del borde de enfriamiento (*chilled margin*) reportado por Ferracutti *et al.* (2008), es equivalente a la composición del magma primario, por lo que este tendría contenidos de MgO de 13,55 %, de $\text{FeO}_{\text{total}}$ de 10,83 % y una relación #Mg de 0,56, reafirmando así las determinaciones efectuadas y descritas anteriormente.

En relación a la génesis de las intrusiones estudiadas, Ferracutti *et al.* (2013) en base a la comparación de los contenidos de elementos de las tierras raras (ETR) máximos y mínimos normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989) entre rocas ultramáficas provenientes del cuerpo intrusivo Las Águilas y rocas provenientes de diferentes ambientes tectónicos, establecieron que los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos de San Luis son similares a depósitos estratificados de relevancia mundial como Jinchuan, Kabanga, Fiambala y Belleterre-Angliers Belt. Así, estos autores indicaron que no existe similitud en los patrones de ETR entre los cuerpos intrusivos de San Luis y las rocas de tipo máficas-ultramáficas que forman parte de las secuencias ofiolíticas.

2.1.3. Geofísica

Con la finalidad de estimar la dimensión en subsuelo de las intrusiones máficas-ultramáficas que componen la porción sur de la faja La Jovita-Las Águilas, autores como Mogessie *et al.* (1994,

1996, 2000), Bjerg *et al.* (1996, 1997), y Kostadinoff *et al.* (1998a, b) llevaron a cabo relevamientos gravimétricos y magnetométricos, cuyos resultados evidencian que la dimensión de los afloramientos de los cuerpos intrusivos mencionados difiere considerablemente del volumen que tendrían los mismos en subsuelo.

Particularmente, Kostadinoff *et al.* (1998a) reportaron un exceso de masa sobresaliente, al que denominaron como anomalía Virorco, la cual tiene un valor de +23 miligales y puede ser apreciada en las localidades El Durazno, Las Águilas, Virorco y El Fierro. Estos autores indicaron que la dimensión de esta anomalía tiene una extensión de 19 km en dirección norte-sur y de 7 km en dirección este-oeste. Así, considerando el contraste de densidad entre los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos y la roca metamórfica de caja, la magnitud y la extensión areal de las anomalías de Bouguer y en base al modelado geofísico inverso de anomalías gravimétricas propuesto por Talwani *et al.* (1959), sugieren que la anomalía Virorco sería producto de un cuerpo en profundidad de $1,2 \times 10^{12}$ toneladas de morfología elipsoidal de 20x8x5 km. A partir de estos resultados, Kostadinoff *et al.* (1998b) indicaron que las porciones aflorantes de las intrusiones comprendidas en el sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas corresponderían a apófisis de rocas vinculadas a un cuerpo central localizado en profundidad.

Posteriormente, en el año 2000 la compañía Western Mining Corporation realizó un relevamiento aéreo de magnetometría y gravimetría sobre la porción de la faja que se extiende entre El Durazno y El Fierro. Estos estudios permitieron identificar un área que se extiende 25 km en dirección NNE-SSO, con un ancho variable entre 7 y 10 km en dirección ONO-ESE, donde existe una notoria coincidencia entre la anomalía magnética y la anomalía gravimétrica. Estas observaciones fueron reafirmadas por un relevamiento geofísico terrestre de mayor detalle realizado por dicha compañía.

Los estudios geofísicos más recientes fueron llevados a cabo por Ferracutti (2005), quien indicó, en base a cinco perfiles detallados de gravedad y magnetismo realizados sobre los cuerpos

intrusivos El Durazno, Las Águilas y El Fierro, que esta porción de la faja máfica-ultramáfica tendría en subsuelo un ancho mínimo de 10 km.

2.1.4. Estratigrafía ígnea

Tal como se mencionó anteriormente, el avance en el conocimiento de las intrusiones máficas-ultramáficas estratificadas y de los procesos vinculados a su génesis requiere definir la estratigrafía ígnea de las mismas de manera detallada. En este aspecto, es muy escasa la información existente de los cuerpos máficos-ultramáficos comprendidos en la porción sur de la faja La Jovita-Las Águilas.

Los primeros autores que contemplaron el estudio de la estratigrafía ígnea de estos cuerpos intrusivos fueron Ferracutti *et al.* (2008), quienes reportaron un afloramiento de noritas hornbléndicas en el margen oeste del cuerpo intrusivo Virorco, el cual evidencia una textura bandeada de tipo coloforme. Según Shelley (1993), esta estratificación coloforme (*colloform layering*), es una estructura especial que se origina en los bordes de una intrusión producto del enfriamiento progresivo.

Posteriormente, Ferracutti *et al.* (2011) indicaron en base a características petrográficas, texturales y geoquímicas, que el cuerpo intrusivo Virorco puede ser dividido en tres partes: Bandeado de Margen de enfriamiento, correspondiente al margen oeste del cuerpo donde se ubican los afloramientos con estratificación de tipo coloforme; Bandeado piroxénico, el cual es de macro-escala y consiste en una repetición de capas de composición piroxenítica de entre 20 y 50 cm de espesor; y Bandeado composicional, el cual está compuesto por una alternancia en meso y micro-escala de capas piroxeníticas y hornblendíticas. Según estos autores, la clasificación estratigráfica propuesta por Irvine (1982) para intrusiones de tipo estratificadas, tales como Skaergaard, puede ser aplicada al cuerpo intrusivo Virorco. Así, indican que la Serie de borde marginal definida en Skaergaard sería equivalente al margen de enfriamiento observado en Virorco, mientras que la Serie Estratificada correspondería al Bandeado piroxénico.

Más recientemente, Ferracutti *et al.* (2017) re-definieron la estratigrafía del cuerpo intrusivo Virorco, diferenciando tres sectores principales: el sector este, constituido por la Unidad Estratificada Modal (UEM); el sector central, constituido por la Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada (UPME) y por la Unidad Gábrica (UG); y el sector oeste, conformado por la Unidad Bandeada (UB), la Unidad Norítica Hornblendífera (UNH) y la Unidad Gabronorítica (UGN). Según los autores, las unidades definidas en los sectores Este y Oeste corresponden a la Serie de Borde Marginal, mientras que las definidas en el sector Central corresponden a la Serie Estratificada.

2.1.5. Geotermobarometría

Los primeros autores en abordar es estudio geotermobarométrico de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos que conforman la faja La Jovita-Las Águilas fueron Hauzenberger *et al.* (1996, 1997a, b), quienes indicaron que la temperatura de cristalización de los mismos estaría comprendida entre los 750 y 800°C, según los cálculos efectuados por termometría de dos piroxenos, y establecieron temperaturas variables entre 600 y 650°C para la formación de las texturas de reacción en las cuales el ortopiroxeno es reemplazado por anfíbol.

Por otra parte, Hauzenberger (1997) determinó para dichos cuerpos temperaturas de cristalización comprendidas entre 610 y 780°C, según los cálculos termométricos efectuados para el par olivino-espínelo; entre 800 y 1100°C, con los minerales ortopiroxeno-olivino-espínelo; y entre 600 y 1000°C, para los minerales ortopiroxeno-clinopiroxeno-olivino-espínelo. Asimismo, este autor determinó sobre rocas granulíticas del margen del cuerpo intrusivo Las Águilas presiones variables entre 5,5 y 7 Kbar. Posteriormente, Hauzenberger *et al.* (2001) indicaron en base al par olivino-espínelo temperaturas de cristalización de 745°C para el núcleo de los cristales de espínelo y variables entre 660 y 710°C para los bordes de dichos cristales.

Más recientemente, Ferracutti (2005) estableció, en base a cálculos termométricos independientes de la presión, temperaturas de cristalización para los cuerpos máficos-ultramáficos

mencionados variables entre 700 y 1000 °C. Estos resultados permitieron realizar cálculos barométricos según la metodología propuesta por Holland (1979, 1980, 1983), basada en el contenido de jadeíta en clinopiroxeno, que dieron por resultado valores oscilantes entre 19 y 27 Kb, los cuales son equivalentes con profundidades comprendidas entre 60 y 80 km (límite corteza inferior-manto superior). Por otra parte, este autor también determinó que el proceso de mineralización se inició entre los 600 y 700 °C donde los sulfuros comenzaron a cristalizar a partir de una solución sólida de monosulfuro (mss). Finalmente, Ferracutti *et al.* (2006) establecieron en base a la composición de los espinelos contenidos en rocas provenientes del cuerpo intrusivo Las Águilas, valores termométricos para su cristalización variables entre 710 y 725°C.

2.1.6. Geocronología

Los datos geocronológicos obtenidos a partir de rocas provenientes de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos de San Luis son muy escasos. En este aspecto, Sims *et al.* (1998) obtuvieron una edad U-Pb SHRIMP en cincón de 478 ± 6 Ma (Ordovícico temprano) a partir de una segregación ácida contenida en una piroxenita perteneciente al cuerpo intrusivo Las Águilas. Asimismo, Steenken *et al.* (2008) en base a la isocrona Sm-Nd en mineral y roca total, determinaron una edad de 506 ± 19 Ma en una diorita ubicada aproximadamente unos 20 km al NNE de la zona de estudio. Más recientemente, Ferracutti *et al.* (2017), reportaron una edad 1002 ± 150 Ma (Esténico), basada en una isócrona Sm-Nd en roca total, confeccionada a partir de muestras provenientes de los diferentes cuerpos intrusivos del sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas.

Por otra parte Sato *et al.* (2001) obtuvieron una edad de 1502 ± 95 Ma en base a una isocrona Sm-Nd en roca total en anfibolitas y komatitas pertenecientes a la faja máfica-ultramáfica San Francisco del Monte de Oro-Villa de la Quebrada, la cual está ubicada unos 20 km al oeste de la faja La Jovita-Las Águilas.

2.2. Marco geológico

Según Gordillo y Lencinas (1979) la geología regional del área comprende: un basamento plutónico-metamórfico de edad precámbrica-paleozoica inferior, sedimentitas continentales y volcanitas traquiandesíticas del Terciario superior y sedimentitas aluvionales del Cuaternario. Según estos autores, dicho basamento plutónico-metamórfico está compuesto por metamorfitas de bajo a alto grado (filitas, micacitas, gneises, anfibolitas y granulitas) de probable edad precámbrica, intruidas por stocks graníticos de edad paleozoica inferior, y por dos fajas paralelas y discontinuas de cuerpos intrusivos ígneos de naturaleza máfica-ultramáfica (fajas La Jovita-Las Águilas y San Francisco del Monte de Oro-Villa de la Quebrada). Asimismo, indicaron que las sedimentitas continentales y las volcanitas traquiandesíticas del Terciario superior están representadas por escasos afloramientos de areniscas en El Durazno y Potrero de los Funes y por la faja volcánica dispuesta desde el cerro Tomolasta hacia el SE, respectivamente. En tanto, las sedimentitas aluvionales, comprenden aluviones aterrazados del Cuaternario inferior y depósitos modernos.

Más recientemente, Sims *et al.* (1997) establecieron que el basamento cristalino de la parte sur de la Sierra Grande de San Luis está compuesto por tres bloques o complejos metamórficos, denominados por estos autores de este a oeste como Bloque Este o Complejo Metamórfico Conlara, Bloque Central o Complejo Metamórfico Pringles y Bloque Oeste o Complejo Metamórfico Nogolí (Fig. 1.1). El Bloque Este o Complejo Metamórfico Conlara está constituido principalmente por esquistos, gneises y migmatitas en facies anfibolita, y en menor medida por de mármoles (Llambías y Malvicini 1982) y rocas calcosilicáticas (Delakowitz *et al.* 1991). El Bloque Central o Complejo Metamórfico Pringles se compone principalmente de filitas, micaesquistos, gneises y migmatitas, con un grado metamórfico que varía de facies esquistos verdes a facies anfibolita, y de cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos (faja La Jovita-Las Águilas), en torno a los cuales las rocas metamórficas pueden alcanzar facies granulíticas. Este complejo comprende además cuerpos tonalíticos-granodioríticos y pegmatitas. El Bloque Oeste o Complejo Metamórfico Nogolí está conformado principalmente por

esquistos micáceos, metacuarcitas, ortogneises migmatíticos y gneises de alto grado con lentes de anfibolitas, en facies anfibolita y por cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos (faja San Francisco del Monte de Oro-Villa de la Quebrada).

Según Sato *et al.* (2003), estos tres bloques o complejos metamórficos presentan una estructuración penetrativa subvertical en dirección NNE-SSO, la cual identificaron también en los cuerpos intrusivos que componen la faja máfica-ultramáfica La Jovita-Las Águilas, que habría sido originada por la orogenia Famatiniana, del período Ordovícico. Dichos autores también identificaron rasgos remanentes de una estructuración anterior en dirección NO-SE, a las cuales se asocian también paragénesis metamórficas previas. Estas estructuras y metamorfismos relícticos fueron descriptos como pre-famatinianos por González y Llambías (1998) y von Gosen y Prozzi (1998), y atribuidos al ciclo Pampeano por Kilmurray y Dalla Salda (1977) y Criado Roqué *et al.* (1981).

Por otra parte, Delpino *et al.* (2001) establecen que el sector central de la sierra Grande de San Luis fue afectado por dos eventos de deformación principal, T2 y T3, asociados a fases finales del ciclo orogénico Pampeano y al ciclo orogénico Famatiniano, respectivamente. Según los autores, el primero de ellos (T2) estaría evidenciado por una foliación de plano axial (S2), observada en los cuerpos máficos-ultramáficos, la cual es subvertical y fuertemente buzante, mayormente hacia el oeste. Por su parte el evento posterior T3, generaría foliación milonítica (Sm) regular, bien desarrollada y fuertemente buzante, generalmente hacia el este.

2.3. Configuración tectónica regional

Las Sierras de San Luis están comprendidas en la porción suroeste de la región morfoestructural de las Sierras Pampeanas Orientales (Camino, 1979). Según Sims *et al.* (1998) y Steenken *et al.* (2011) esta región fue afectada principalmente por tres eventos orogénicos diferentes: el ciclo orogénico Pampeano, desarrollado entre el Pre-cámbrico superior (Ediacariano) y el Cámbrico temprano (580-510 Ma), el ciclo orogénico Famatiniano, que tuvo lugar entre el Cámbrico y el Silúrico

(500-440 Ma), y el ciclo orogénico Achaliano, desarrollado entre el Devónico y el Carbonífero (400-350 Ma).

En lo que respecta particularmente a las Sierras de San Luis, el clímax magmático, metamórfico y deformacional ocurrió durante el Ordovícico (ciclo orogénico Famatiniano), producto de un proceso colisional que llevó a la acreción de un terreno alóctono en el margen protoandino de Gondwana (Ramos 1988; Dalla Salda *et al.* 1992), afectando tanto al borde de Gondwana como al terreno acrecionado. Este terreno alóctono, denominado como “Cuyania” por Ramos (1995) y Ramos *et al.* (1996, 1998) o como “Precordillera” por Astini *et al.* (1995), se extendería entre los 29° y los 36° de latitud sur, comprendiendo las Sierras Pampeanas Occidentales, Precordillera, Bloque de San Rafael y Bloque de Las Matras. La actividad orogénica famatiniana ocasionada por la acreción de este bloque sobre el autóctono de Gondwana puede observarse principalmente en las rocas metamórficas e ígneas del basamento de las Sierras Pampeanas Orientales (Sato *et al.* 2003).

Numerosos autores, tales como Ramos (1988), Brogioni (1994), Brogioni y Ribot (1994), Malvicini y Brogioni (1996), Sims *et al.* (1998), Hauzenberger *et al.* (2001); Chernicoff y Ramos (2003), Delpino *et al.* (2007), Steenken *et al.* (2008) y Zaffarana *et al.* (2011) proponen que los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos del Complejo Metamórfico Pringles se habrían emplazado en una cuenca de retroarco o en una cuenca marginal de retroarco. Ramos (1988) indica que dicho emplazamiento habría tenido lugar al oeste del arco durante el Proterozoico tardío, producto de la colisión entre el terreno de Pampia y el cratón del Río de La Plata. Por otra parte, Delpino *et al.* (2007) consideran que esta cuenca de retroarco estaría vinculada a la subducción famatiniana que habría comenzado en el Cámbrico medio y terminado en el Ordovícico medio, producto de la colisión entre el terreno alóctono de Cuyania y el margen protoandino de Gondwana.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA Y TERMINOLOGÍAS UTILIZADAS EN EL ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO ÍGNEO

3.1. Metodología

3.1.1. Tareas de campo

Los trabajos de campo consistieron en el levantamiento de siete perfiles de muestreo, denominados como, ELPN-ELPN' y ELPS-ELPS', en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, EFN-EFN', EFM-EFM' y EFS-EFS', en el cuerpo intrusivo El Fierro y LHN-LHN' y LHS-LHS', en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Estos perfiles fueron orientados en dirección perpendicular al rumbo de los estratos ígneos que conforman dichos cuerpos intrusivos. Asimismo se posicionaron numerosos puntos de control correspondientes a contactos litológicos, fallas, sectores que presentan estratificación magmática y a las diferentes litologías identificadas en los sectores laterales de los perfiles mencionados. En tanto, en el cuerpo intrusivo Virorco solo se posicionaron puntos de control, dado que se contaba con información y muestras de roca provenientes de esta intrusión previo al inicio de este trabajo de investigación.

El posicionamiento de puntos de interés, en los cuales se recolectaron muestras, se tomaron fotografías y se realizaron mediciones estructurales, fue llevado a cabo con un equipo GPS Garmin modelo eTrex Vista HCx, utilizando el datum de referencia WGS84. De los perfiles mencionados y de los puntos de control más representativos se recolectaron un total de 92 muestras y se realizaron 445 mediciones estructurales, de las cuales 279 corresponden a planos de foliación, 72 a planos de diaclasa, 53 a planos de falla y 41 a planos de estratificación ígnea.

3.1.2. Tareas de gabinete

3.1.2.1. Confección de cortes delgados y estudio petro-calcográfico

A partir de las muestras obtenidas durante los trabajos de campo se confeccionaron 80 secciones delgadas y 38 secciones bipulidas en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología-INGEOSUR, de la Universidad Nacional del Sur y el CONICET. La totalidad de estas secciones fueron estudiadas con un microscopio petro-calcográfico Nikon Eclipse E400Pol equipado con una cámara fotográfica Nikon en el Departamento de Geología-INGEOSUR, de la Universidad Nacional del Sur y el CONICET. Asimismo, las secciones bipulidas fueron estudiadas con un microscopio de barrido electrónico (SEM) acoplado a una microsonda electrónica (*EMPA, Electron Probe Microanalyzer*) Cameca SX100 en el *Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria*.

3.1.2.2. Análisis de química mineral de elementos mayoritarios

Se realizaron 1181 análisis de química mineral de elementos mayoritarios contenidos en un total de 38 muestras de roca provenientes de las intrusiones estudiadas. Los minerales analizados corresponden principalmente a cristales de anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, y en menor medida a cristales de olivino. Estos análisis se llevaron a cabo en el *Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria* con una microsonda electrónica Cameca SX100, equipada con cuatro espectrómetros *WDS* (espectrómetro dispersor de longitud de onda) y un espectrómetro *EDS* (espectrómetro dispersor de energía). Las condiciones instrumentales correspondieron a un voltaje de aceleración de 15kV y una corriente de 20nA. El análisis de los cristales de plagioclasa se realizó con un haz de electrones desenfocados de 5 µm de diámetro con la finalidad de evitar la pérdida de cationes de sodio y se aplicó el método ZAF para la corrección matricial de los análisis EDS y WDS. La calibración se efectuó con los siguientes estándares minerales: Si, K, Al, Adularia; Fe, Mg, Granate u Olivino, Ca, Ti, Titanita; Mn, Rodonita; Zn, Gahnita; Cr, Cromita; Cl, Atacaminta; F, Flogopita; Ni,

NiO; Na, Jadeíta. Las formulas estructurales de los minerales se determinaron utilizando planillas de cálculo confeccionadas por la Dra. Gabriela Ferracutti, en el caso de los cristales de piroxeno y plagioclasa, por la Dra. Paola Aliani, en el caso de los cristales de olivino, y por Esawi (2004), en el caso de los cristales de anfíbol. Asimismo, el contenido de hierro férrico se determinó en base a los cálculos estequiométricos propuestos por Droop (1987). Los resultados de estos análisis están expresados en porcentaje en peso (% en peso).

3.1.2.3. Análisis de química mineral de elementos traza y elementos de las tierras raras (ETR)

Se realizaron un total de 29 análisis de elementos traza y ETR en cristales de hornblenda, ortopiroxeno y plagioclasa contenidos en las muestras de roca OHP45, PP68A1 y FC16A, provenientes de los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro y Las Higueras, respectivamente. Estos análisis fueron llevados a cabo mediante el sistema de ablación láser acoplado por inducción plasma de espectrometría de masas (LA-ICP-MS; sistema ESI New Wave 193 nm LA acoplado con un sistema Agilent 7500cx ICP-MS) en el Central *Laboratory for Water, Minerals and Rocks, NAWI Graz*, de la *Karl-Franzens-University* de Graz y de la Universidad Tecnológica de Graz, Austria. La ablación de los minerales analizados fue llevada a cabo utilizando un sistema láser de 193 nm operado a 5 Hz, con pulsos de energía sobre la muestra de $4,2 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2}$ y un haz de $75 \mu\text{m}$ de diámetro. Para la estandarización se utilizaron los vidrios NIST612 y NIST610 y para monitorear la exactitud de las mediciones realizadas se utilizaron como estándares de control los vidrios BCR2 y PT8. La reducción de datos fue realizada con el software GLITTER. Los resultados de estos análisis están expresados en partes por millón (ppm).

3.1.2.4. Análisis geoquímicos de roca total

Los análisis geoquímicos de roca total de elementos mayoritarios, trazas y ETR fueron llevados a cabo en un total de 48 muestras en el laboratorio ActLabs (Activation Laboratories) en Canadá. Los mismos se realizaron mediante las técnicas de fluorescencia de rayos-x (XRF), para la medición de concentración de los elementos mayoritarios y de espectrometría de masas de plasma acoplado por inducción (ICP-MS), para la medición de los elementos traza y los elementos de las tierras raras, previa preparación de la muestra con molienda en molino de acero, dilución y fusión de las mismas mediante la utilización de metaborato/tetraborato de litio. Los resultados de estos análisis están expresados en porcentaje en peso para los elementos mayoritarios y en partes por millón para los elementos traza y tierras raras.

3.1.2.5. Programas, abreviaturas y terminologías especiales utilizadas

Diversos tipos de programas posibilitaron el tratamiento gráfico y analítico de los datos obtenidos a partir de los trabajos de campo, entre ellos cabe destacar el programa de licencia libre Quantum Gis (*QGIS*), versiones 1.8.0 “Lisboa” y 2.18.13 “Las Palmas”, utilizado para llevar a cabo el mapeo de los cuerpos intrusivos estudiados, y los programas Igpert, versión 2014, y OpenStereo, utilizados para el tratamiento gráfico de los datos geoquímicos y estructurales, respectivamente.

Se emplearon las abreviaturas de minerales sugeridas por Whitney y Evans (2010) para hacer referencia a los silicatos y óxidos.

El estudio estratigráfico de los cuerpos intrusivos y su posterior correlación fueron llevados a cabo en base al sistema propuesto por Irvine (1982) y a las terminologías sugeridas por Wager (1960) e Irvine (1982). Una explicación detallada de este sistema y de estas terminologías, y su aplicación a los cuerpos intrusivos de tipo estratificados, puede verse en los apartados 3.2, 3.3 y 3.4 contenidos en este capítulo.

3.2. Terminologías utilizadas en el estudio de las intrusiones estratificadas

Dado que uno de los objetivos principales de este trabajo consiste en el reconocimiento de las distintas unidades estratigráficas que conforman los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras, a fin de establecer una vinculación estratigráfica entre los mismos, resulta apropiado hacer referencia a los lineamientos generales del sistema propuesto por Irvine (1982). Este sistema permite estudiar de manera organizada y sistemática la estratigrafía de los depósitos ígneos de tipo estratificados. Para ello, es necesario definir con precisión las diferentes terminologías utilizadas por este autor que permiten llevar a cabo dicho estudio.

Entre las principales terminologías utilizadas con frecuencia en el estudio petrográfico de este tipo de intrusiones se destaca el término cumulado, el cual según Wager (1960) e Irvine (1982), puede ser definido como una roca ígnea caracterizada por un marco cumular (*cumular framework*) de cristales en contacto formados en un estadio primario por procesos de cristalización fraccionada. Estos cristales cumulares siempre están “cementados” por una generación más tardía de material poscumular que habría cristalizado a partir de líquido intercumular (Irvine, 1982). Estos minerales poscumulares tienden a ser de tipo poiquilíticos y comúnmente forman grandes oikocristales con numerosas inclusiones de cristales cumulares (chadacristales).

Según Irvine (1982) una capa o estrato (*layer*) es una unidad conformada por cumulos en forma de capa, que se distingue por sus características composicionales y/o texturales. Así, este autor define el término estratificación (*layering*) como la combinación de una secuencia de capas e indica que cuando el espesor de las mismas es inferior a 5 cm deben ser denominadas como láminas. Asimismo, propone la utilización del término horizonte para hacer mención a cualquier plano de referencia conforme dentro de una capa o una secuencia de capas.

Por otra parte Shelley (1993), indica la existencia de dos tipos de estratificaciones principales en las rocas máficas-ultramáficas, la estratificación modal, la cual consiste en una variación de los

minerales constituyentes entre una capa y otra, y la estratificación críptica, que consiste en diferencias en la química mineral de un estrato respecto de otro.

3.3. Subdivisión de las intrusiones estratificadas

Irvine (1982) propone subdividir los cuerpos o complejos estratificados con el siguiente orden de jerarquía decreciente: Series, Zonas y Subzonas, las cuales se establecen en base a diferencias modales, texturales y/o crípticas. Asimismo, establece la posibilidad de definir “unidades” en base rasgos composicionales distintivos, las cuales pueden a su vez subdividirse en “miembros” y/u organizarse en “grupos”.

Este autor establece que las Series son divisiones estructurales que caracterizan una sucesión estratigráfica, mientras que las Zonas y Subzonas, son definidas como el primer y el segundo rango de división dentro de las series. Un ejemplo de esto es la división de la estratigrafía ígnea propuesta por Wager (1960) en el cuerpo intrusivo Skaergaard, quien definió la presencia de zonas en base a la presencia o ausencia de determinados minerales cumulares, mientras que las subzonas fueron definidas en base a características texturales o en base a la presencia o ausencia de minerales cumulares en combinación con el mineral cumular propio de cada zona.

Por otra parte, Irvine (1982) establece que una unidad es definida en base a características distintivas, sin necesidad de estar incluidas dentro de una subzona, zona o serie. Asimismo, este autor indica que dentro de los cuerpos estratificados es posible definir la presencia de unidades rítmicas (*rhythmic units*), correspondientes a una sucesión de capas que se repite estratigráficamente de manera similar, y a unidades cíclicas (*cyclic units*), que son unidades rítmicas en las cuales la secuencia de minerales cumulares pueden ser identificados con el orden de cristalización fraccionada del magma.

3.4. Aplicación de la terminología utilizada en el estudio estratigráfico ígneo

A lo largo de este trabajo, en repetidas ocasiones se realizan comparaciones y se establecen analogías entre las intrusiones aquí estudiadas y el cuerpo intrusivo estratificado Skaergaard. Esto se debe a que dicho cuerpo intrusivo estratificado representa, mundialmente, el mejor ejemplo de aplicación de la terminología mencionada. Wager y Deer (1939), Wager (1960), Wager y Brown (1968) y McBirney (1989), identificaron en el cuerpo intrusivo Skaergaard la presencia de tres series principales: la Serie Estratificada (SE), la cual cristaliza sobre el piso de la cámara magmática; la Serie de Borde Superior (SBS), la cual cristaliza desde el techo hacia el interior de la cámara; y la Serie de Borde Marginal (SBM), que cristaliza desde los márgenes laterales hacia el centro de la cámara magmática (Fig. 3.1).

En base a características petrográficas, texturales y/o geoquímicas, cada una de las series mencionadas esta subdividida en zonas, las cuales en ocasiones pueden también ser divididas en subzonas, por ejemplo, la Serie Estratificada se divide en zonas baja, media y alta en base a la presencia o ausencia de olivino, y a su vez la zona baja es subdividida en subzonas denominadas a, b y c, según evidencien o no texturas de tipo poiquilíticas de los cristales de piroxeno. Asimismo las diferentes zonas, y ocasionalmente las subzonas, se correlacionan entre sí a lo largo de las distintas series, es decir, que las zonas definidas en la Serie Estratificada son correspondientes con las zonas de la Serie de Borde Marginal y éstas son a su vez correspondientes con las zonas definidas en la Serie de Borde Superior (Fig. 3.1).

Debido a que en el cuerpo intrusivo Skaergaard no han sido reportados afloramientos correspondientes a la zona de contacto entre la Serie Estratificada y la roca de caja, esta zona ha sido denominada por Wager (1960) como Zona Oculta (*HZ, Hidden Zone*) (Fig. 3.1). Asimismo, este autor denominó a la zona de contacto entre la Serie de Borde Superior y la roca de caja como División Tranquila (*Tranquil Division*), y posteriormente Wager y Brown (1968) extendieron esta denominación a la zona de contacto entre la Serie de Borde Marginal y la roca hospedante. A fin de

evitar la utilización de un mismo término para dos porciones estratigráficas diferentes, Naslund (1984) renombró a la División Tranquila de la Serie de Borde Superior como Zona de Borde Superior-T (*UBZ-T, Upper Border Zone-T*), y más recientemente, Namur *et al.* (2013), introdujeron el término Serie de Borde Marginal sin Bandeamiento (*UBMBS, Unbanded Marginal Border Series*) para hacer referencia a la División Tranquila de la Serie de Borde Marginal (Fig. 3.1).

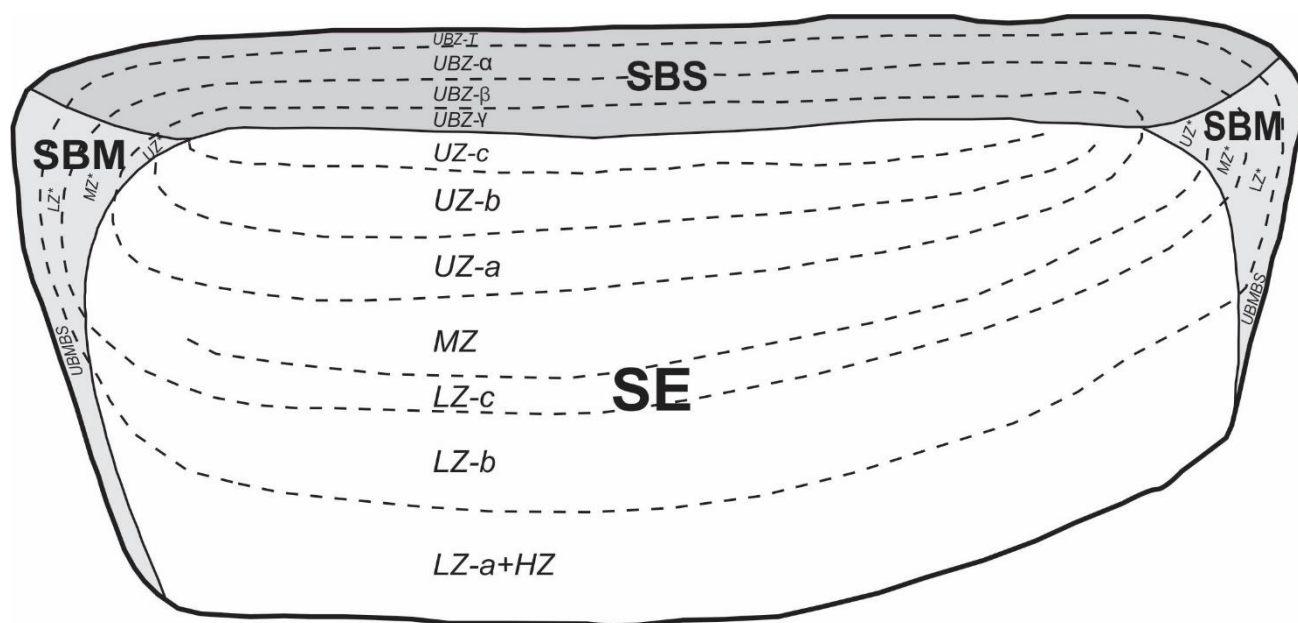


Figura 3.1: Perfil esquemático en dirección OSO-ENE del cuerpo intrusivo Skaergaard (tomado y modificado de Nielsen 2004), donde se observa la correspondencia entre las diferentes zonas que componen cada una de las Series. SE: Serie Estratificada; SBM: Serie de Borde Marginal; SBS: Serie de Borde Superior; HZ: Zona Oculta (*Hidden Zone*); LZ: Zona inferior (*Lower Zone*); MZ: Zona Media (*Middle Zone*); UZ: Zona Superior (*Upper Zone*); UBMBS: Serie de Borde Marginal sin Bandeamiento (*Unbanded Marginal Border Series*); UBZ: Zona de Borde Superior (*Upper Border Zone*); UBZ-T: Zona de Borde Superior-T.

CAPÍTULO 4

CUERPO INTRUSIVO ESCUELA LAS PIRCAS

4. 1. Introducción

Escuela Las Pircas es un cuerpo intrusivo de morfología elipsoidal, con un eje mayor en dirección NNE-SSO de 2,4 km, y un eje menor en dirección ONO-ESE que no supera el kilómetro de longitud (Fig. 4.1). El mismo es una estructura masiva, carente de estratificación definida, limitado en sus márgenes este y oeste por fallas que ponen en contacto a las rocas ígneas con las rocas metamórficas encajonantes (Fig. 4.2a, b).

Los estudios petrográficos y geoquímicos realizados en muestras extraídas de los perfiles de muestreo ELPS-ELPS' y ELPN-ELPN' (Fig. 4.1), permitieron definir en los afloramientos de este cuerpo intrusivo cuatro unidades estratigráficas diferentes, dos de composición máfica y dos de composición ultramáfica, intercaladas entre sí, las cuales de este a oeste fueron denominadas como Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP), Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-ELP), Unidad Ortopiroxenítica Hornbléndica con Plagioclasa (UOHP-ELP) y Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-ELP) (Fig. 4.1). A fin de diferenciar con la mayor claridad posible las unidades que componen cada una de las intrusiones estudiadas, se adiciona al nombre de la unidad las siglas del cuerpo intrusivo al cual pertenecen.

La carencia de una estratificación definida, junto con la abundante cobertura de depósitos holocenos, dificulta la observación en campo de los límites entre las diferentes unidades, motivo por el cual la diferenciación entre las mismas se basa tanto en estudios petrográficos como geoquímicos.

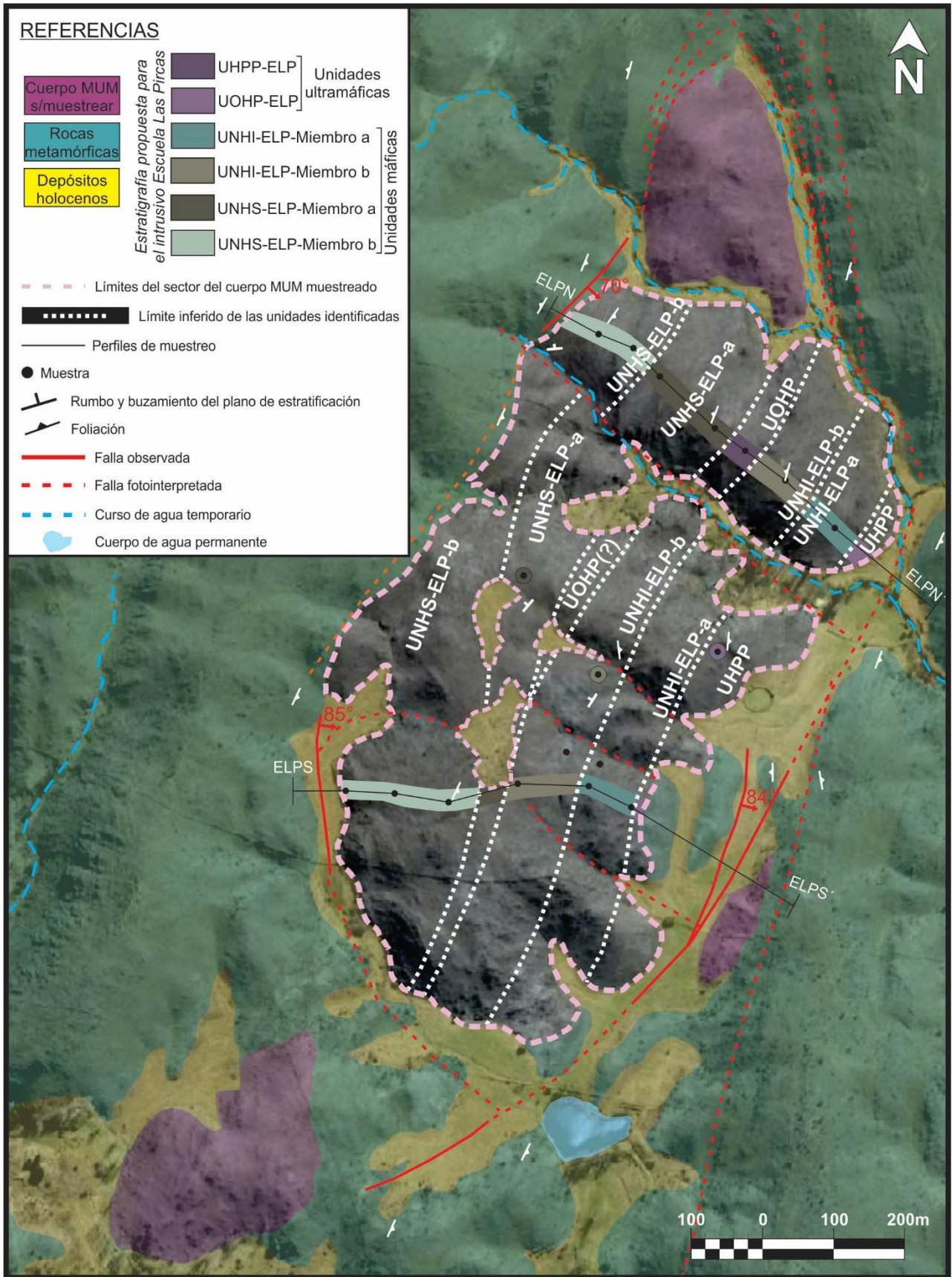


Figura 4.1: Mapa geológico del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas en el cual se indican las unidades que lo conforman, los principales rasgos estructurales del área y la ubicación de los perfiles de muestreo ELPS-ELPS' y ELPN-ELPN'.

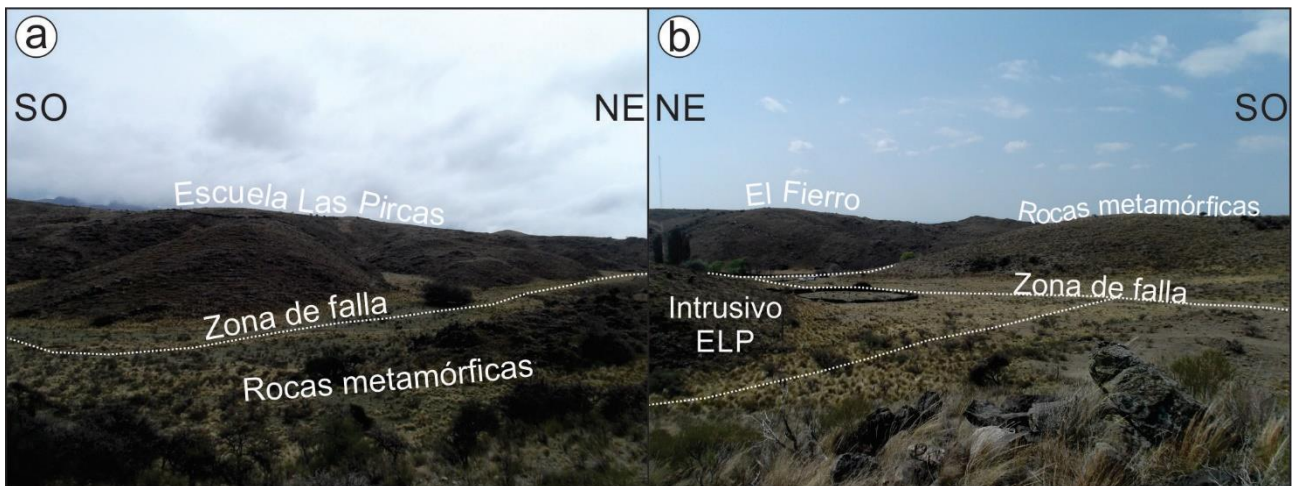


Figura 4.2. a) Fotografía de la zona de falla en el margen sureste del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, tomada desde afloramientos correspondientes a las rocas metamórficas encajonantes. b) Fotografía de la zona de falla en el margen este del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, tomada desde el sector sureste del mismo.

Las unidades mencionadas, fueron representadas en un corte transversal confeccionado a partir del perfil de muestreo ELPN-ELPN' (Fig. 4.3). El mismo, es de carácter esquemático, los espesores fueron estimados en base al muestreo de cada una de las unidades y los ángulos de buzamiento fueron representados a partir de aquellos afloramientos en los cuales se pudo medir una estratificación incipiente.

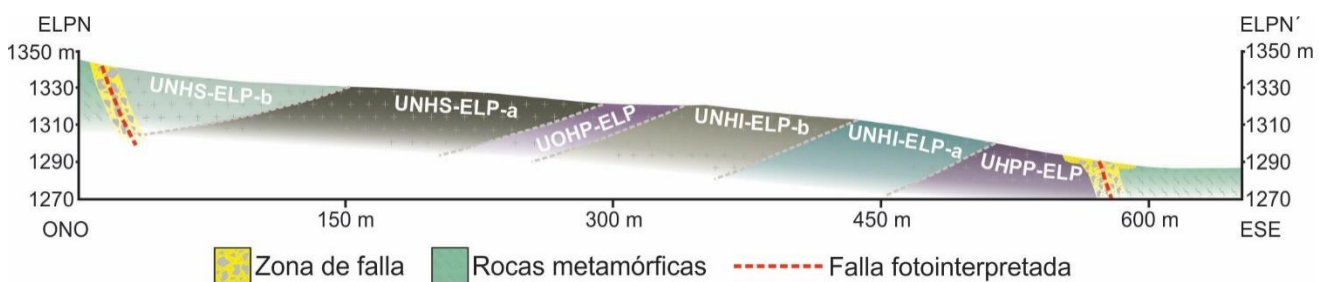


Figura 4.3. Corte transversal esquemático correspondiente al perfil de muestreo ELPN-ELPN'.

4.2. Relaciones de campo y petro-calcografía

En base a la moda mineral, las rocas ígneas que componen al cuerpo intrusivo fueron clasificadas como noritas hornbléndicas, hornblenditas ortopiroxénicas con plagioclasa y ortopiroxenitas hornbléndicas con plagioclasa, según el diagrama de clasificación px-pl-hbl (Le Maitre 2002) (Fig. 4.4). En el cuadro 4.1 se muestra la asociación mineral petrogenética de cada una de las unidades definidas en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas.

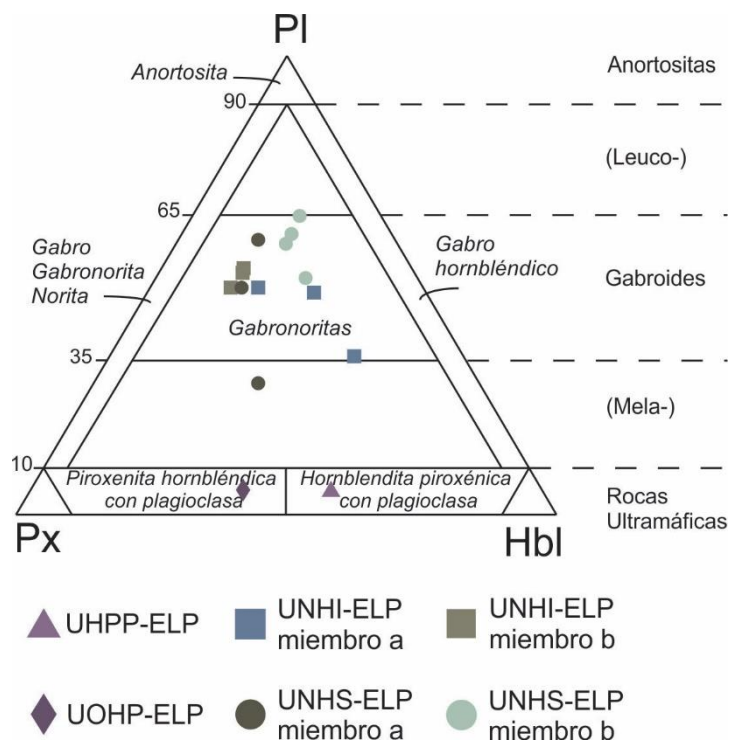


Figura 4.4. Clasificación de las rocas ígneas aflorantes según las proporciones modales de px-pl-hbl (clasificación según Le Maitre, 2002).

Cuadro 4.1. Estratigrafía del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas y asociación mineral petrogenética de las unidades que lo conforman.

| Unidad | UHPP-ELP | UOHP-ELP | UNHI-ELP | | UNHS-ELP | |
|---------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| Miembro | -- | -- | a | b | a | b |
| A.m.p. | hbl ₀ +px+pl | px+hbl ₀ +pl | px+hbl ₀ +pl | pl+px+hbl ₀ | pl+px+hbl ₀ | pl+px+hbl ₀ |

A.m.p.: Asociación mineral petrogenética.

4.2.1. Unidades ultramáficas

Las unidades de composición ultramáfica están representadas por hornblenditas piroxénicas con plagioclasa y por ortopiroxenitas hornbléndicas con plagioclasa, en las cuales los cristales de hornblenda primaria (hbl₀) y ortopiroxeno representan las fases mineralógicas de mayor abundancia.

4.2.1.1. *Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP)*

Esta unidad aflora en el extremo este del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, dispuesta entre las rocas metamórficas y el miembro UNHI-ELP-a de la UNHI-ELP (Figs. 4.1 y 4.3). La misma está representada por rocas de coloración gris oscura con textura granosa (Fig. 4.5a).

El análisis microscópico evidencia que son rocas xenomórficas inequigranulares, con cristales de tamaño variable entre 0,2 y 2,8 mm (Fig. 4.5b), cuya asociación mineral petrogenética es hbl₀+opx+pl±cpx

Las fase mineralógica de mayor abundancia está representada por cristales de hornblenda primaria (hbl₀), los cuales están dispuestos en posiciones intercumulares, alcanzando proporciones del 55%. Estos cristales son anhedrales, de dimensiones que varían entre 0,4 y 0,8 mm y frecuentemente presentan inclusiones anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,012 mm. La hornblenda en ocasiones conforma oikocristales que alcanzan 2,8 mm, los cuales contienen abundantes chadacristales subhedrales a anhedrales de ortopiroxeno que alcanzan 0,6 mm (Fig. 4.5c) y escasos chadacristales anhedrales de plagioclasa y pirrotina de hasta 0,2 mm.

Los cristales de ortopiroxeno alcanzan proporciones modales de 35 %, son de hábito anhedral y dimensiones variables entre 0,4 y 0,8 mm. Frecuentemente, estos cristales presentan exsoluciones de clinopiroxeno y reemplazos pseudomórficos de hornblenda secundaria (hbl₁) a partir del interior del cristal (Fig. 4.5d) y en escasos sectores se reconocen limitados reemplazos de antofilita, a partir de bordes y planos de debilidad intracristalinos.

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales que no superan el 5 %, son de hábito anedral, y de dimensiones que varían entre 0,2 y 0,7 mm. Frecuentemente presentan maclas polisintéticas.

Los cristales de clinopiroxeno representan la fase mineral petrogenética de menor abundancia, con proporciones modales que no superan el 3 %. Estos son de morfología subhedral y de tamaño variable entre 0,2 y 0,8 mm. En ocasiones, los cristales de clinopiroxeno son reemplazados pseudomórficamente por hornblenda primaria (Fig. 4.5e).

Los sulfuros y óxidos exhiben proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial entre las fases silicatadas y en ocasiones como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria. Los óxidos dispuestos en los intersticios de las fases silicatadas están representados por cristales anhedral de magnetita primaria (mag_0) que no superan los 0,2 mm y que, en ocasiones, presentan reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria (ilm_1). En lo que respecta a los sulfuros intersticiales, los mismos están representados principalmente por cristales de pirrotina, de hasta 0,25 mm, los cuales suelen presentar calcopirita asociada y evidencian reemplazos de pirita secundaria (py_1) y magnetita secundaria (mag_1) (Fig. 4.5f) y por cristales de pirita primaria (py_0) de tamaño inferior a 0,2 mm, los cuales en ocasiones son reemplazados parcialmente por magnetita secundaria. Asimismo, cabe mencionar la presencia de microfracturas rellenas por magnetita secundaria.

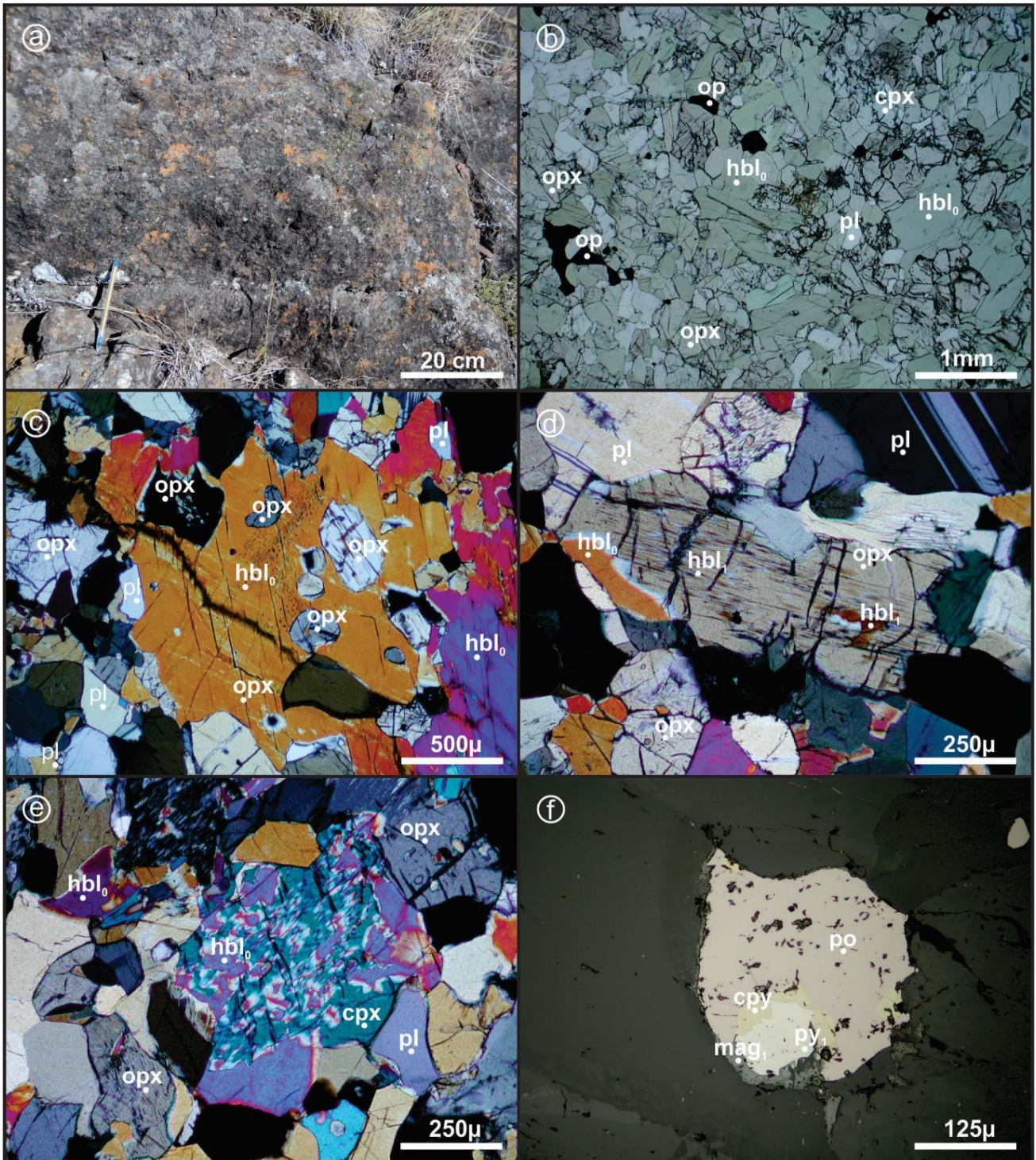


Figura 4.5. Fotografías de la Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP). a) Fotografía de los afloramientos de la UHPP-ELP; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de estas rocas; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria (hbl_0) con chadacristales de ortopiroxeno; d) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de ortopiroxeno reemplazado por hornblenda secundaria (hbl_1) a partir del interior del cristal; e) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra un cristal de clinopiroxeno reemplazado pseudomórficamente por hornblenda primaria; f) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de pirrotina con calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos de pirita secundaria (py_1) y magnetita secundaria (mag_1).

4.2.1.2. Unidad Ortopiroxenítica Hornbléndica con Plagioclasa (UOHP-ELP)

Se encuentra limitada al este por el miembro UNHI-ELP-b de la UNHI-ELP y al oeste por el miembro UNHS-ELP-a de la UNHS-ELP (Figs. 4.1 y 4.3). En campo, las rocas que componen esta unidad son de coloración gris oscuro y presentan un aspecto granoso (Fig. 4.6a).

Microscópicamente evidencian una textura xenomórfica inequigranular conformada por cristales de tamaño variable entre 0,2 y 2 mm (Fig. 4.6b) y una asociación mineral petrogenética representada por $opx+hbl_0+pl$. En ocasiones las muestras estudiadas presentan evidencias de deformación sobreimpuesta y microfracturas a partir de las cuales los cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria son reemplazados pseudomórficamente por antofilita (Fig. 4.6c).

Los cristales de ortopiroxeno representan la fase mineralógica de mayor abundancia en esta unidad. Los mismos alcanzan proporciones modales de 52 %, son anhedrales y con tamaños que varían entre 0,4 y 2 mm. Estos cristales contienen inclusiones redondeadas de hornblenda primaria, las cuales no superan 0,15 mm, y de pirita primaria de hasta 0,16 mm. En escasas ocasiones presentan pequeños sectores en los que son reemplazados pseudomórficamente por hornblenda secundaria a partir de los planos de debilidad intracristalinos y reemplazos de antofilita a partir de los planos de clivaje.

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales de un 40 %, son de hábito anhedral y de dimensiones variables entre 0,32 y 1,2 mm. En ocasiones las rocas de esta unidad exhiben oikocristales de hornblenda que alcanzan 2 mm, los cuales contienen chadacristales de ortopiroxeno de hasta 0,35 mm (Fig. 4.6d). Asimismo, presentan inclusiones anhedrales de cristales de pirita primaria de hasta 0,1 mm, las cuales tienen reemplazos pseudomórficos parciales de magnetita secundaria.

Los cristales de plagioclasa son escasos, con proporciones modales inferiores al 5 %, son anhedrales y de dimensiones variables entre 0,2 y 0,6 mm. Estos presentan maclado polisintético y de deformación.

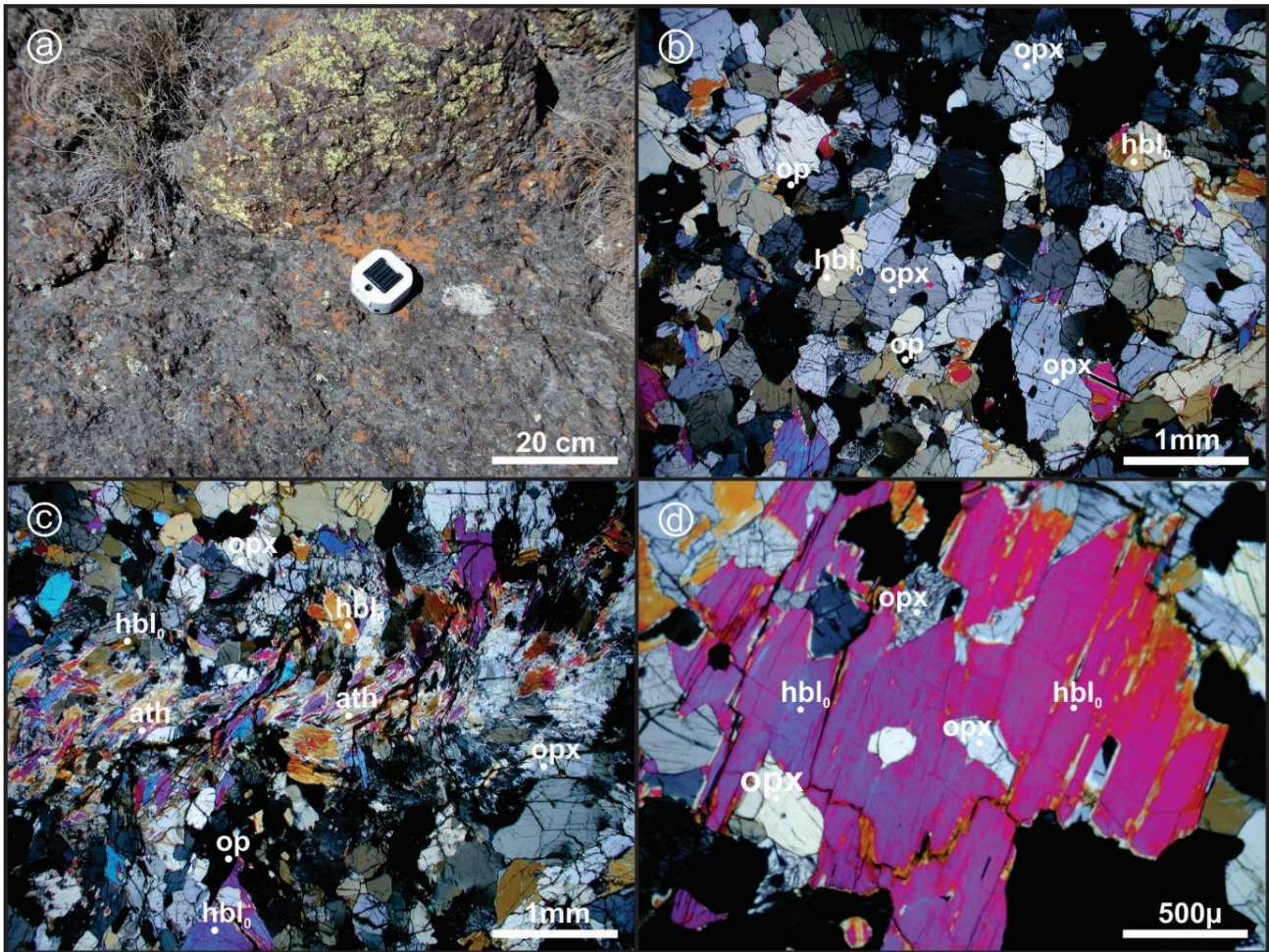


Figura 4.6. Fotografías de la Unidad Ortopyroxenítica Hornbléndica con Plagioclasa (UOHP-ELP). a) Fotografía de los afloramientos de la UOHP-ELP; b) Microfotografía con polarizador interpuesto en la cual se observa la textura general de la roca; c) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observan cristales de ortopyroxeno y hornblenda primaria (hbl_0) reemplazados por antofilita en sectores próximos a las microfracturas. d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria con chadacrystal de ortopyroxeno.

Los cristales correspondientes a sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos como inclusiones y en los intersticios de las fases silicatadas. Estos últimos están representados por cristales anhedrales de calcopirita, los cuales son inferiores a 0,2 mm y presentan reemplazos pseudomorfo de pirita secundaria, y por cristales de pirrotina de hasta 0,4 mm, que evidencian alteración al producto intermedio (Ramdohr 1980) y reemplazos de magnetita secundaria y pirita secundaria.

4.2.2. Unidades máficas

Las unidades de composición máfica están representadas por noritas hornbléndicas, en las cuales los cristales de plagioclasa, hornblenda primaria y ortopiroxeno representan las fases mineralógicas de mayor abundancia. En las mismas son frecuentes las texturas de reacción en los contactos entre los cristales de hornblenda primaria y plagioclasa, las cuales exhiben un espesor que no supera los 0,1 mm y están representadas por un fino intercrecimiento secundario de anfíbol, plagioclasa y cuarzo (Fig. 4.7a).

4.2.2.1. *Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-ELP)*

Esta unidad, limitada al este por la UHPP-ELP y al oeste por la UOHP-ELP (Figs. 4.1 y 4.3), se compone de rocas, que en campo, evidencian una coloración gris media, textura masiva y están dispuestas en forma de “bochones” producto de la erosión catafilar (Fig. 4.7b). Microscópicamente estas rocas presentan una textura xenomórfica inequigranular fina a media (0,2 a 1,4 mm), en las que se destaca la presencia de una leve orientación preferencial primaria de los minerales (Fig. 4.7c). En base a la relación de abundancia modal $opx/hblo$, esta unidad fue subdividida en dos miembros, denominados de este a oeste, UNHI-ELP-a y UNHI-ELP-b.

4.2.2.1.1. *Miembro UNHI-ELP-a*

Las rocas que componen este miembro presentan mayor proporción de cristales de hornblenda primaria en relación a los de ortopiroxeno y una asociación mineral petrogenética compuesta por $pl+hblo+opx\pm cpx$.

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales variables entre 35 y 50 %, son anhedrales y de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 2 mm. Ocasionalmente, estos cristales presentan inclusiones de pirrotina de tamaños inferiores a 0,05 mm.

Los cristales de hornblenda primaria varían entre 20 y 45 %, son de hábito anhedral y de tamaño ampliamente variable entre 0,2 y 1 mm. Los cristales de mayor tamaño en ocasiones conforman

oikocristales que alcanzan 2 mm, con numerosos chadacristales de plagioclasa (Fig. 4.7d) y de ortopiroxeno. Otras inclusiones reconocidas en los cristales de hornblenda primaria corresponden a cristales anhedral de pirrotina y magnetita primaria, los cuales no superan 0,08 mm y 0,05 mm, respectivamente. En ocasiones los cristales de hornblenda primaria son reemplazados pseudomorficamente de manera parcial por biotita.

El contenido de cristales de ortopiroxeno oscila entre 17 y 27 %, los mismos son de morfología anhedral y de dimensiones variables entre 0,2 y 1 mm. En ocasiones presentan exsoluciones de clinopiroxeno y alteración a antofilita a partir de los planos de clivaje. Asimismo, exhiben reemplazos de hornblenda secundaria a partir de planos de debilidad intracristalinos y presentan inclusiones anhedral de plagioclasa y pirrotina, de dimensiones que alcanzan los 0,48 mm y los 0,15 mm, respectivamente.

La fase mineral petrogenética de menor abundancia está representada por cristales de clinopiroxeno, cuyas proporciones modales son inferiores a 3 %. Estos cristales son anhedral, presentan tamaños variables entre 0,2 y 0,6 mm y en ocasiones poseen inclusiones de plagioclasa, las cuales alcanzan los 0,16 mm.

Los cristales correspondientes a sulfuros y óxidos se presentan en proporciones accesorias y en su mayoría son intersticiales, siendo los primeros los de mayor abundancia. Los sulfuros están representados por cristales de pirrotina, que alcanzan dimensiones de 0,25 mm, y frecuentemente presentan exsoluciones tipo *flame* de pentlandita y producto intermedio (*op. cit.*).

4.2.2.1.2. Miembro UNHI-ELP-b

Las rocas que componen este miembro presentan una mayor proporción de cristales de ortopiroxeno en relación a los de hornblenda primaria y una asociación mineral petrogenética conformada por pl+opx+hbl₀. Los afloramientos que se encuentran en la parte sur del cuerpo intrusivo

presentan una fuerte alteración, con abundantes reemplazos de antofilita en ortopiroxeno y hornblenda primaria (Fig. 4.7e).

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales variables entre 50 y 53 %, son anhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,2 mm y evidencian maclas polisintéticas y de deformación.

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones modales que oscilan entre 31 y 35 %, son anhedrales y de tamaños variables entre 0,4 y 1,2 mm. Ocasionalmente, estos cristales presentan reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria a partir de sus bordes y planos de debilidad intracristalinos (Fig. 4.7f).

Los cristales de hornblenda primaria tienen proporciones modales variables entre 15 y 17 %, son anhedrales y de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 0,8 mm. En estos cristales son frecuentes las inclusiones de plagioclasa y de pirrotina, de dimensiones que alcanzan los 0,12 mm y los 0,03 mm, respectivamente. Además, es posible apreciar la presencia de cristales de hornblenda primaria reemplazados pseudomorficamente de manera parcial por biotita.

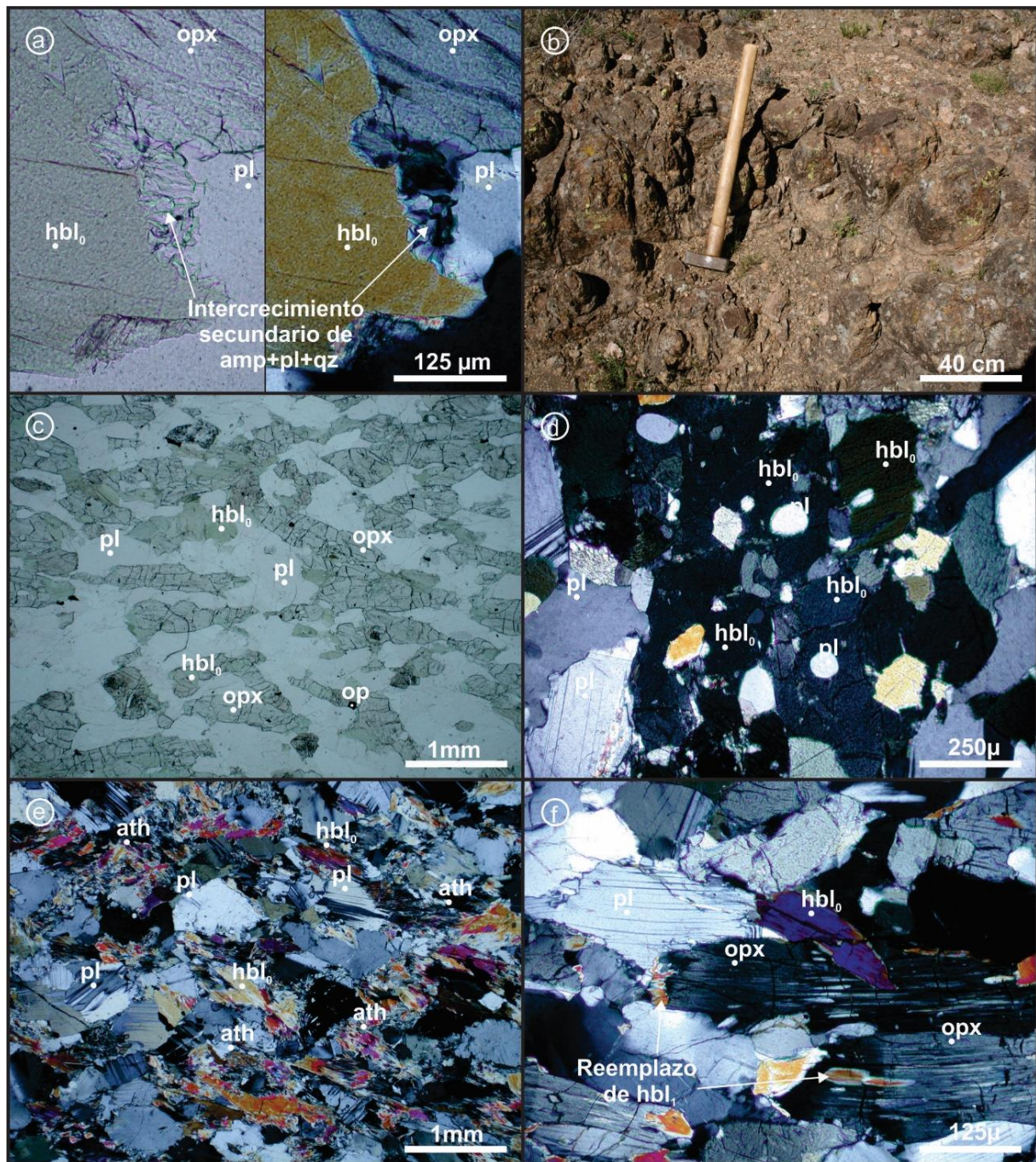


Figura 4.7. Fotografías de la Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-ELP). a) Microfotografía con polarizador interpuesto en la cual se observa un borde de reacción conformado por un fino intercrecimiento secundario de anfíbol, plagioclasa y cuarzo entre los cristales de plagioclasa y hornblenda primaria (hbl_0); b) Fotografía de los afloramientos en la que se aprecia la disposición en forma de “bochones” producto de la erosión catafilar; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de la roca con una incipiente orientación primaria de los cristales; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria con chadacristales de plagioclasa en una norita hornbléndica del miembro UNHI-ELP-a; e) Microfotografía con polarizador interpuesto mostrando la textura general de una meta-norita hornbléndica del miembro UNHI-ELP-b; f) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra un cristal de ortopiroxeno reemplazado por hornblenda secundaria (hbl_1) en una norita hornbléndica del miembro UNHI-ELP-b.

Los sulfuros están presentes en proporciones accesorias y son mayormente intersticiales entre las fases silicatadas, aunque en menor proporción se presentan como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria. Dichos sulfuros intersticiales están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,32 mm, los cuales presentan calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria, y por cristales de pirita primaria que no superan los 0,18 mm, reemplazados parcialmente por magnetita secundaria a partir de sus bordes.

4.2.2.2. Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-ELP)

Esta unidad aflora en el extremo oeste del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, limitada al este por la UOHP-ELP y al oeste por rocas metamórficas (Figs. 4.1 y 4.3). La misma se compone de rocas de tonalidad gris media y aspecto masivo, en las que eventualmente se aprecian evidencias de una estratificación poco desarrollada (Fig. 4.8a). Microscópicamente presentan una textura xenomórfica inequigranular fina a media (0,2 a 2 mm) (Fig. 4.8b). Según la relación de abundancia modal opx/hbl_0 , esta unidad fue subdividida en dos miembros, denominados de este a oeste como UNHS-ELP-a y UNHS-ELP-b.

4.2.2.2.1. Miembro UNHS-ELP-a

Se compone de rocas con una asociación mineral petrogenética compuesta por $pl+opx+hbl_0\pm cpx$, en la cual los cristales de plagioclasa representan la fase mineral de mayor abundancia. Estos presentan proporciones variables entre 28 y 59 %, son anhedrales y de dimensiones comprendidas entre 0,2 y 2 mm. Son frecuentes en estos cristales las maclas de tipo polisintéticas y de deformación, como también las inclusiones anhedrales de hornblenda primaria, las cuales alcanzan dimensiones de hasta 0,16 mm.

Los cristales de ortopiroxeno presentan una moda mineral entre 22 y 38 %, son anhedrales y de dimensiones que varían entre 0,2 y 0,8 mm. En ocasiones, exhiben reemplazos pseudomórficos parciales de antofilita a partir de microfracturas (Fig. 4.8c) y reemplazos pseudomórficos de hornblenda secundaria a partir de planos de debilidad intracristalinos. Presentan inclusiones de plagioclasa de hasta 0,1 mm y de cristales de pirrotina de hasta 0,04 mm, estos últimos suelen presentar reemplazos pseudomórficos de magnetita secundaria a partir de sus bordes.

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones que varían entre 15 y 31 %, son anhedrales y de dimensiones comprendidas entre 0,2 y 0,6 mm. En la proximidad de microfracturas intracristalinas evidencian reemplazos pseudomórficos parciales de antofilita. Otros rasgos observados en los cristales de hornblenda primaria son los escasos reemplazos pseudomórficos parciales de biotita y las inclusiones de plagioclasa y pirita primaria, que alcanzan dimensiones de 0,1 mm y 0,04 mm, respectivamente.

Las proporciones modales de clinopiroxeno son inferiores a 4 %. Estos cristales son anhedrales, de tamaños variables 0,14 y 0,6 mm, y ocasionalmente presentan inclusiones de cristales de plagioclasa de hasta 0,08 mm.

Los cristales correspondientes a sulfuros y óxidos exhiben proporciones modales accesorias. En el caso de los sulfuros intersticiales son de hasta 0,15 mm y están representados por cristales de pirrotina y por cristales de pirita primaria. Estos últimos frecuentemente son reemplazados pseudomórficamente desde sus bordes por magnetita secundaria. Por otra parte, los óxidos intersticiales están representados por cristales anhedrales de magnetita primaria de hasta 0,2 mm. Asimismo, es posible apreciar la presencia de magnetita secundaria vinculada a microfracturas.

4.2.2.2.2. Miembro UNHS-ELP-b

La asociación mineral petrogenética de las rocas que componen este miembro es pl+hbl₀+opx±cpx. La fase mineral de mayor abundancia es la plagioclasa, la cual varía entre 51 y 64 %, y está representada por cristales anhedrales, de tamaños variables entre 0,2 y 1,6 mm, que frecuentemente presentan maclas polisintéticas y de deformación, así como también inclusiones de pirrotina y pirita primaria, de dimensiones inferiores a 0,05 mm y 0,04 mm, respectivamente.

Los cristales de hornblenda primaria presentan una proporción modal entre 21 y 28 %, son anhedrales, de dimensiones que varían entre 0,2 y 1,2 mm y en ocasiones son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial por antofilita a partir de los bordes cristalinos. Las inclusiones presentes en la hornblenda primaria son principalmente cristales anhedrales de plagioclasa y pirrotina, con tamaños de hasta 0,16 mm y 0,075 mm, respectivamente. También se observa la presencia de oikocristales de hornblenda, los cuales alcanzan dimensiones de hasta 2,4 mm, con chadacristales anhedrales de plagioclasa y ortopiroxeno, de hasta 0,3 mm y 0,2 mm, respectivamente (Fig. 4.8d).

Los cristales de ortopiroxeno exhiben una moda mineral que varía entre 12 y 18 %, son anhedrales y de tamaño entre 0,2 y 1 mm. Ocasionalmente, presentan reemplazos pseudomórficos parciales de antofilita a partir de los bordes cristalinos y/o de los planos de clivaje. Asimismo, se observan reemplazos pseudomórficos de hornblenda secundaria vinculados a los bordes y a planos de debilidad intracristalinos. Son frecuentes en el ortopiroxeno las inclusiones de cristales anhedrales de plagioclasa y de magnetita primaria, cuyas dimensiones alcanzan 0,2 mm y 0,035 mm, respectivamente.

Los cristales de clinopiroxeno son muy escasos, con proporciones modales que no superan el 4 %. Estos son anhedrales y tienen tamaños variables entre 0,2 y 1 mm. En ocasiones son reemplazados pseudomórficamente por hornblenda secundaria a partir de los bordes y/o a partir de planos de debilidad intracristalinos. En estos cristales es posible reconocer inclusiones de plagioclasa de hasta 0,15 mm.

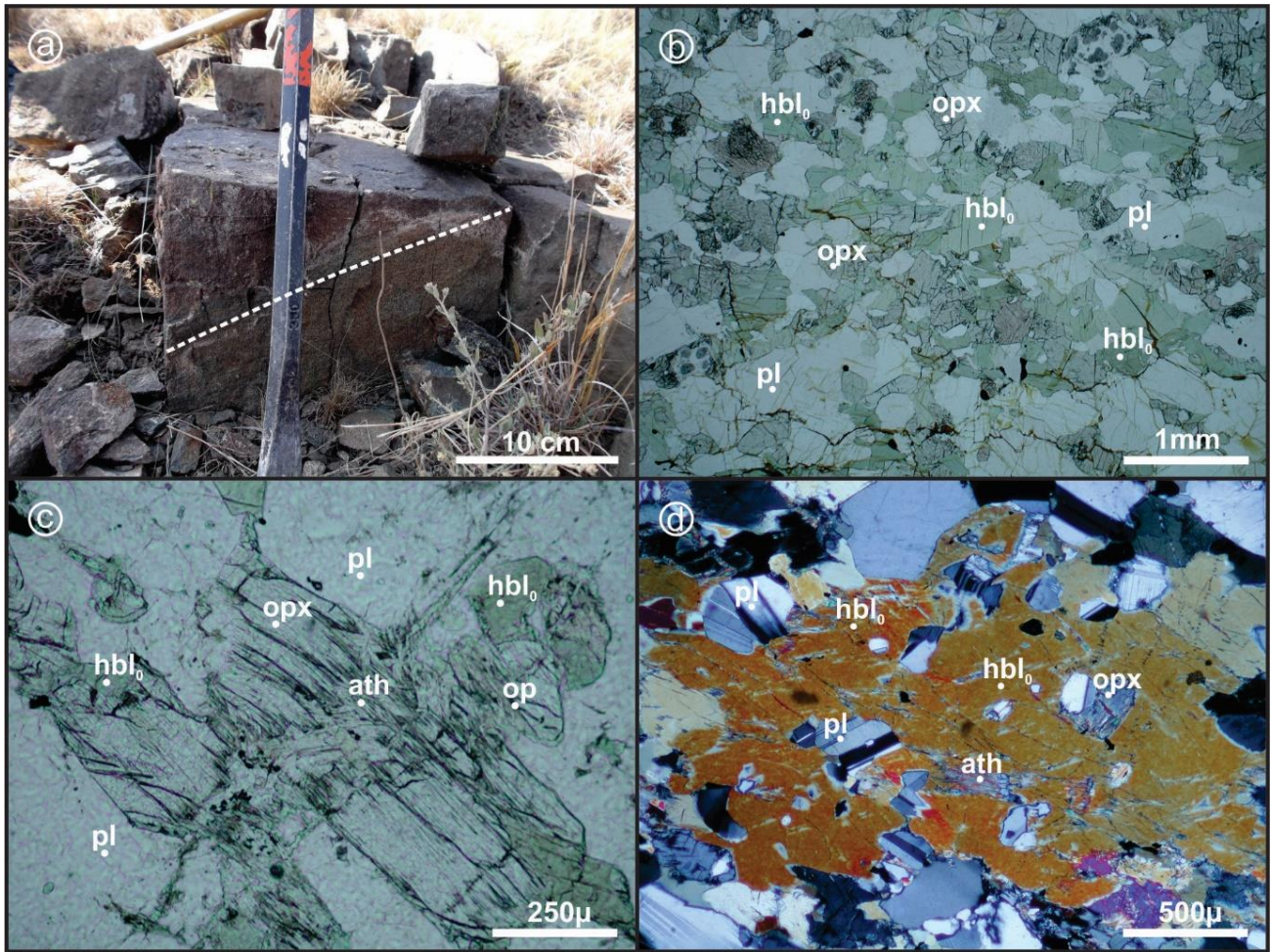


Figura 4.8. Fotografías de la Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-ELP). a) Fotografía de los afloramientos, con línea intermitente se indica la estratificación poco desarrollada; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto donde se presenta la textura general de la roca; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria (hbl_0) reemplazados por antofilita en sectores próximos a microfracturas en una norita hornbléndica del miembro UNHS-ELP -a; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria con chadacristales de ortopiroxeno y plagioclasa en una norita hornbléndica del miembro UNHS-ELP-b.

Tanto los sulfuros como los óxidos exhiben proporciones accesorias. Los sulfuros presentes en los intersticios de las fases silicatadas están representados principalmente por cristales de pirrotina de hasta 0,3 mm que presentan reemplazos parciales de pirita secundaria y magnetita secundaria. Los óxidos están representados por magnetita primaria, la cual está presente como cristales intersticiales que alcanzan los 0,2 mm, y por magnetita secundaria, la cual se presenta rellenando microfracturas que afectan a las fases silicatadas.

4.3. Química mineral

4.3.1. Elementos mayoritarios

A continuación se detallan los resultados obtenidos a partir de los análisis de química mineral de elementos mayoritarios de las fases minerales formadoras de roca, realizados en muestras provenientes de las diferentes unidades definidas en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas. Los cuadros 4.2 a 4.5 muestran los valores mínimos y máximos para cada una de las muestras analizadas. Para ver la totalidad de los resultados obtenidos en base a los análisis de química mineral realizados en las muestras provenientes de dichas unidades ver los anexos 4.1 a 4.4 (*Cd-Rom*).

4.3.1.1. *Anfíbol*

De acuerdo con la clasificación de anfíboles propuesta por Leake *et al.* (1997), fue posible establecer que los cristales de hornblenda primaria en las rocas ultramáficas son de composición variable entre magnesio hornblenda (Mg-hornblenda) y hornblenda actinolítica en la UHPP-ELP, y son de tipo Mg-hornblenda en la UOHP-ELP. En tanto, en las unidades máficas, estos cristales son de tipo Mg-hornblenda (Fig. 4.9a).

La figura 4.9b presenta la concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO en los cristales de hornblenda primaria, la cual evidencia una correlación negativa en las distintas unidades de este cuerpo intrusivo. El número de magnesio ($\#Mg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$) presenta valores variables entre 0,82 y 0,86 para las rocas ultramáficas (UHPP-ELP y UOHP-ELP), y entre 0,74 y 0,80 para las rocas máficas (UNHI-ELP y UNHS-ELP) (Cuadro 4.2).

4.3.1.2. Ortopiroxeno

Los cristales de ortopiroxeno analizados en las diferentes unidades que componen el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas son de tipo enstatita (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 4.9c). La composición de estos cristales en las rocas ultramáficas: es $\text{En}_{(74,53-76,46)} \text{Fs}_{(22,75-24,68)} \text{Wo}_{(0,60-0,88)}$ en la UHPP-ELP y $\text{En}_{(79,05-81,08)} \text{Fs}_{(18,42-20,30)} \text{Wo}_{(0,25-0,69)}$ en la UOHP-ELP (Cuadro 4.3). En las rocas máficas de la UNHI-ELP, la composición de los cristales del miembro UNHI-ELP-a muestra una disminución en el componente enstatítico ($\text{En}_{(68,60-69,57)} \text{Fs}_{(29,62-30,80)} \text{Wo}_{(0,47-1,14)}$), mientras que los cristales de miembro UNHI-ELP-b poseen una composición similar a aquellos de las rocas ultramáficas ($\text{En}_{(74,32-75,41)} \text{Fs}_{(24,30-24,88)} \text{Wo}_{(0,29-0,79)}$). En la UNHS-ELP, los cristales del miembro UNHS-ELP-a poseen una composición $\text{En}_{(69,07-71,92)} \text{Fs}_{(27,35-30,24)} \text{Wo}_{(0,64-0,90)}$, mientras que en aquellos del miembro UNHS-ELP-b la composición es $\text{En}_{(67,69-71,62)} \text{Fs}_{(27,82-32,27)} \text{Wo}_{(0,41-1,92)}$ (Cuadro 4.3).

En la figura 4.9d se representa la concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO en los cristales de ortopiroxeno, la cual evidencia una correlación negativa en las distintas unidades identificadas. El valor de #Mg varía entre 0,75 y 0,82 en las unidades de composición ultramáfica, y entre 0,68 y 0,76 en las unidades de composición máfica (Cuadro 4.3).

Cuadro 4.2. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de hornblenda primaria.

| Muestra | HPP06 | | OHP45 | | NHla49 | | NHlb24 | | HNSa42 | | HNSa25 | | HNSb40 | | HNSb26 | | HNSb24 | |
|--|----------|---------|----------|--------|----------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Unidad | UHPP-ELP | | UOHP-ELP | | UHNI-ELP | | | | UNHS-ELP | | | | | | | | | |
| Miembro | - | | - | | a | | b | | a | | | | b | | | | | |
| Mineral | Anfíbol | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 50,86 | 52,70 | 48,52 | 51,21 | 49,12 | 50,36 | 48,92 | 50,01 | 47,03 | 48,01 | 48,69 | 48,69 | 47,83 | 47,83 | 48,17 | 48,17 | 48,88 | 48,88 |
| TiO ₂ | 0,43 | 0,65 | 0,69 | 0,89 | 0,51 | 0,66 | 0,65 | 1,09 | 0,58 | 0,98 | 0,87 | 0,87 | 0,61 | 0,61 | 0,08 | 0,08 | 0,35 | 0,35 |
| Al ₂ O ₃ | 5,53 | 7,02 | 6,83 | 9,38 | 7,54 | 8,28 | 8,19 | 8,87 | 8,77 | 9,96 | 8,37 | 8,37 | 8,02 | 8,02 | 4,38 | 4,38 | 6,04 | 6,04 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,09 | 0,41 | 0,28 | 0,74 | 0,05 | 0,12 | 0,01 | 0,26 | 0,07 | 0,33 | 0,14 | 0,14 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| MnO | 0,08 | 0,13 | 0,05 | 0,14 | 0,12 | 0,16 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,13 | 0,06 | 0,06 | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,10 |
| FeO _{total} | 5,99 | 6,89 | 5,40 | 6,78 | 8,38 | 9,48 | 7,92 | 8,52 | 7,98 | 9,02 | 8,38 | 8,38 | 8,43 | 8,43 | 8,50 | 8,50 | 8,15 | 8,15 |
| MgO | 18,03 | 19,09 | 17,67 | 19,12 | 16,16 | 17,26 | 17,66 | 18,49 | 15,73 | 16,58 | 16,41 | 16,41 | 15,87 | 15,87 | 16,14 | 16,14 | 16,61 | 16,61 |
| CaO | 12,30 | 12,78 | 11,85 | 12,35 | 11,36 | 12,41 | 11,22 | 11,77 | 11,89 | 12,51 | 12,22 | 12,22 | 11,45 | 11,45 | 11,58 | 11,58 | 11,87 | 11,87 |
| Na ₂ O | 0,46 | 0,66 | 0,60 | 0,99 | 0,78 | 0,94 | 0,55 | 0,64 | 0,81 | 1,00 | 0,64 | 0,64 | 0,68 | 0,68 | 0,30 | 0,30 | 0,57 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,28 | 0,43 | 0,29 | 0,39 | 0,37 | 0,43 | 0,30 | 0,37 | 0,52 | 0,67 | 0,21 | 0,21 | 0,29 | 0,29 | 0,12 | 0,12 | 0,18 | 0,18 |
| NiO | 0,00 | 0,05 | - | - | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | - |
| Total | 96,87 | 98,09 | 96,07 | 97,88 | 97,05 | 98,05 | 97,13 | 99,17 | 95,70 | 97,00 | 97,49 | 97,49 | 97,01 | 97,01 | 96,37 | 96,37 | 96,55 | 96,55 |
| Cationes calculados en base a 23 oxígenos y 15 cationes +K +Na | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 7,20 | 7,40 | 6,94 | 7,22 | 7,06 | 7,15 | 6,97 | 7,04 | 6,82 | 6,94 | 6,96 | 6,96 | 6,86 | 6,86 | 6,97 | 6,97 | 7,05 | 7,05 |
| Ti | 0,05 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,12 | 0,06 | 0,11 | 0,09 | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,04 |
| Al | 0,91 | 1,16 | 1,13 | 1,57 | 1,26 | 1,40 | 1,36 | 1,46 | 1,50 | 1,70 | 1,41 | 1,41 | 1,34 | 1,34 | 0,73 | 0,73 | 1,02 | 1,02 |
| Cr | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | 0,70 | 0,81 | 0,64 | 0,81 | 0,99 | 1,14 | 0,94 | 1,02 | 0,97 | 1,09 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,01 | 1,01 | 0,97 | 0,97 |
| Zn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 3,81 | 3,99 | 3,74 | 4,02 | 3,47 | 3,69 | 3,75 | 3,90 | 3,43 | 3,57 | 3,50 | 3,50 | 3,39 | 3,39 | 3,44 | 3,44 | 3,55 | 3,55 |
| Ca | 1,85 | 1,93 | 1,80 | 1,89 | 1,74 | 1,89 | 1,71 | 1,78 | 1,85 | 1,93 | 1,87 | 1,87 | 1,75 | 1,75 | 1,79 | 1,79 | 1,81 | 1,81 |
| Na | 0,13 | 0,18 | 0,16 | 0,27 | 0,22 | 0,26 | 0,15 | 0,18 | 0,23 | 0,28 | 0,17 | 0,17 | 0,19 | 0,19 | 0,08 | 0,08 | 0,16 | 0,16 |
| K | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,07 | 0,10 | 0,12 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| Ni | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,82 | 0,85 | 0,82 | 0,86 | 0,75 | 0,79 | 0,79 | 0,80 | 0,76 | 0,78 | 0,77 | 0,77 | 0,75 | 0,75 | 0,74 | 0,74 | 0,76 | 0,76 |
| | Mg-hbl | Act-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl |

Cuadro 4.3. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.

| Muestra | HPP06 | | OHP45 | | NHla49 | | NHlb24 | | HNSa42 | | HNSb40 | | HNSb26 | | HNSb24 | |
|--|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Unidad | UHPP-ELP | | UOHP-ELP | | UHNI-ELP | | | | UNHS-ELP | | | | | | | |
| Miembro | - | | - | | a | | b | | a | | b | | | | | |
| Mineral | Ortopiroxeno | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 54,81 | 55,44 | 54,08 | 55,12 | 53,00 | 54,50 | 54,17 | 55,35 | 52,59 | 53,38 | 53,41 | 54,32 | 52,86 | 53,48 | 52,76 | 53,89 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,06 | 0,02 | 0,07 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,08 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,06 | 0,00 | 0,08 | 0,01 | 0,09 |
| Al ₂ O ₃ | 1,16 | 1,44 | 1,19 | 1,88 | 0,88 | 1,42 | 0,95 | 1,63 | 1,25 | 1,75 | 1,50 | 2,17 | 1,20 | 1,62 | 1,00 | 1,84 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,19 | 0,01 | 0,07 | 0,00 | 0,09 | 0,03 | 0,12 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 |
| FeO _{total} | 14,98 | 16,09 | 11,96 | 13,21 | 18,95 | 19,66 | 15,89 | 16,07 | 17,34 | 19,10 | 17,72 | 18,87 | 19,53 | 20,75 | 18,46 | 19,89 |
| MnO | 0,38 | 0,43 | 0,29 | 0,32 | 0,49 | 0,53 | 0,30 | 0,43 | 0,39 | 0,44 | 0,37 | 0,43 | 0,48 | 0,51 | 0,45 | 0,53 |
| MgO | 27,25 | 28,41 | 28,66 | 29,68 | 24,41 | 25,32 | 26,88 | 27,94 | 24,47 | 25,79 | 25,34 | 25,91 | 24,17 | 24,60 | 23,91 | 25,21 |
| CaO | 0,31 | 0,45 | 0,13 | 0,35 | 0,24 | 0,57 | 0,15 | 0,40 | 0,32 | 0,45 | 0,21 | 0,35 | 0,26 | 0,47 | 0,23 | 0,94 |
| NiO | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,05 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Total | 100,20 | 101,32 | 99,44 | 100,73 | 98,94 | 101,02 | 99,48 | 100,93 | 98,14 | 99,55 | 99,11 | 100,71 | 99,17 | 99,95 | 98,71 | 99,92 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,96 | 1,98 | 1,96 | 1,97 | 1,96 | 1,99 | 1,96 | 1,97 | 1,94 | 1,97 | 1,95 | 1,97 | 1,94 | 1,96 | 1,95 | 1,98 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,08 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,04 |
| Fe ²⁺ | 0,43 | 0,48 | 0,36 | 0,39 | 0,57 | 0,60 | 0,47 | 0,49 | 0,51 | 0,57 | 0,53 | 0,57 | 0,57 | 0,60 | 0,55 | 0,62 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| Mg | 1,46 | 1,50 | 1,54 | 1,59 | 1,33 | 1,37 | 1,45 | 1,49 | 1,36 | 1,40 | 1,37 | 1,40 | 1,32 | 1,35 | 1,32 | 1,38 |
| Ca | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,04 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| mg# | 0,75 | 0,78 | 0,80 | 0,82 | 0,69 | 0,71 | 0,75 | 0,76 | 0,70 | 0,73 | 0,71 | 0,73 | 0,69 | 0,70 | 0,68 | 0,72 |
| En | 74,53 | 76,46 | 79,05 | 81,08 | 68,60 | 69,57 | 74,32 | 75,41 | 69,07 | 71,92 | 70,15 | 71,62 | 66,94 | 68,58 | 67,69 | 70,39 |
| Fs | 22,75 | 24,68 | 18,42 | 20,30 | 29,62 | 30,80 | 24,30 | 24,88 | 27,35 | 30,24 | 27,82 | 29,30 | 30,79 | 32,27 | 28,95 | 31,58 |
| Wo | 0,60 | 0,88 | 0,25 | 0,69 | 0,47 | 1,14 | 0,29 | 0,79 | 0,64 | 0,90 | 0,41 | 0,70 | 0,52 | 0,94 | 0,47 | 1,92 |
| | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita |

4.3.1.3. *Clinopiroxeno*

Debido a la escasez de esta fase mineral, la misma solo pudo ser analizada en las unidades UHPP-ELP y UNHS-ELP. En ambas unidades, los cristales de clinopiroxeno analizados clasifican como diópsido (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 4.9e). La composición de los mismos en la unidad ultramáfica UHPP-ELP es $\text{En}_{(44,43-45,15)} \text{Fs}_{(6,79-7,26)} \text{Wo}_{(47,84-48,52)}$, mientras que en la unidad máfica UNHS-ELP es $\text{En}_{(43,07-43,86)} \text{Fs}_{(7,65-8,97)} \text{Wo}_{(47,96-48,49)}$ en el miembro UNHS-ELP-a y $\text{En}_{(41,66-43,75)} \text{Fs}_{(8,23-10,51)} \text{Wo}_{(46,55-49,73)}$ en el miembro UNHS-ELP-b (Cuadro 4.4).

El diagrama binario de las concentraciones de $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO en los cristales de clinopiroxeno (Fig. 4.9f) evidencia una correlación negativa en las unidades mencionadas. Asimismo, el valor de #Mg varía entre 0,87 y 0,90 en la unidad ultramáfica UHPP-ELP, entre 0,87 y 0,88 en el miembro UNHS-ELP-a de la UNHS-ELP y entre 0,83 y 0,88 en el miembro UNHS-ELP-b de dicha unidad (Cuadro 4.4)

4.3.1.4. *Plagioclasa*

Los cristales de plagioclasa contenidos en las rocas ultramáficas clasifican como anortita (Deer *et al.* 1992) (Fig. 4.9g), con proporciones de $\text{An}_{(91,63-93,13)} \text{Ab}_{(6,72-8,25)} \text{Or}_{(0,11-0,19)}$ en la UHPP-ELP y $\text{An}_{(90,86-91,09)} \text{Ab}_{(8,91-9,14)} \text{Or}_{(0)}$ en la UOHP-ELP. En el caso de las rocas máficas, la composición de los cristales de plagioclasa es principalmente anortita, aunque los miembros UNHI-ELP-a y UNHS-ELP-b, de las unidades UNHI-ELP y UNHS-ELP, respectivamente, contienen cristales de plagioclasa con una composición variable entre bitownita y anortita (Fig. 4.9g) (Deer *et al.* 1992). Más precisamente, en la UNHI-ELP, la composición es $\text{An}_{(86,92-90,35)} \text{Ab}_{(9,53-12,51)} \text{Or}_{(0,04-0,57)}$ en el miembro UNHI-ELP-a y $\text{An}_{(91,64-93,42)} \text{Ab}_{(6,58-8,36)} \text{Or}_{(0)}$ en el miembro UNHI-ELP-b. En tanto, en la UNHS-ELP la composición es

An_(90,21-95,23)Ab_(4,77-9,77)Or_(0,-0,13) en el miembro UNHS-ELP-a y An_(89,41-91,86)Ab_(8,06-10,42)Or_(0,02-0,41) en el miembro UNHS-ELP-b (Cuadro 4.5).

Cuadro 4.4. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.

| Muestra | HPP06 | | HNSa42 | | HNSb26 | | HNSb24 | |
|--|---------------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Unidad | UHPP-ELP | | UNHS--ELP | | | | | |
| Miembro | - | | a | | b | | | |
| Mineral | Clinopiroxeno | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 53,64 | 54,10 | 52,00 | 53,47 | 52,69 | 53,32 | 52,26 | 53,34 |
| TiO ₂ | 0,06 | 0,12 | 0,07 | 0,13 | 0,02 | 0,10 | 0,04 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 1,00 | 1,42 | 0,91 | 1,86 | 0,63 | 1,78 | 0,78 | 1,84 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,09 | 0,17 | 0,04 | 0,09 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,07 |
| FeO _{total} | 4,35 | 4,60 | 4,87 | 5,62 | 5,51 | 6,63 | 5,27 | 6,55 |
| MnO | 0,16 | 0,18 | 0,15 | 0,16 | 0,20 | 0,21 | 0,18 | 0,21 |
| MgO | 15,81 | 16,26 | 15,13 | 15,66 | 14,66 | 15,21 | 15,07 | 15,57 |
| CaO | 23,92 | 24,23 | 23,45 | 24,10 | 23,26 | 24,53 | 22,97 | 24,88 |
| NiO | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,07 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,24 | 0,24 | 0,33 | 0,21 | 0,30 | 0,14 | 0,31 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Total | 100,24 | 100,48 | 98,73 | 99,54 | 99,81 | 100,01 | 99,27 | 100,55 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | |
| Si | 1,95 | 1,98 | 1,94 | 1,97 | 1,95 | 1,97 | 1,94 | 1,97 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,08 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 0,07 |
| Fe ²⁺ | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,16 | 0,11 | 0,17 |
| Mn ²⁺ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,86 | 0,88 | 0,84 | 0,86 | 0,81 | 0,84 | 0,83 | 0,86 |
| Ca | 0,94 | 0,95 | 0,93 | 0,95 | 0,92 | 0,97 | 0,91 | 0,99 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| mg# | 0,87 | 0,90 | 0,87 | 0,88 | 0,83 | 0,87 | 0,83 | 0,88 |
| En | 44,43 | 45,15 | 43,07 | 43,86 | 41,66 | 42,32 | 42,04 | 43,75 |
| Fs | 6,79 | 7,26 | 7,65 | 8,97 | 8,61 | 10,51 | 8,23 | 10,36 |
| Wo | 47,84 | 48,52 | 47,96 | 48,49 | 47,21 | 49,07 | 46,55 | 49,73 |
| | Diopsido | Diopsido | Diopsido | Diopsido | Diopsido | Diopsido | Diopsido | Diopsido |

Cuadro 4.5. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.

| Muestra | HPP06 | | OHP45 | | NH1a49 | | NH1b24 | | HNSa42 | | HNSa25 | | HNSb40 | | HNSb26 | | HNSb24 | |
|---|-------------|----------|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Unidad | UHPP-ELP | | UOHP-ELP | | UHNI-ELP | | | | UNHS-ELP | | | | | | | | | |
| Miembro | - | | - | | a | | b | | a | | | | b | | | | | |
| Mineral | Plagioclasa | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 44,12 | 44,72 | 44,83 | 45,25 | 44,92 | 45,60 | 45,21 | 45,77 | 44,00 | 45,16 | 44,41 | 45,21 | 44,37 | 45,16 | 44,68 | 45,58 | 44,42 | 45,57 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 35,34 | 35,54 | 35,04 | 35,19 | 33,24 | 34,87 | 34,76 | 35,29 | 34,02 | 34,89 | 35,00 | 35,74 | 34,80 | 35,25 | 34,83 | 35,17 | 33,86 | 34,49 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | 0,02 | 0,07 | - | - | 0,00 | 0,03 | - | - | 0,00 | 0,00 | - | - |
| FeO _{total} | 0,10 | 0,46 | 0,05 | 0,20 | 0,09 | 1,29 | 0,06 | 0,16 | 0,07 | 0,27 | 0,07 | 0,19 | 0,03 | 0,52 | 0,09 | 0,40 | - | - |
| MnO | - | - | - | - | - | - | 0,00 | 0,01 | - | - | 0,00 | 0,06 | - | - | 0,00 | 0,00 | - | - |
| MgO | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,74 | 0,07 | 0,29 | 0,00 | 0,01 | 0,07 | 0,39 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,01 |
| CaO | 18,67 | 19,03 | 18,56 | 18,65 | 16,93 | 18,50 | 17,97 | 18,33 | 18,14 | 19,03 | 18,53 | 19,81 | 18,23 | 18,70 | 18,28 | 18,84 | 18,10 | 18,63 |
| Na ₂ O | 0,75 | 0,93 | 1,00 | 1,03 | 1,08 | 1,37 | 0,71 | 0,92 | 0,62 | 1,09 | 0,55 | 0,64 | 1,01 | 1,18 | 1,03 | 1,12 | 0,90 | 1,10 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,07 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 |
| Total | 99,42 | 100,26 | 99,66 | 100,16 | 99,04 | 100,13 | 99,45 | 100,65 | 97,90 | 99,07 | 99,76 | 100,83 | 99,25 | 100,07 | 99,23 | 100,95 | 98,04 | 99,31 |
| Cationes calculados en base a 16 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,02 | 2,05 | 2,06 | 2,07 | 2,05 | 2,10 | 2,09 | 2,11 | 2,05 | 2,11 | 2,03 | 2,07 | 2,03 | 2,07 | 2,05 | 2,08 | 2,07 | 2,12 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 1,90 | 1,92 | 1,89 | 1,90 | 1,81 | 1,89 | 1,90 | 1,92 | 1,88 | 1,92 | 1,90 | 1,93 | 1,88 | 1,90 | 1,88 | 1,89 | 1,87 | 1,90 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,05 | 0,00 | 0,02 |
| Fe ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mn ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,92 | 0,93 | 0,91 | 0,92 | 0,84 | 0,91 | 0,89 | 0,91 | 0,91 | 0,95 | 0,91 | 0,97 | 0,90 | 0,92 | 0,90 | 0,92 | 0,90 | 0,93 |
| Na | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,06 | 0,08 | 0,06 | 0,10 | 0,05 | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,08 | 0,10 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| An | 91,63 | 93,13 | 90,86 | 91,09 | 86,92 | 90,35 | 91,64 | 93,42 | 90,21 | 94,43 | 94,09 | 95,23 | 89,41 | 90,94 | 90,07 | 90,91 | 90,06 | 91,86 |
| Ab | 6,72 | 8,25 | 8,91 | 9,14 | 9,53 | 12,51 | 6,58 | 8,36 | 5,54 | 9,77 | 4,77 | 5,91 | 8,92 | 10,42 | 8,98 | 9,84 | 8,06 | 9,91 |
| Or | 0,11 | 0,19 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,57 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,13 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,41 | 0,02 | 0,14 | 0,02 | 0,13 |
| | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Bitownita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Bitownita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita |

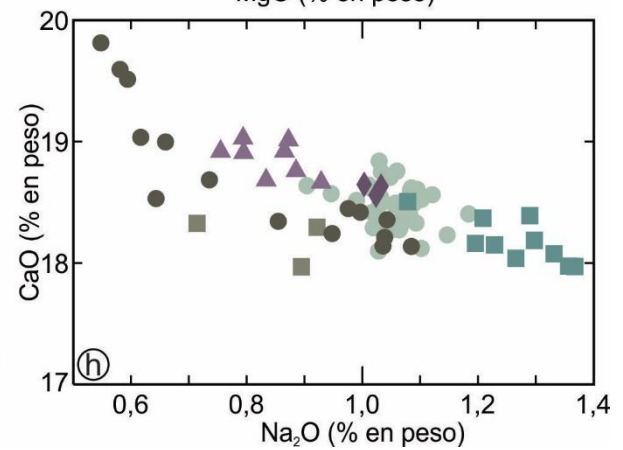
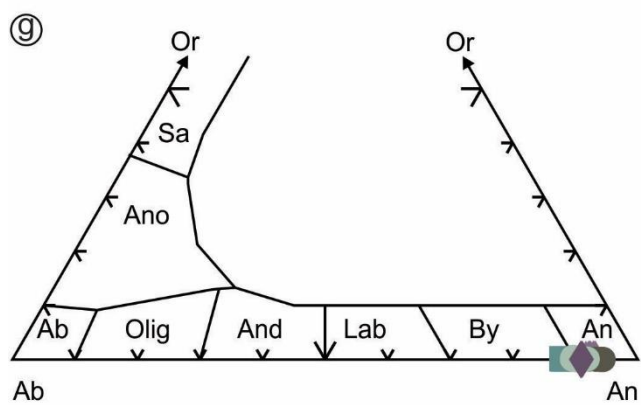
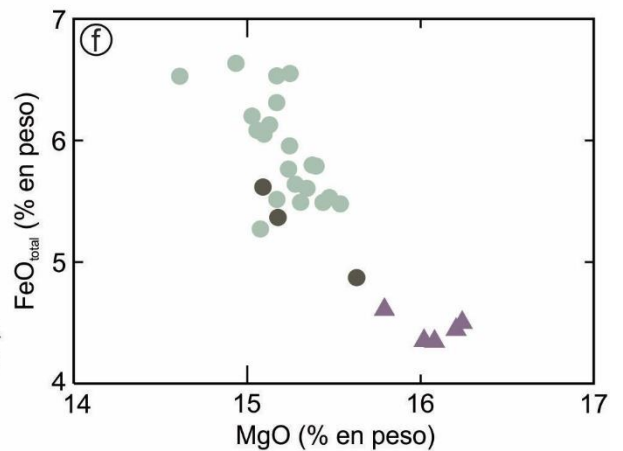
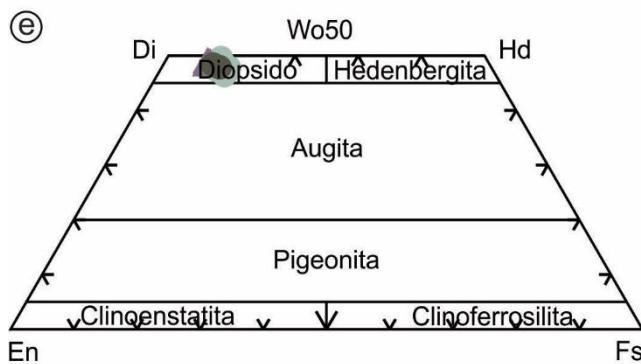
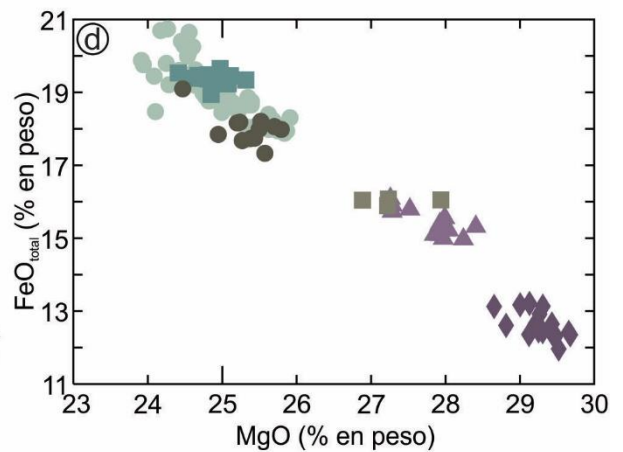
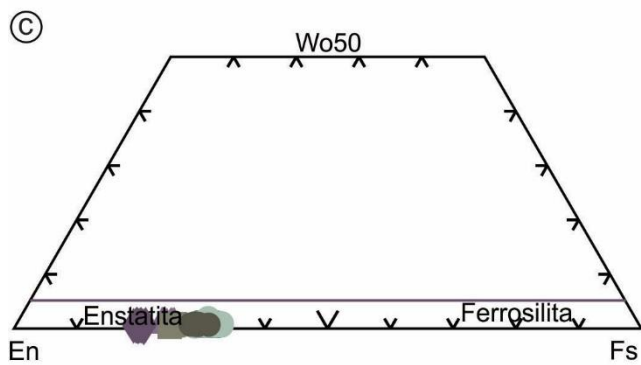
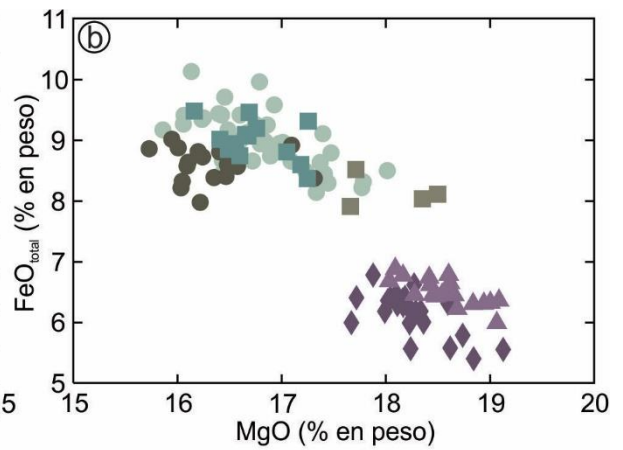
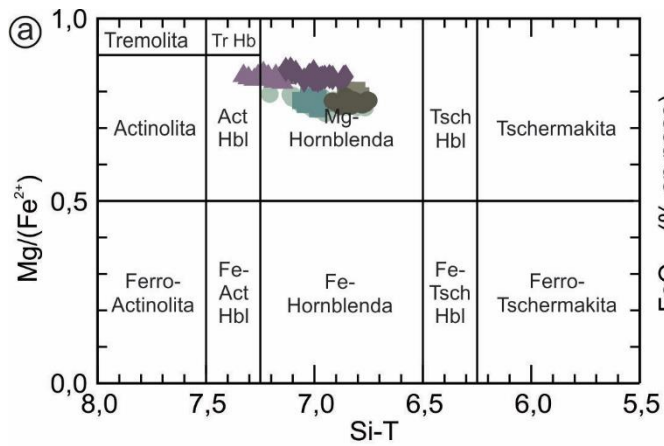


Figura 4.9. a) Diagrama de clasificación de anfíbol según Leake *et al.* (1997); b) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en hornblenda primaria; c) diagrama de clasificación de ortopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); d) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en ortopiroxeno; e) diagrama de clasificación de clinopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); f) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en clinopiroxeno; g) diagrama de clasificación de feldspatos según Deer *et al.* (1992); h) CaO vs. Na_2O en plagioclasa. Simbología indicada en la figura 4.4. Tr Hbl: hornblenda tremolítica; Act Hbl: hornblenda actinolítica; Tsch Hbl: hornblenda tschermakítica; Fe-Act Hbl: ferro-hornblenda actinolítica; Fe-Tsch Hbl: ferro-hornblenda tschermakítica; Olig: Oligoclasa; And: Andesina; Lab: Labradorita; By: Bitownita.

La concentración de CaO *versus* Na_2O en los cristales de plagioclasa de las diferentes unidades del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas están representadas en la figura 4.9h, en la cual se puede apreciar una correlación negativa.

4.3.2. Elementos traza

En el Cuadro 4.6 se presentan los resultados de los análisis de química mineral de elementos traza y elementos de las tierras raras realizados en cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa contenidos en la muestra OHP45 correspondiente a la unidad ultramáfica UOHP-ELP.

4.3.2.1. *Hornblenda*

En el diagrama de elementos de las tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) se observa que los cristales de hornblenda analizados se encuentran enriquecidos aproximadamente entre 15 y 35 veces (Fig. 4.10a). Los mismos presentan patrones con un leve grado de enriquecimiento de elementos de las tierras raras livianas (ETRL) respecto de los elementos de las tierras raras pesadas (ETRP), evidenciados por valores de la relación La_N/Yb_N variable entre 1,99 y 2,13, y leves anomalías negativas de europio, con valores de Eu/Eu^* ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/\sqrt{(\text{Sm}_N * \text{Gd}_N)}$) variables entre 0,83 y 0,95 (Cuadro 4.6).

Cuadro 4.6. Concentración de elementos traza y ETR en cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno, y plagioclasa contenidos en la muestra OHP 45 correspondiente a la UOHP-ELP.

| Muestra | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 | OHP45 |
|-------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Opx | Opx | Opx | Pl | Pl | Pl |
| Ti | 5326,06 | 5758,85 | 5327,82 | 6062,63 | 396,29 | 376,04 | 455,71 | 9,55 | 8,26 | 10,05 |
| Rb | 1,50 | 2,46 | 2,16 | 2,23 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,18 | 0,18 | 0,17 |
| Sr | 15,73 | 15,40 | 15,55 | 15,88 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 393,01 | 391,01 | 381,17 |
| Y | 21,91 | 20,86 | 19,88 | 22,13 | 0,19 | 0,14 | 0,20 | 0,03 | 0,03 | 0,04 |
| Zr | 25,78 | 23,57 | 23,42 | 26,86 | 0,49 | 0,46 | 0,43 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| Nb | 3,39 | 3,44 | 3,24 | 3,44 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,00 |
| Cs | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 0,11 | 0,10 |
| Ba | 9,73 | 10,40 | 7,03 | 9,91 | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 11,11 | 9,46 | 10,92 |
| La | 9,22 | 7,59 | 7,70 | 7,89 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 5,34 | 5,25 | 5,16 |
| Ce | 32,70 | 28,19 | 28,51 | 29,55 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 5,77 | 5,64 | 5,61 |
| Pr | 4,10 | 3,71 | 3,60 | 3,79 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,28 | 0,30 | 0,28 |
| Nd | 15,92 | 14,90 | 14,56 | 15,44 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,72 | 0,68 | 0,51 |
| Sm | 3,63 | 3,38 | 3,44 | 3,54 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,10 | 0,06 | 0,07 |
| Eu | 1,13 | 1,01 | 0,95 | 1,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,22 | 0,15 | 0,20 |
| Gd | 3,59 | 3,38 | 3,28 | 3,78 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | 0,09 | 0,08 |
| Tb | 0,56 | 0,57 | 0,55 | 0,62 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Dy | 4,09 | 3,73 | 3,67 | 4,41 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,05 |
| Ho | 0,86 | 0,82 | 0,78 | 0,87 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Er | 2,59 | 2,35 | 2,25 | 2,54 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,02 |
| Tm | 0,38 | 0,37 | 0,37 | 0,38 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Yb | 3,12 | 2,69 | 2,59 | 2,83 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,02 |
| Lu | 0,46 | 0,40 | 0,40 | 0,37 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Hf | 1,35 | 1,32 | 1,35 | 1,46 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,04 |
| Ta | 0,19 | 0,23 | 0,19 | 0,19 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Pb | 0,81 | 0,77 | 0,71 | 0,82 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 8,30 | 8,03 | 8,05 |
| Th | 0,27 | 0,24 | 0,30 | 0,27 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| U | 0,07 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| (La/Yb) _{N condrito} | 2,12 | 2,02 | 2,13 | 2,00 | 0,04 | 0,05 | 0,11 | 91,20 | 99,10 | 168,24 |
| Eu/Eu* | 0,96 | 0,91 | 0,86 | 0,83 | 1,47 | 0,72 | 1,25 | 8,28 | 6,24 | 8,16 |

En el diagrama de multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible observar que todos elementos representados se encuentran enriquecidos (Fig. 4.10b). Sin embargo, los elementos litófilos de alto radio iónico (*LILE, large-ion lithophile elements*), particularmente Ba, Th, Nb y Ta, exhiben un menor grado de enriquecimiento que los elementos de alto potencial iónico (*HFSE, high field strength elements*). Asimismo, es posible apreciar fuertes anomalías negativas de Sr y Zr y con menor intensidad en Ti.

4.3.2.2. *Ortopiroxeno*

Los cristales de ortopiroxeno evidencian concentraciones de ETR empobrecidas respecto del condrito (Sun y McDonough 1989), alcanzando el mayor grado de empobrecimiento en los ETRL (Fig. 4.10c). Este fuerte empobrecimiento en ETRL respecto de los ETRP es consistente con una relación L_{AN}/Y_{bN} con valores variables entre 0,04 y 0,11. En estos diagramas es posible apreciar un cambio de pendiente, cuyo el punto de inflexión este situado en el Sm. Asimismo, los valores de Eu/Eu^* varían fuertemente entre 0,71 y 1,47 (Cuadro 4.6).

Por otra parte, el diagrama de multielementos también evidencia que los ortopiroxenos analizados se encuentran empobrecidos respecto del condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 4.10d). La gráfica muestra un patrón de distribución irregular, en los que se pueden observar fuertes anomalías negativas de Nb y Sr, y una anomalía positiva de Ti.

4.3.2.3. *Plagioclasa*

En el diagrama de elementos de las tierras raras los cristales de plagioclasa presentan patrones enriquecidos respecto del condrito (Sun y McDonough 1989) en los ETRL y valores empobrecidos respecto del condrito en el caso de los ETRP (Fig. 4.10e). Los elevados valores de la relación L_{AN}/Y_{bN} , comprendida entre 91,20 y 168,24 (cuadro 4.6) reflejan el fuerte grado de enriquecimiento en ETRL respecto de los ETRP.

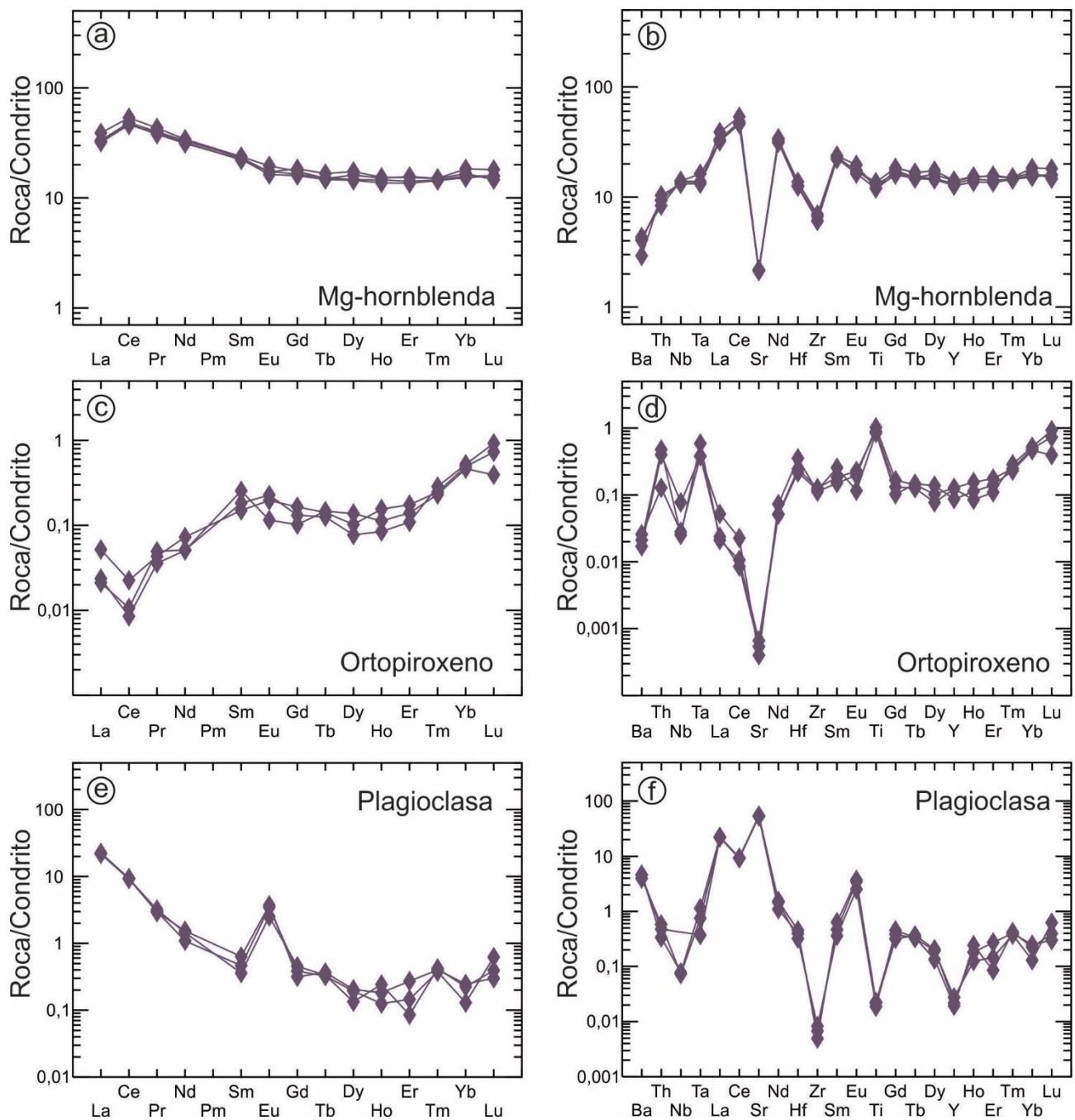


Figura 4.10. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) y diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) correspondientes a la muestra OHP45 de la unidad OHP-ELP. a, b) Hornblenda; c, d) ortopiroxeno; e, f) plagioclasa.

En lo que respecta al diagrama de multielementos, es posible observar que los patrones de distribución son irregulares, evidenciando que muchos elementos *LILE* se encuentran enriquecidos, mientras que la mayoría de los elementos *HFSE* se encuentran empobrecidos respecto del condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 4.10f). Asimismo estos patrones de

distribución evidencian marcadas anomalías negativas de Nb, Zr, Ti e Y, y fuertes anomalías positivas de Sr y Eu.

4.4. Geoquímica de roca total

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total de las muestras obtenidas a partir de los perfiles transversales ELPS-ELPS' y ELPN-ELPN' (Fig. 4.1) se presentan en el Cuadro 4.7.

4.4.1. Elementos mayoritarios

Los contenidos de SiO₂, FeO_{total}, Al₂O₃, CaO, y Na₂O+K₂O *versus* MgO (% en peso), fueron representados en los diagramas binarios de la figura 4.11, en los cuales es posible observar que el contenido de MgO varía entre 18,74 y 23,56 % en las rocas ultramáficas (UHPP-ELP y UOHP-ELP) y entre 8,30 y 13,78 % en las rocas máficas (UNHI-ELP y UNHS-ELP).

Las concentraciones de SiO₂ y FeO_{total} evidencian tendencias de correlación positivas con el MgO. En el caso del SiO₂, las concentraciones varían entre 52,35 y 53,96 % en las rocas ultramáficas y entre 47,69 y 52,17 % en las rocas máficas (Fig. 4.11a), mientras que en el caso del FeO_{total} los contenidos varían entre 9,32 y 12,63 % en las rocas ultramáficas, y entre 6,71 y 10,24 % en las rocas máficas (Fig. 4.11b). Por otra parte, las concentraciones de Al₂O₃, CaO y Na₂O+K₂O presentan una correlación negativa con el MgO (Fig. 4.11c, d, e). En el caso de las rocas ultramáficas, las concentraciones varían entre 5,37 y 5,55 % de Al₂O₃, entre 3,92 y 10,23 % de CaO y entre 0,37 y 0,59 % de Na₂O+K₂O; mientras que en las rocas máficas, las concentraciones varían entre 13,90 y 20,25 % de Al₂O₃, entre 9,79 y 13,62 % de CaO y entre 0,52 y 1,25 % de Na₂O+K₂O.

Cuadro 4.7. Análisis geoquímicos de roca total correspondientes a las unidades y miembros definidos en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas.

| Muestra | HHP06 | OHP45 | NH1a49 | NH1a29 | NH1b47 | NH1b24 | NH5a42 | NH5a25 | NH5b40 | NH5b26 | NH5b24 |
|----------------------------------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|--------|
| Unidad | UHHP | UOHP | UNHI-ELP | | | | UNHS-ELP | | | | |
| Miembro | - | - | A | | b | | a | | b | | |
| SiO ₂ | 53,96 | 52,35 | 48,78 | 52,17 | 48,87 | 48,33 | 49,01 | 49,45 | 51,08 | 47,69 | 48,69 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,25 | 0,29 | 0,31 | 0,15 | 0,12 | 0,16 | 0,26 | 0,19 | 0,16 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 5,55 | 5,37 | 16,06 | 15,12 | 18,98 | 17,90 | 17,90 | 13,90 | 17,72 | 20,25 | 18,09 |
| FeO _{total} | 9,32 | 12,63 | 8,54 | 10,24 | 7,80 | 8,41 | 8,70 | 9,09 | 8,03 | 6,71 | 7,99 |
| MnO | 0,19 | 0,22 | 0,15 | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,17 | 0,17 | 0,15 | 0,13 | 0,15 |
| MgO | 18,74 | 23,56 | 11,21 | 10,22 | 11,20 | 12,42 | 11,44 | 13,78 | 10,69 | 8,30 | 10,37 |
| CaO | 10,23 | 3,92 | 12,50 | 10,31 | 10,85 | 9,79 | 11,74 | 11,65 | 10,69 | 13,62 | 13,16 |
| Na ₂ O | 0,38 | 0,26 | 0,86 | 0,90 | 0,64 | 0,55 | 0,65 | 0,43 | 0,69 | 0,78 | 0,72 |
| K ₂ O | 0,20 | 0,10 | 0,20 | 0,35 | 0,09 | 0,06 | 0,13 | 0,08 | 0,10 | 0,11 | 0,09 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| LOI | 1,27 | 1,60 | 1,14 | 0,49 | 1,11 | 1,59 | 0,46 | 1,25 | 0,59 | 0,85 | 0,93 |
| | | | | | | | | | | | |
| Total | 100,15 | 100,28 | 99,73 | 100,32 | 99,84 | 99,32 | 100,38 | 100,06 | 99,95 | 98,60 | 100,38 |
| | | | | | | | | | | | |
| Cr | 1000 | 1100 | 270 | 500 | 270 | 140 | 270 | 700 | 170 | 80 | 150 |
| Co | 62 | 117 | 49 | 32 | 55 | 74 | 51 | 71 | 51 | 40 | 47 |
| Ni | 120 | 290 | 70 | 120 | 140 | 40 | 90 | 130 | 30 | 40 | 40 |
| Cu | 130 | 250 | 100 | 50 | 160 | 90 | 100 | 120 | 60 | 60 | 60 |
| Zn | 60 | 80 | 50 | 80 | 50 | 50 | 70 | 50 | 60 | 60 | 60 |
| Rb | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 3,00 | 1,00 | 1,00 | 2,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |
| Sr | 38 | 23 | 172 | 162 | 173 | 187 | 185 | 131 | 185 | 216 | 168 |
| Y | 8,70 | 6,00 | 6,40 | 12,10 | 2,50 | 1,70 | 5,80 | 5,10 | 5,70 | 6,30 | 7,20 |
| Zr | 29,00 | 16,00 | 14,00 | 48,00 | 6,00 | 6,00 | 4,00 | 10,00 | 23,00 | 24,00 | 15,00 |
| Nb | 1,00 | 0,50 | 0,40 | 2,20 | 0,10 | 0,20 | 0,10 | 0,30 | 0,70 | 0,40 | 0,60 |
| Ba | 25 | 9 | 18 | 52 | 22 | 13 | 31 | 30 | 27 | 15 | 18 |
| La | 5,51 | 3,38 | 2,70 | 7,42 | 1,20 | 1,01 | 2,28 | 1,10 | 4,13 | 4,17 | 5,21 |
| Ce | 12,90 | 9,40 | 6,31 | 19,00 | 2,65 | 1,79 | 4,99 | 2,63 | 9,14 | 9,46 | 12,00 |
| Pr | 1,51 | 1,19 | 0,79 | 2,31 | 0,32 | 0,20 | 0,63 | 0,39 | 1,09 | 1,20 | 1,46 |
| Nd | 6,05 | 4,45 | 3,47 | 9,00 | 1,36 | 0,90 | 2,68 | 2,13 | 4,15 | 5,04 | 5,77 |
| Sm | 1,52 | 0,91 | 0,97 | 2,01 | 0,36 | 0,22 | 0,82 | 0,73 | 1,00 | 1,19 | 1,46 |
| Eu | 0,38 | 0,30 | 0,36 | 0,65 | 0,20 | 0,16 | 0,36 | 0,29 | 0,37 | 0,39 | 0,43 |
| Gd | 1,71 | 1,04 | 1,15 | 2,22 | 0,39 | 0,24 | 0,78 | 0,90 | 1,00 | 1,23 | 1,50 |
| Tb | 0,30 | 0,18 | 0,20 | 0,35 | 0,07 | 0,04 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,21 | 0,25 |
| Dy | 1,74 | 1,12 | 1,22 | 2,16 | 0,47 | 0,30 | 1,06 | 1,04 | 1,02 | 1,27 | 1,47 |
| Ho | 0,32 | 0,23 | 0,25 | 0,44 | 0,10 | 0,07 | 0,21 | 0,22 | 0,21 | 0,24 | 0,29 |
| Er | 0,90 | 0,69 | 0,70 | 1,32 | 0,31 | 0,22 | 0,64 | 0,63 | 0,64 | 0,64 | 0,79 |
| Tm | 0,14 | 0,10 | 0,10 | 0,20 | 0,05 | 0,04 | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,12 |
| Yb | 0,89 | 0,69 | 0,67 | 1,31 | 0,35 | 0,28 | 0,82 | 0,68 | 0,74 | 0,64 | 0,79 |
| Lu | 0,14 | 0,11 | 0,11 | 0,20 | 0,06 | 0,06 | 0,14 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,12 |
| Hf | 0,80 | 0,50 | 0,50 | 1,30 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,30 | 0,60 | 0,70 | 0,50 |
| Ta | 0,07 | 0,04 | 0,03 | 0,13 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,03 |
| Eu* | 0,71 | 0,93 | 1,03 | 0,95 | 1,59 | 2,17 | 1,37 | 1,11 | 1,13 | 1,00 | 0,89 |
| La _N /Yb _N | 4,44 | 3,51 | 2,89 | 4,06 | 2,46 | 2,59 | 1,99 | 1,16 | 4,00 | 4,67 | 4,73 |

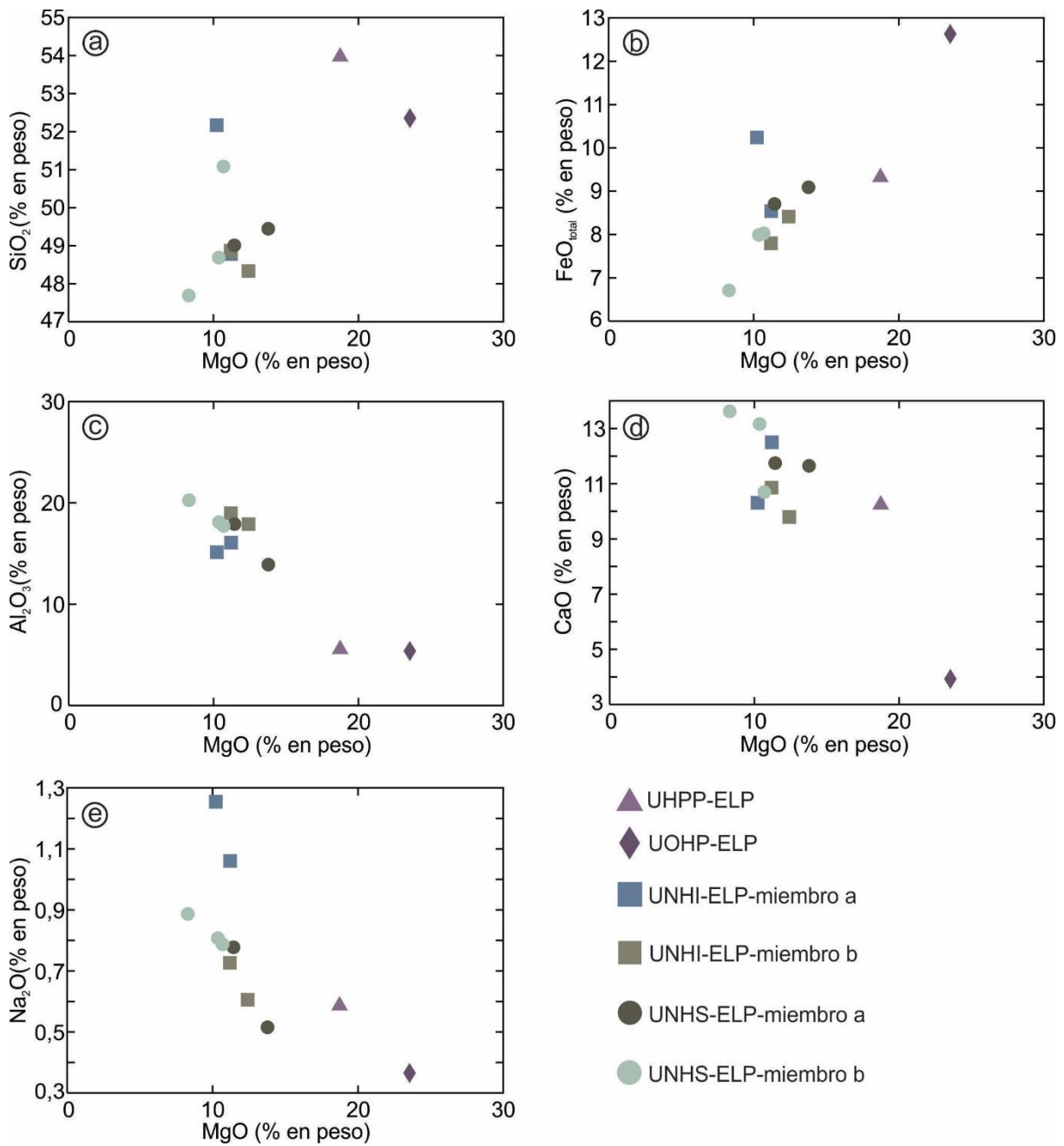


Figura 4.11. Diagramas de elementos mayoritarios *versus* MgO. a) SiO₂ *vs.* MgO; b) FeO_{total} *vs.* MgO; c) Al₂O₃ *vs.* MgO; d) CaO *vs.* MgO; e) Na₂O+K₂O *vs.* MgO.

4.4.2. Elementos traza

En la figura 4.12 se representan las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu, Ni, Co, Cr *versus* MgO. En la misma es posible observar que en las muestras analizadas de las diferentes unidades estos elementos exhiben una correlación positiva respecto al MgO. En las rocas ultramáficas dichas concentraciones varían entre 130 y 250 ppm de Cu (Fig.

4.12a), entre 120 y 290 ppm de Ni (Fig. 4.12b), entre 62 y 117 ppm de Co (Fig. 4.12c), y entre 1000 y 1100 ppm de Cr (Fig. 4.12d). En tanto, en las rocas máficas las mismas varían entre 50 y 160 ppm de Cu (Fig. 4.12a), entre 30 y 130 ppm de Ni (Fig. 4.12b), entre 40 y 74 ppm de Co (Fig. 4.12c), y entre 80 y 700 ppm de Cr (Fig. 4.12d).

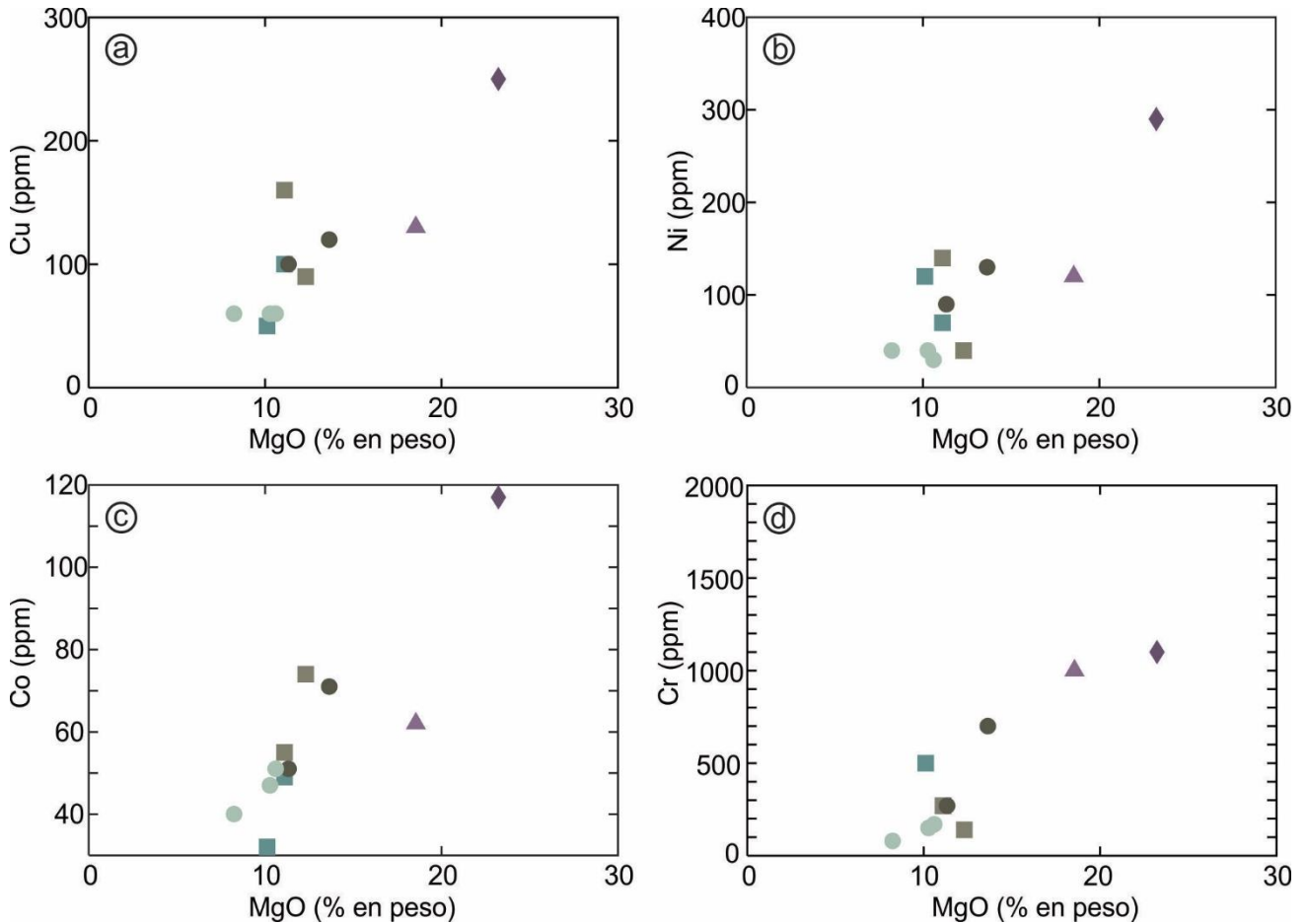


Figura 4.12. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu vs. MgO; b) Ni vs. MgO; c) Co vs. MgO; d) Cr vs. MgO. Simbología indicada en la figura 4.11.

Por otra parte, las concentraciones de los elementos traza incompatibles Y, Zr, Nb, Hf, Ta y Eu, no evidencian una correlación definida con el MgO (Fig. 4.13). En el caso de las litologías ultramáficas las concentraciones de estos elementos varían entre 6 y 8,7 ppm de Y (Fig. 4.13a), entre 16 y 29 ppm de Zr (Fig. 4.13b), entre 0,5 y 1 ppm de Nb (Fig. 4.13c), entre 0,5 y 0,8 ppm de Hf (Fig. 4.13d), entre 0,04 y 0,07 ppm de Ta (Fig. 4.13e), y entre 0,3 y 0,38 ppm de Eu (Fig. 4.13f). En tanto, en las variedades máficas dichas concentraciones oscilan entre 1,7 y 12,1 ppm de Y (Fig. 4.13a), entre 4 y 48 ppm de Zr (Fig. 4.13b), entre 0,1 y 2,2

ppm de Nb (Fig. 4.13c), entre 0,2 y 1,3 ppm de Hf (Fig. 4.13d), entre 0,01 y 0,13 ppm de Ta (Fig. 4.13e) y entre 0,16 y 0,65 ppm de Eu (Fig. 4.13f).

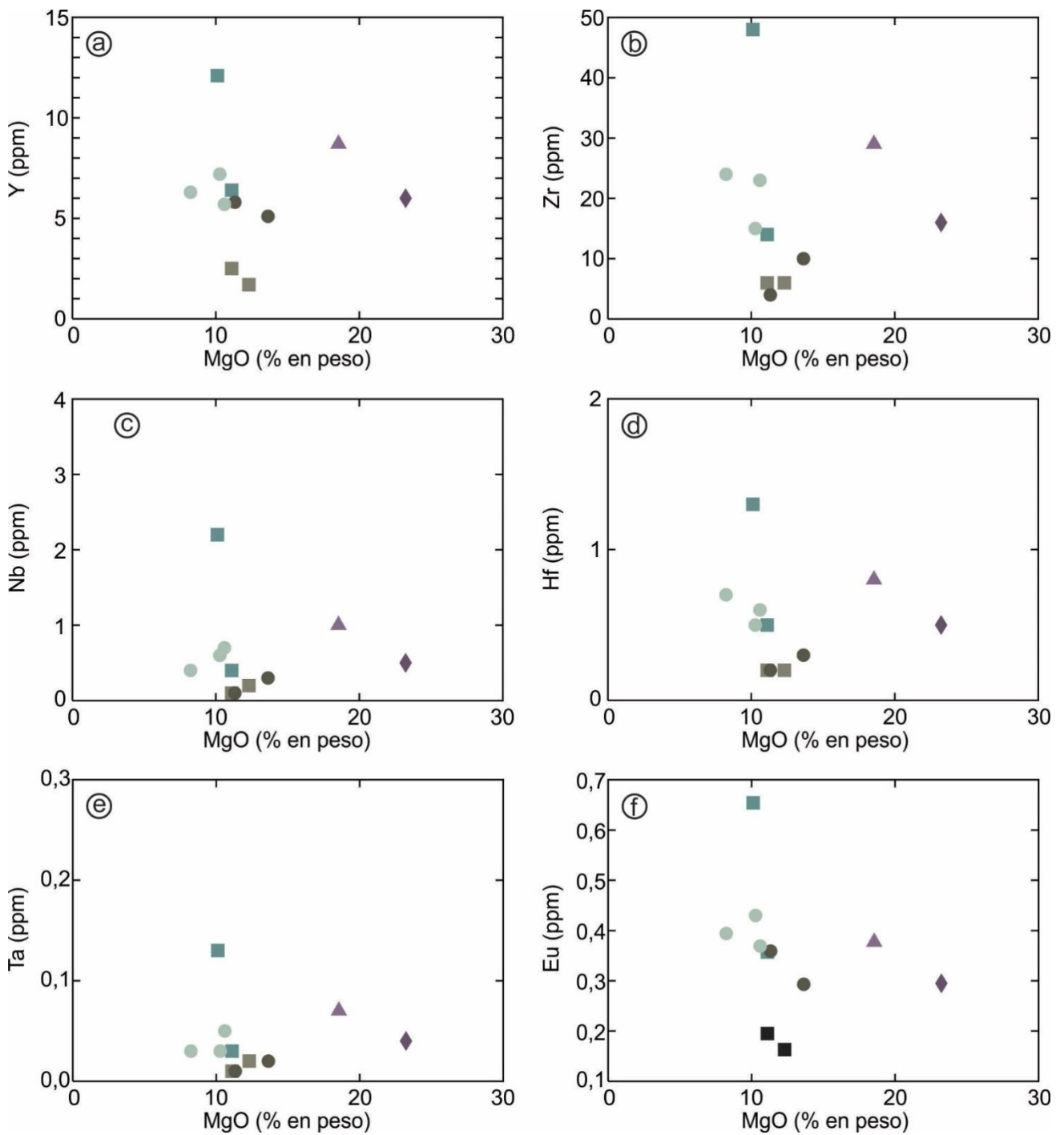


Figura 4.13. Diagramas de elementos traza incompatibles *versus* MgO. a) Y vs. MgO; b) Zr vs. MgO; c) Nb vs. MgO; d) Hf vs. MgO; e) Ta vs. MgO; f) Eu vs. MgO. Simbología indicada en la figura 4.11.

4.4.3. Elementos de las Tierras Raras

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) se observa que la totalidad de las muestras estudiadas se encuentran, en términos generales, enriquecidas (Fig. 4.14a, b, c), aunque con variaciones en el grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP, y en el valor de la anomalía de Eu, según la unidad estratigráfica de la cual provengan las rocas analizadas (Cuadro 4.1).

Las muestras correspondientes a las unidades ultramáficas UHPP-ELP y UOHP-ELP (Fig. 4.14a) presentan un grado de enriquecimiento en ETR que varía entre 9 y 13 veces respecto al condrito, poseen una relación La_N/Yb_N variable entre 3,51 y 4,44, y leves anomalías negativas de Eu, con valores de Eu/Eu^* que varían entre 0,71 y 0,93.

En lo que respecta a las rocas máficas, las unidades UNHI-ELP y UNHS-ELP presentan diferentes características. En el caso de la UNHI-ELP, las muestras del miembro UNHI-ELP-a presentan un enriquecimiento variable entre 7 y 19 veces el condrito, una relación La_N/Yb_N variable entre 2,89 y 4,06, y un valor de Eu/Eu^* variable entre 0,95 y 1,03 (Fig. 4.14b). A diferencia de estas, en las muestras analizadas del miembro UNHI-ELP-b, el valor de enriquecimiento oscila entre 2 y 3 veces el condrito, la relación La_N/Yb_N varía entre 2,46 y 2,59, y se observan marcadas anomalías positivas de Eu, con valores de Eu/Eu^* que varían entre 1,59 y 2,17 (Fig. 4.14b). Por otra parte, el miembro UNHS-ELP-a de la UNHS-ELP presenta patrones de ETR enriquecidos entre 4 y 6 respecto al condrito, con valores de relación La_N/Yb_N que varían entre 1,16 y 1,99; y leves anomalías positivas de Eu, con valores de Eu/Eu^* variables entre 1,11 y 1,37 (Fig. 4.14c). En tanto, el miembro UNHS-ELP-b posee un valor de enriquecimiento respecto al condrito entre 9 y 12; una relación La_N/Yb_N entre 4,00 y 4,73; y una relación Eu/Eu^* entre 0,89 y 1,13 (Fig. 4.14c).

En el diagrama de multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) de la figura 4.14d, e, f, se observa que las diferentes unidades exhiben patrones de distribución

similares. La mayoría de las muestras presentan patrones planos o levemente enriquecidos en *LILE* con respecto a los *HFSE*, anomalías positivas de Sr y anomalías negativas de Nb, Ta y Ti. Algunas diferencias observadas corresponden a las muestras HPP06 (UHPP-ELP) y OHP45 (UOHP-ELP), correspondientes a rocas ultramáficas, las cuales presentan anomalías negativas de Sr (Fig. 4.14d); y a las muestras analizadas del miembro UNHI-ELP-a, las cuales evidencian un grado de enriquecimiento respecto del condrito levemente menor y carecen de valores anómalos de Ti (Fig. 4.14e).

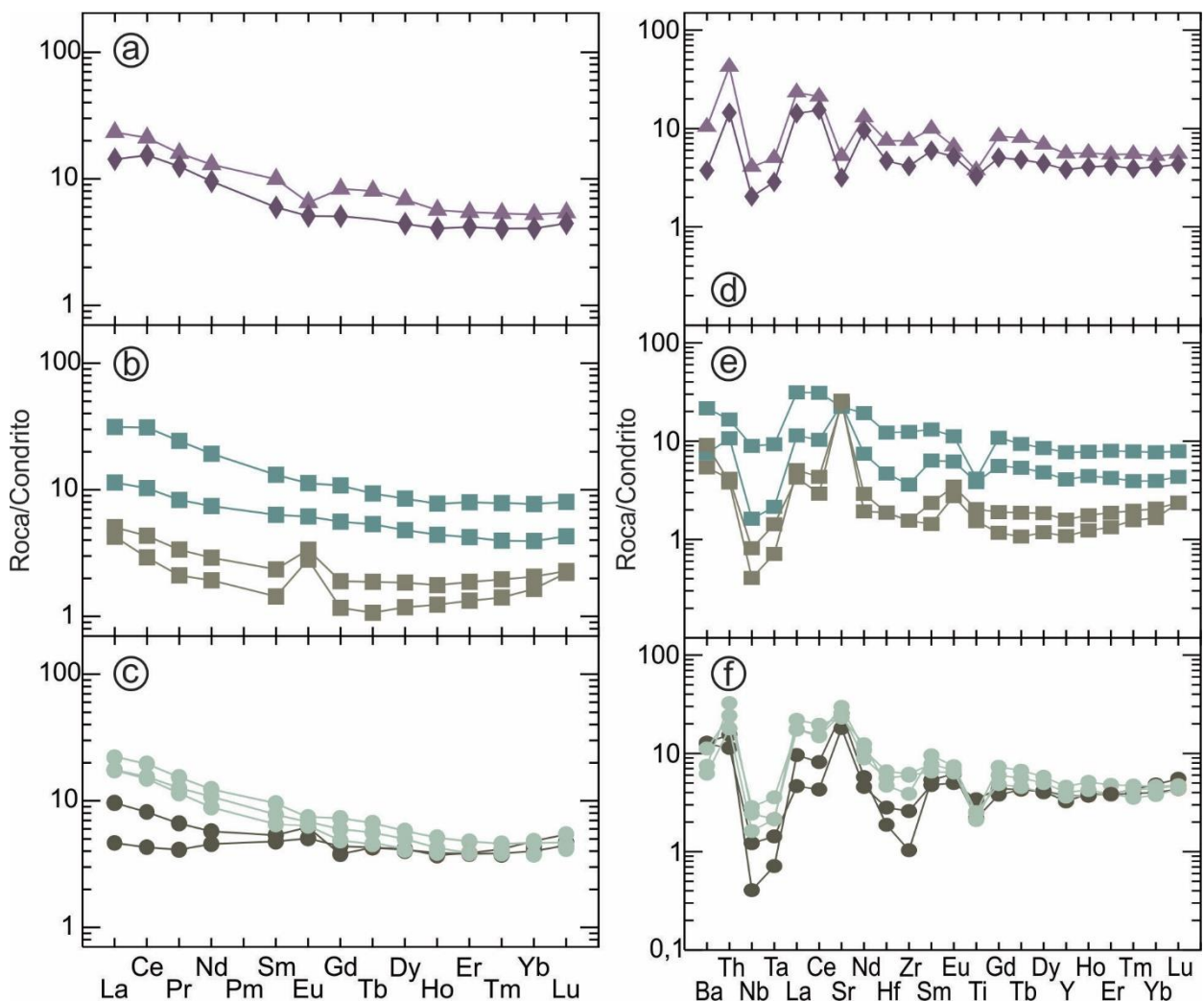


Figura 4.14. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): a) UHPP-ELP y UOHP-ELP; b) UNHI-ELP; c) UNHS-ELP. Diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): d) UHPP-ELP y UOHP-ELP; e) UNHI-ELP; f) UNHS-ELP. Simbología indicada en la figura 4.11.

CAPÍTULO 5

CUERPO INTRUSIVO EL FIERRO

5.1. Introducción

El Fierro es un cuerpo intrusivo de tipo máfico-ultramáfico de escasas dimensiones que no superan los 1,5 km en dirección NNE-SSO y los 0,5 km en dirección ONO-ESE (Fig. 5.1). El mismo se encuentra localizado 300 metros al este del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, separado de este último por una zona de falla de rumbo NNE-SSO y por afloramientos de rocas metamórficas (Figs. 5.1 y 5.2a).

El rasgo más destacado del cuerpo intrusivo El Fierro está representado por una marcada estratificación, en la que se intercalan niveles de diferente composición litológica (Figs. 5.1 y 5.2b). Los estudios de campo y petrográficos realizados en muestras de roca extraídas de los perfiles de muestreo EFS-EFS', EFM-EFM' y EFN-EFN' (Fig. 5.1) permitieron establecer que dicha estratificación está conformada por niveles de espesor variable entre diez centímetros y un metro, los cuales son en su mayoría de naturaleza ultramáfica. Asimismo, estos perfiles de muestreo evidencian que los niveles de composición máfica son escasos y se encuentran limitados a las porciones central y oeste de la intrusión.

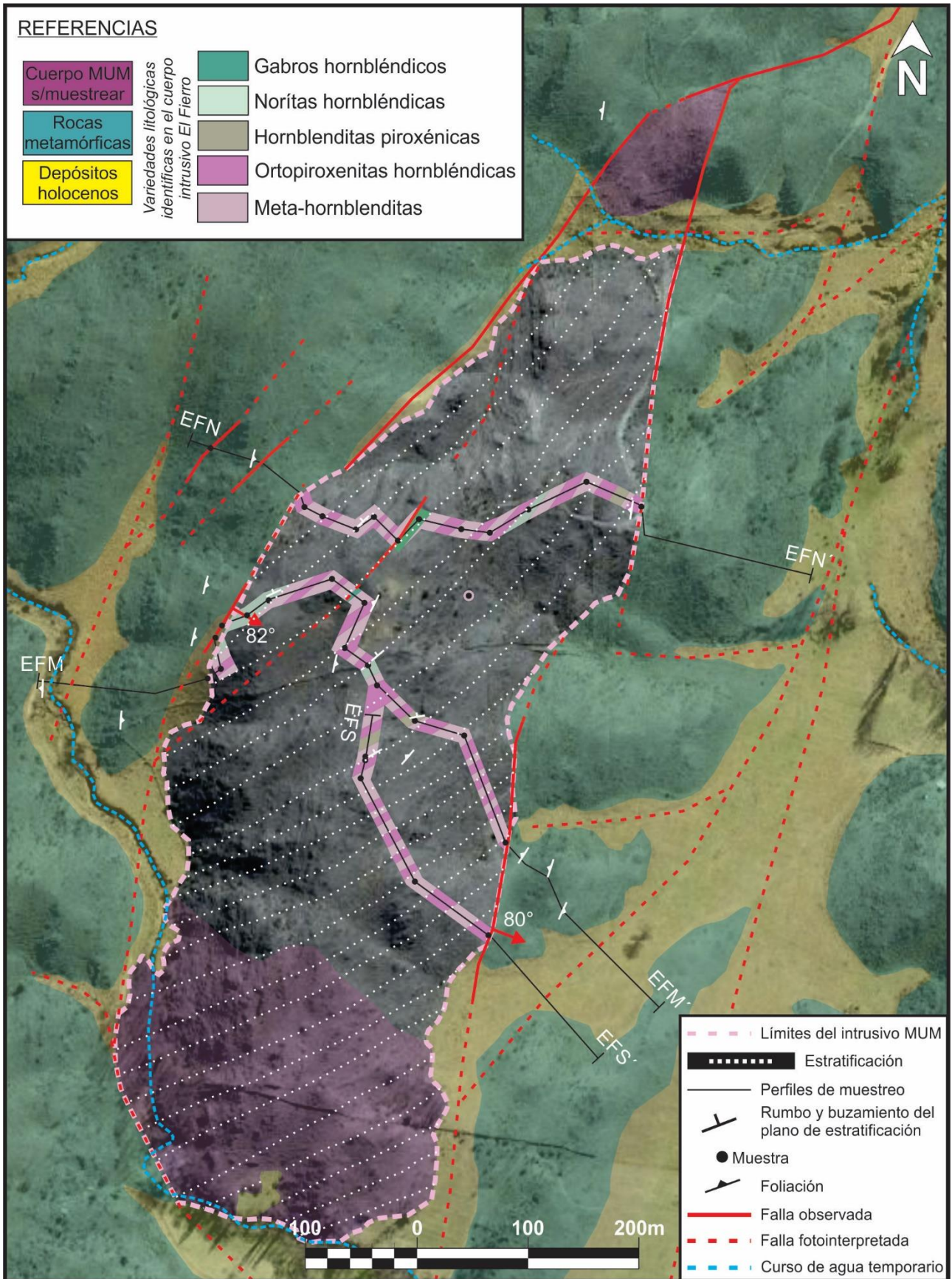


Figura 5.1. Mapa geológico del cuerpo intrusivo El Fierro en el cual se muestran las diferentes variedades litológicas que lo conforman y la estratificación ígnea presente en el mismo.

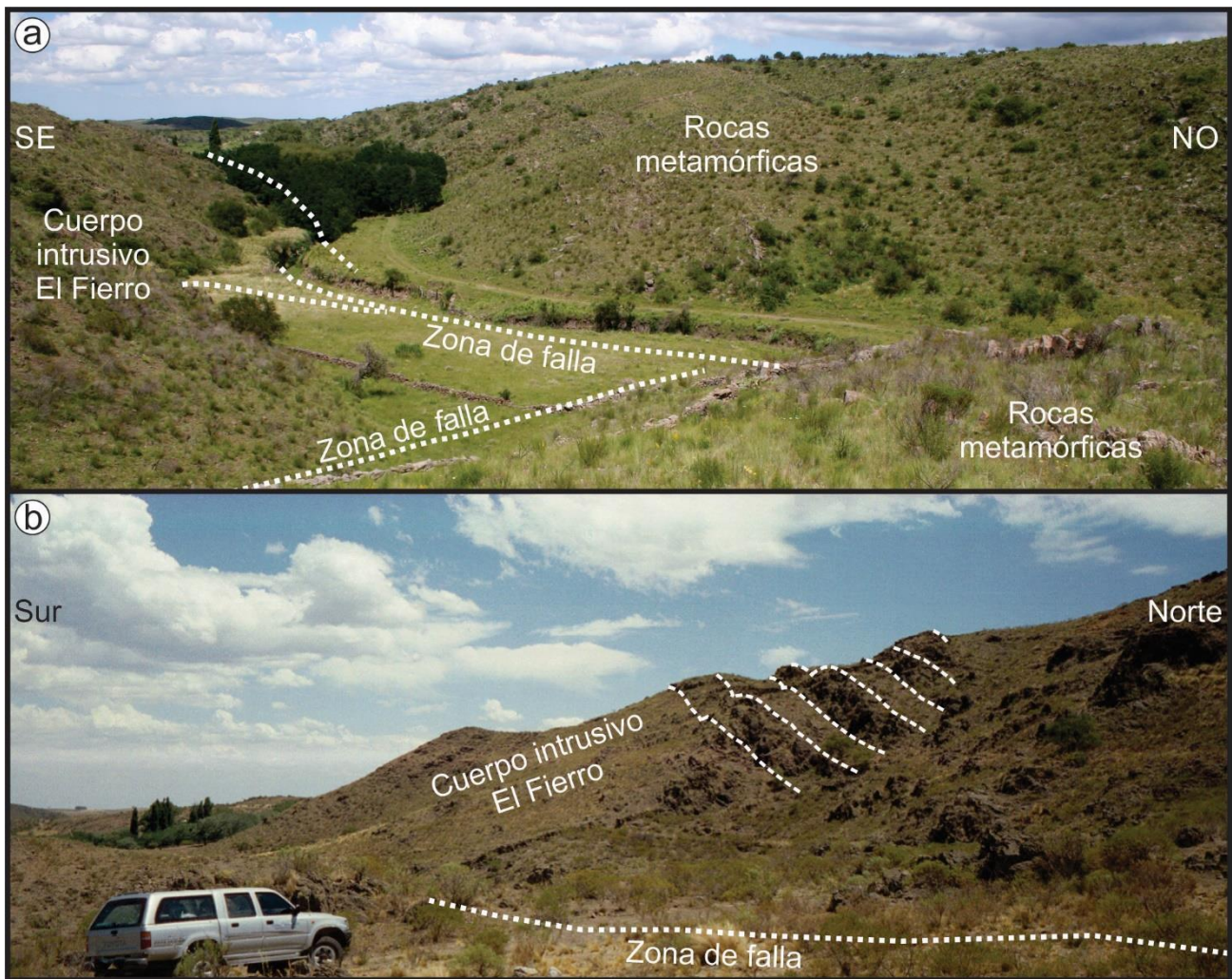


Figura 5.2. a) Fotografía de la zona de falla en el margen oeste del cuerpo intrusivo El Fierro, tomada desde afloramientos correspondientes al mismo. b) Fotografía del cuerpo intrusivo El Fierro tomada desde zona de falla en el margen este del mismo, en la que se observa la estratificación ígnea presente en el cuerpo.

Si bien las variaciones litológicas motivaron la diferenciación de distintas unidades en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, los numerosos cambios litológicos observados en un breve intervalo espacial a lo largo de los perfiles de muestreo realizados en el cuerpo intrusivo El Fierro no permiten establecer una diferenciación estratigráfica de tales características en este cuerpo. Por ello, resulta conveniente agrupar las diferentes litologías que lo componen en una única unidad denominada Unidad Estratificada Modal (UEM-EF), compuesta por una secuencia intercalada de estratos de naturaleza principalmente ultramáfica, en la cual los niveles de rocas máficas son escasos.

5.2. Relaciones de campo y Petro-calcografía

Los estudios petro-calcográficos realizados en muestras de rocas extraídas de los perfiles de muestreo EFS-EFS', EFM-EFM' y EFN-EFN' (Fig. 5.1) permitieron diferenciar cinco variedades litológicas, las cuales, en base a su moda mineralógica, clasifican como ortopiroxenitas hornbléndicas, hornblenditas piroxénicas con plagioclasa y meta-hornblenditas, en el caso de las variedades ultramáficas, y como noritas hornbléndicas y gabros hornbléndicos, en el caso de las rocas máficas, según el diagrama de clasificación px-pl-hbl (Le Maitre 2002) (Figura 5.3).

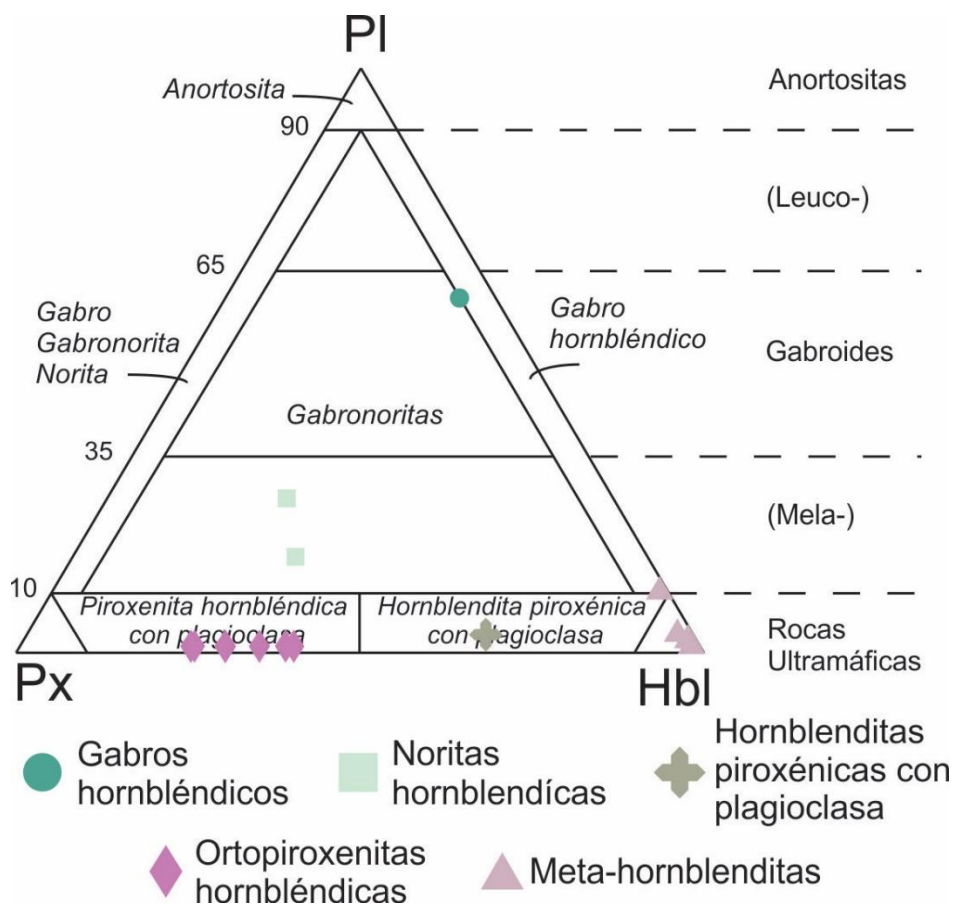


Figura 5.3. Clasificación de las rocas ígneas aflorantes según las proporciones modales de px-pl-hbl (clasificación según Le Maitre 2002).

Los perfiles de muestreo realizados sobre el cuerpo intrusivo El Fierro permitieron determinar que las variedades litológicas mencionadas conforman estratos ígneos de espesor variable entre diez

centímetros y un metro, los cuales se intercalan de manera aleatoria (Fig. 5.4a, b, c, d). Los estratos de ortopiroxenitas hornbléndica y meta-hornblenditas son los que abarcan la mayor proporción aflorante del cuerpo, mientras que los afloramientos de gabros hornbléndicos, noritas hornbléndicas y hornblenditas piroxénicas con plagioclasa son escasos (Fig. 5.1).

La distribución de los estratos ígneos de las diferentes variedades litológicas mencionadas fue representada en un corte transversal confeccionado a partir del perfil de muestreo EFM-EFM' (Fig. 5.5). El mismo es de carácter esquemático, y los ángulos de buzamiento de los diferentes niveles estratigráficos fueron representados a partir de mediciones realizadas en diversos afloramientos, las cuales evidenciaron que esta estratificación es de rumbo NE-SO, con buzamientos de hasta 43° al NO.

Otro rasgo relevante de este cuerpo intrusivo es la presencia de diversas estructuras de flujo, tales como laminaciones y estratificaciones entrecruzadas (Fig. 5.6a, b), *slumps* (Fig. 5.6c) y secuencias intercaladas de niveles de meta-hornblenditas y ortopiroxenitas hornbléndicas, en las cuales se puede apreciar engrosamientos y adelgazamientos aleatorios de los diferentes niveles (Fig. 5.6d).

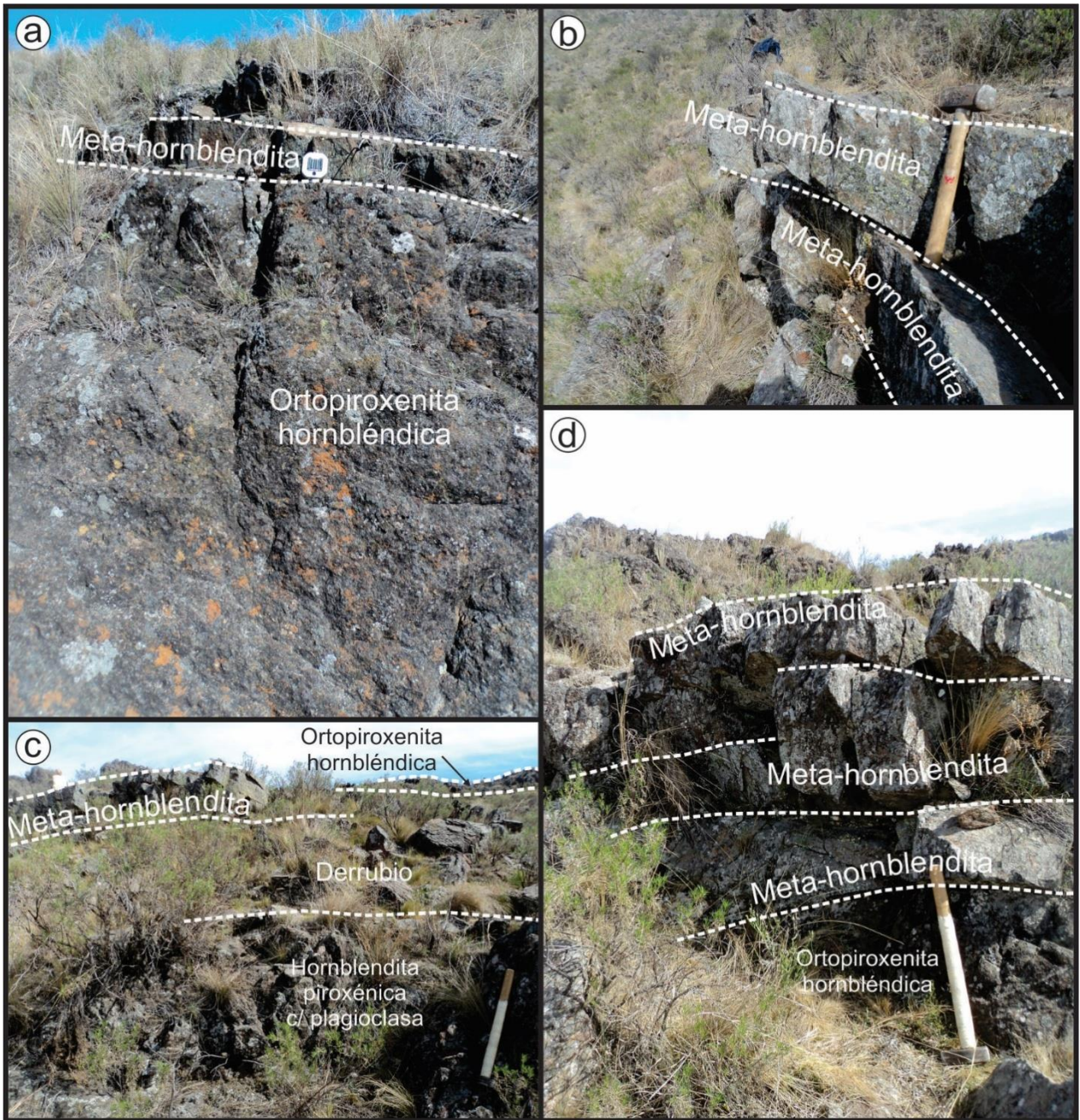


Figura 5.4. Estratificación ígnea conformada por niveles intercalados de ortopiroxenitas hornbléndicas, meta-hornblenditas y hornblenditas piroxénicas con plagioclasa. a) Estratos espesos de ortopiroxenitas hornbléndicas con intercalación de un estrato meta-hornblendítico de poco espesor; b) Estratos meta-hornblendíticos; c) Intercalación de estratos de ortopiroxenitas hornbléndicas, hornblenditas piroxénicas con plagioclasa y meta-hornblenditas; d) Intercalación de estratos de ortopiroxenitas hornbléndicas y meta-hornblenditas. Las líneas punteadas muestran la superficie de contacto entre diferentes estratos, ya sean de igual o de diferente composición.

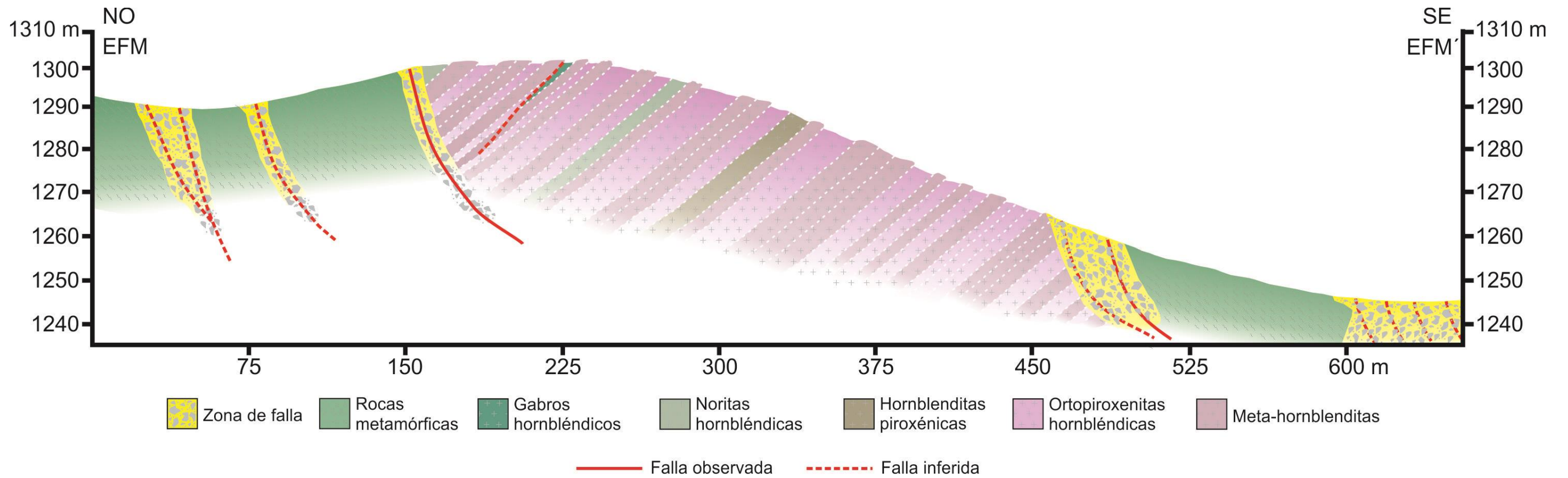


Figura 5.5. Corte transversal esquemático correspondiente al perfil de muestreo EFM-EFM'.

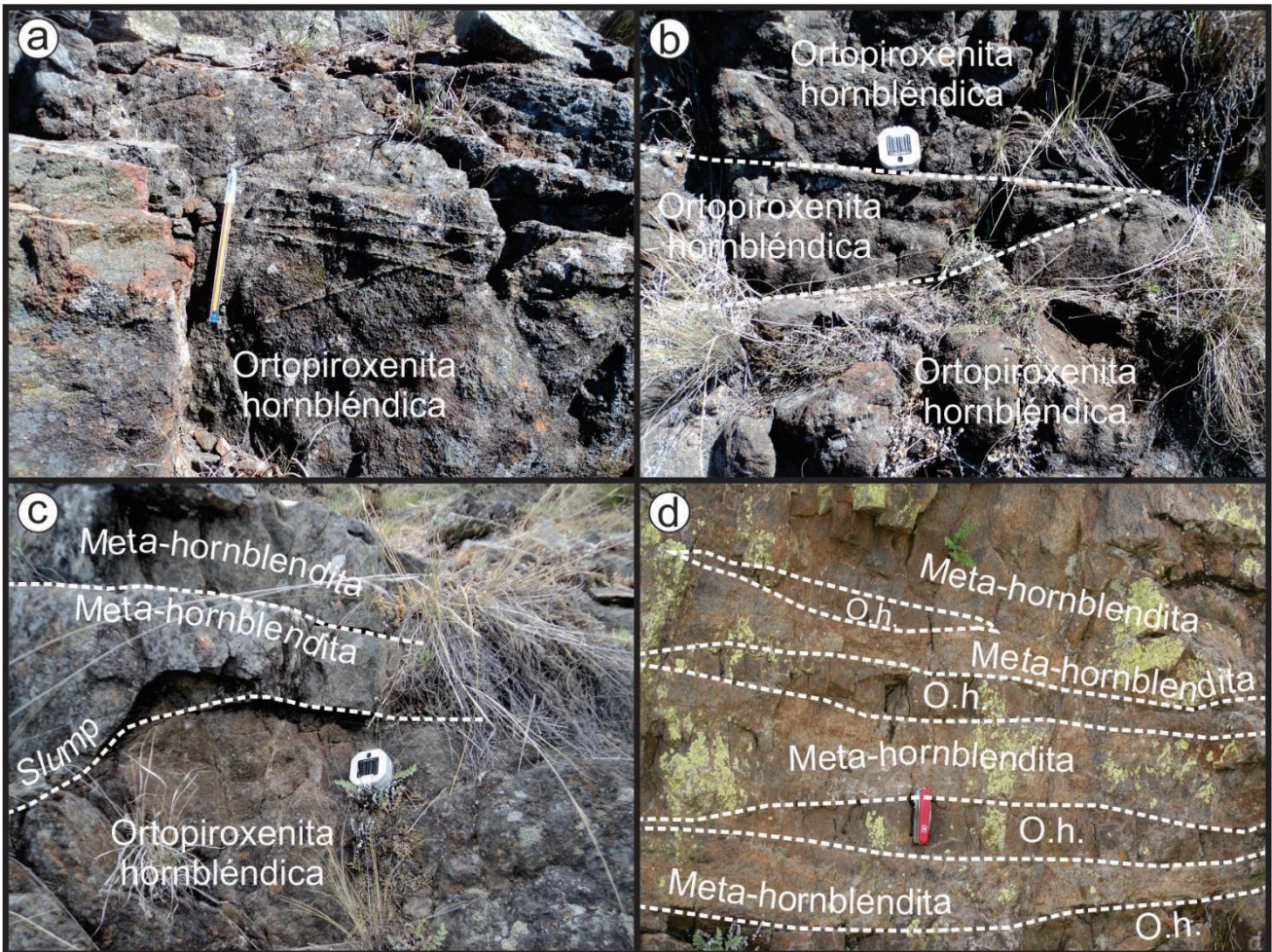


Figura 5.6. Estructuras de flujo. a) Laminaciones entrecruzadas en nivel de ortopiroxenita hornbléndica; b) Estratificación entrecruzada en niveles de ortopiroxenitas hornbléndicas; c) Estratificación intercalada de niveles de ortopiroxenitas hornbléndicas y de meta-hornblenditas; d) Intercalaciones de niveles de ortopiroxenitas hornbléndicas y de meta-hornblenditas. En la fotografía se puede observar la variación en los espesores de los diferentes niveles, y que en ocasiones los niveles de ortopiroxenitas hornbléndicas se acuñan entre los niveles de meta-hornblenditas. O.h.: Ortopiroxenita hornbléndica.

5.2.1. Rocas ultramáficas

5.2.1.1. *Ortopiroxenitas hornbléndicas*

Esta variedad litológica es una de las más abundantes en la porción aflorante del cuerpo intrusivo (Figs. 5.1 y 5.5). En afloramiento, estas rocas presentan una coloración gris oscura y aspecto granudo (Figs. 5.4a, c, d y 5.6).

Microscópicamente poseen una textura xenomórfica inequigranular, compuesta por cristales de dimensiones entre 0,2 y 2,8 mm (Fig. 5.7a, b) y una asociación mineral petrogenética compuesta por $opx+hbl_0\pm cpx$.

Los cristales de ortopiroxeno representan la fase mineralógica de mayor abundancia con proporciones modales variables entre 50 y 75 %. Son anhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,28 y 2,8 mm, en ocasiones presentan exsoluciones de clinopiroxeno y reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria a partir de planos de debilidad intracristalinos (Fig. 5.7c, d). Asimismo, poseen inclusiones anhedrales de pirrotina inferiores a 0,5 mm e inclusiones anhedrales a subhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,12 mm (Fig. 5.7c, d).

Los cristales de hornblenda primaria se encuentran en proporciones variables entre 25 y 40 %, son anhedrales y de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 2,8 mm. Frecuentemente, estos cristales poseen inclusiones anhedrales de ortopiroxeno y de pirrotina, que alcanzan tamaños de 0,4 mm y 0,2 mm, respectivamente.

La fase mineral petrogenética de menor abundancia está representada por cristales clinopiroxeno, los cuales se presentan en proporciones modales inferiores a 5 %, son anhedrales y de dimensiones entre 0,2 y 1,6 mm. En ocasiones, están fuertemente fracturados y pueden contener inclusiones anhedrales de pirrotina que no superan los 0,06 mm.

Tanto los sulfuros como los óxidos se encuentran en proporciones accesorias. Los primeros solo se presentan como inclusiones de pirrotina dentro de los cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria, las cuales evidencian exsoluciones tipo *flame* de pentlandita, asociaciones de calcopirita y reemplazos parciales de magnetita secundaria, mientras que los óxidos están representados por cristales intersticiales de magnetita primaria de hasta 0,08 mm.

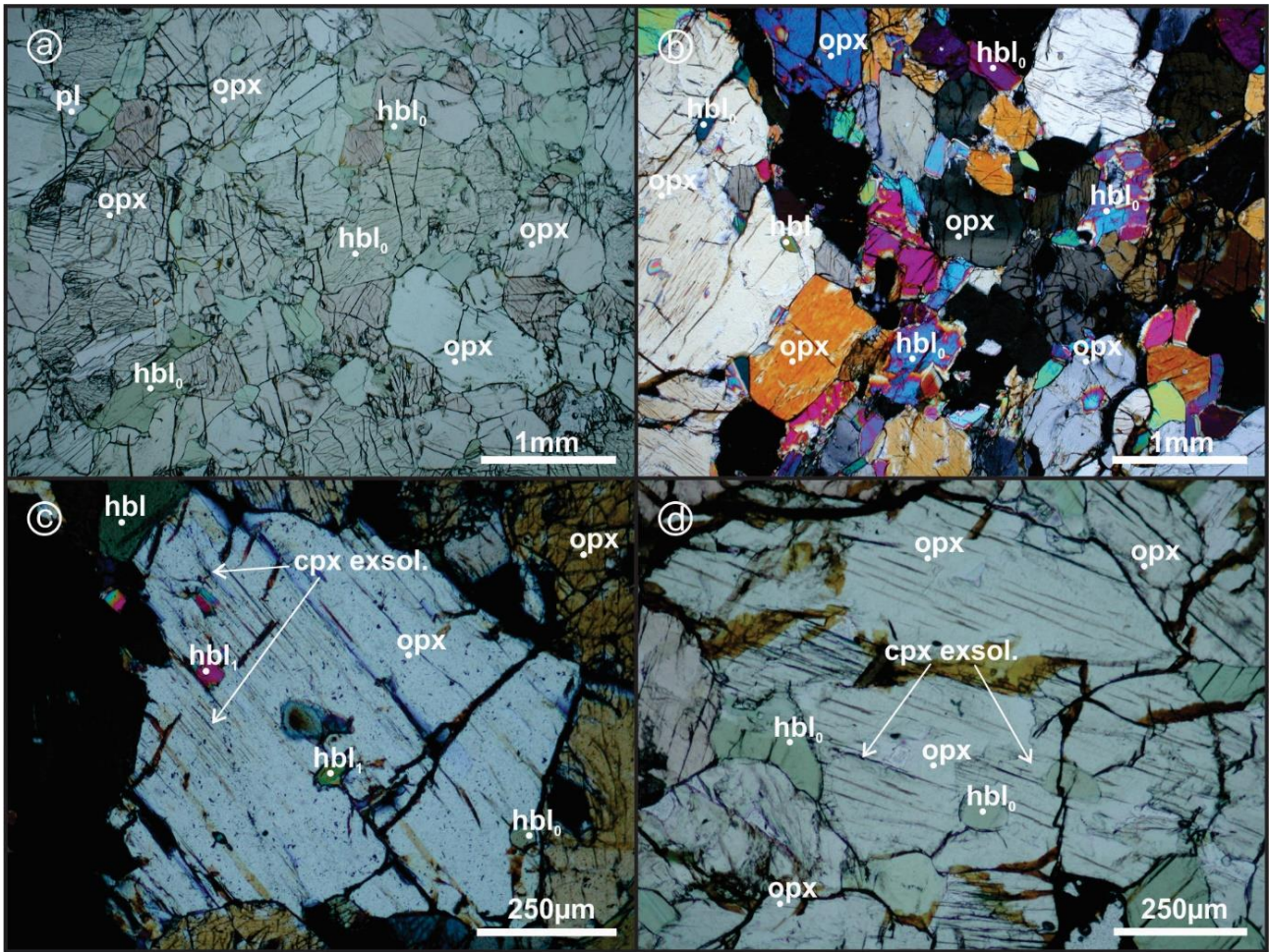


Figura 5.7. Ortopiroxenitas hornbléndicas: a) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de estas rocas; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de estas rocas; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de cristal de ortopiroxeno con exsolución de clinopiroxeno, reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de planos de debilidad intracristalinos e inclusiones anhedrales de hornblenda primaria (hbl_0); d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con exsolución de clinopiroxeno e inclusiones anhedrales de hornblenda primaria.

5.2.1.2. Meta-hornblenditas

Esta variedad litológica, junto con las rocas descritas anteriormente, son las de mayor abundancia en la porción aflorante del cuerpo intrusivo El Fierro (Figs. 5.1 y 5.5). Las meta-hornblenditas conforman capas masivas de tonalidad gris media y espesor variable entre 10 y 75 centímetros (Figs. 5.4 y 5.6c, d). A partir de las observaciones de campo fue posible determinar que el espesor de los niveles de meta-hornblenditas se incrementan hacia la porción este de la intrusión,

aunque debido a la escala de mapeo utilizada, dicha variación no pudo ser representada en el mapa geológico.

Microscópicamente presentan una asociación mineral conformada principalmente por hbl+ath. Están compuestas por cristales de hornblenda primaria reemplazados pseudomórficamente de manera parcial a casi total por antofilita (Fig. 5.8a, b). Si bien los cristales de antofilita presentan principalmente un hábito fibroso, en aquellos sectores donde los reemplazos son más extendidos es posible apreciar cristales euhedrales de hábito romboédrico, los cuales pueden alcanzar dimensiones de hasta 0,5 mm (Fig. 5.8c).

Esta litología está caracterizada por una textura de tipo crecumular (Wager y Brown 1968), conformada por cristales elongados de hornblenda primaria orientados de manera perpendicular a los planos de estratificación, los cuales son reemplazados pseudomórficamente por cristales de antofilita con la misma orientación (Figs. 5.8a, d). Asimismo, es posible apreciar que el crecimiento elongado de los cristales de hornblenda primaria es simultáneo desde el piso y el techo del estrato hacia el interior del mismo, y que la zona de unión entre estos cristales está representada por láminas milimétricas compuestas exclusivamente de antofilita (Fig. 5.8e) (este rasgo puede ser apreciado con mayor claridad en el cuerpo intrusivo Virorco, capítulo 6).

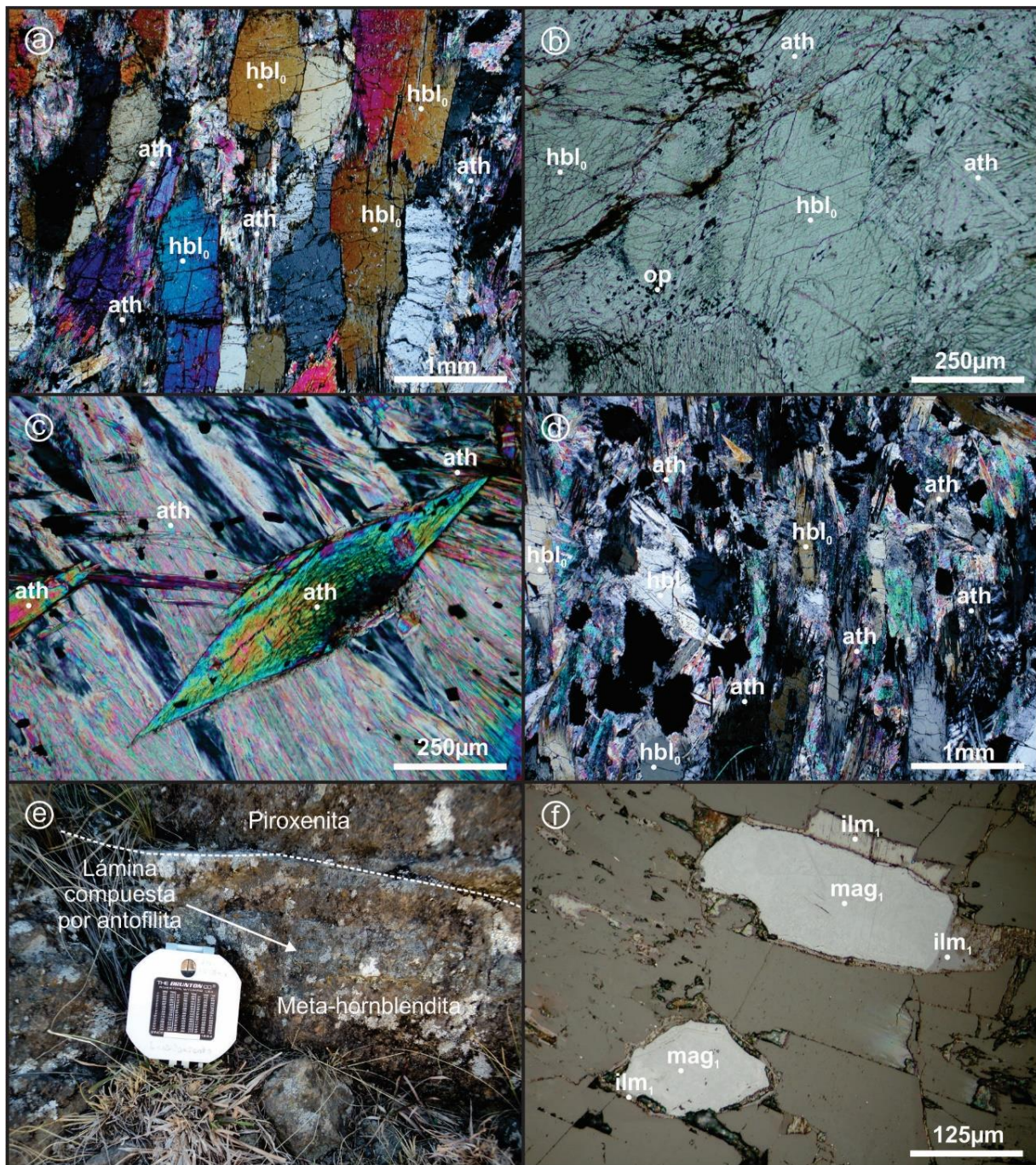


Figura 5.8. Meta-hornblenditas: a) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa la textura crescumular presente en estas rocas y los cristales de hornblenda primaria (hbl_0) reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o total por una segunda generación de cristales de anfíbol de composición antofilítica; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal relíctico de hornblenda primaria reemplazado pseudomórficamente por antofilita; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal euhedral de hábito romboédrico de antofilita; d) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra la textura crescumular presente en estas rocas y los cristales de hornblenda primaria reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o total por antofilita; e) Fotografía de afloramiento de un estrato de meta-hornblendita que contiene una lámina compuesta exclusivamente por antofilita; f) Microfotografía sin polarizador interpuesto de cristales intersticiales de magnetita secundaria (mag_1) con reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria (ilm_1).

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias como inclusiones y en posiciones intersticiales. Las inclusiones están contenidas en los cristales relícticos de hornblenda primaria y corresponden a cristales anhedrales de magnetita primaria de hasta 0,05 mm, con reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria, y a cristales anhedrales de pirrotina de hasta 0,04 mm, los cuales presentan reemplazos pseudomórficos parciales de magnetita secundaria. En el caso de las fases opacas intersticiales, las mismas están representadas por muy escasos cristales de pirita secundaria de hasta 0,1 mm y por cristales de magnetita secundaria de hasta 0,3 mm con reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria (Fig. 5.8f).

5.2.1.3. *Hornblenditas piroxénicas*

Los escasos afloramientos de esta variedad litológica fueron reconocidos en la porción central del cuerpo intrusivo (Figs. 5.1 y 5.5). Estos son coloración gris oscura y poseen un aspecto granoso (Fig. 5.4c).

Microscópicamente evidencian una textura xenomórfica inequigranular, en la cual los cristales correspondientes a las fases petrogenéticas presentan dimensiones variables entre 0,28 y 2,2 mm y una asociación mineral petrogenética compuesta por $hbl_0+opx+pl$ (Fig. 5.9a)

En estas rocas los cristales de hornblenda primaria alcanzan proporciones modales de 67 %, representando la fase mineralógica de mayor abundancia. Son anhedrales, de dimensiones de hasta 2,2 mm y en ocasiones con maclas simples. Asimismo, poseen escasas inclusiones anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,3 mm y muy escasas inclusiones anhedrales de plagioclasa que no superan los 0,012 mm. También se observan cristales de hornblenda primaria reemplazados pseudomorficamente de manera parcial por antofilita a partir de los planos de clivaje.

Los cristales de ortopiroxeno poseen proporciones modales que no superan el 30 %, son anhedrales y de dimensiones que alcanzan hasta 1,4 mm. En ocasiones, estos cristales pueden ser

reemplazados pseudomórficamente de manera parcial por antofilita a partir de los bordes cristalinos (Fig. 5.9b).

Los cristales de plagioclasa son muy escasos, presentando proporciones modales inferiores al 3 %. Son de morfología anhedral, dimensiones que no superan los 0,28 mm y presentan maclado de tipo polisintético.

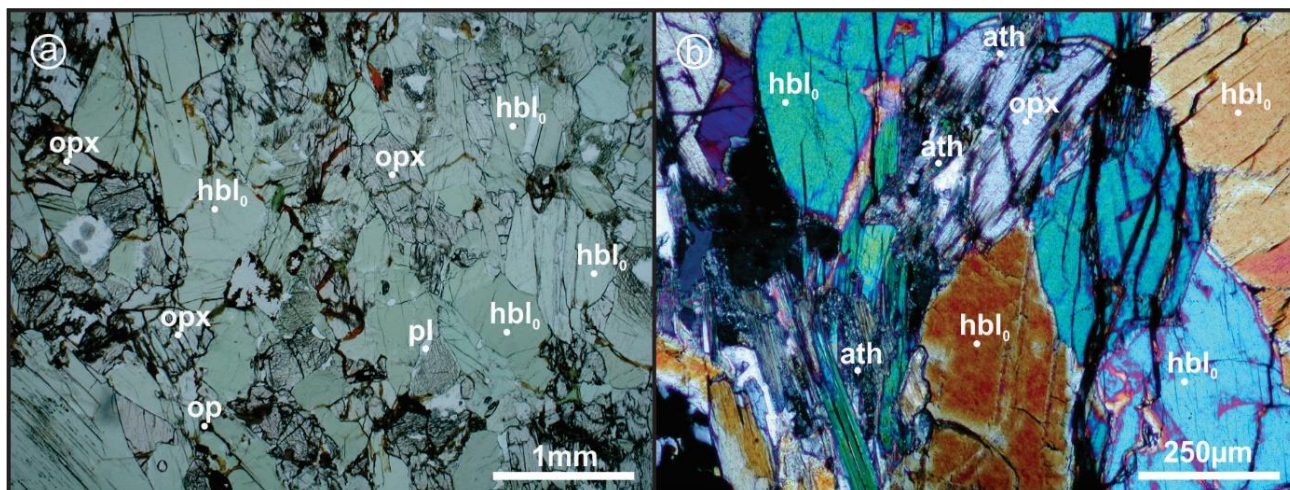


Figura 5.9. Hornblenditas piroxénicas: a) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observa la textura general de esta variedad litológica; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de cristal de ortopiroxeno reemplazado pseudomórficamente de manera parcial por antofilita.

5.2.2. Rocas máficas

5.2.2.1. *Noritas hornbléndicas*

Las rocas de esta composición tienen escasa representación en la porción aflorante del cuerpo intrusivo, pudiendo apreciarse únicamente en la porción central y en el margen centro-oeste del mismo (Figs. 5.1 y 5.5). En afloramiento presentan una coloración gris oscura y aspecto granoso (Fig. 5.10a). Asimismo, cabe mencionar que estas rocas contienen una proporción de sulfuros considerablemente más elevada que la contenida por el resto de las rocas descritas en este trabajo.

Microscópicamente estas rocas presentan textura xenomórfica inequigranular, en la cual los cristales poseen dimensiones variables entre 0,2 y 2 mm (Fig. 5.10b) y una asociación mineral petrogenética compuesta por opx+pl+hbl₀+sulfuros.

Los cristales de ortopiroxeno constituyen la fase mineralógica de mayor abundancia, alcanzando proporciones variables entre 40 y 45 %. Son de morfología anhedral, poseen dimensiones que oscilan ampliamente entre 0,4 y 2 mm, contiene exsoluciones de clinopiroxeno y ocasionalmente presentan reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria a partir de planos de clivaje (Fig. 5.10c). Asimismo, presentan inclusiones anhedrales de plagioclasa (Fig. 5.10d) y de pirrotina, las cuales no superan los 0,28 mm y los 0,05 mm, respectivamente.

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales que varían entre 25 y 30 %, son anhedrales y de dimensiones oscilantes entre 0,2 y 0,8 mm. En estos cristales son frecuentes las inclusiones anhedrales de plagioclasa y de pirrotina, las cuales alcanzan dimensiones de 0,08 mm y 0,04 mm, respectivamente.

Los cristales de plagioclasa tienen proporciones modales variables entre 15 y 25 %, son anhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,2 mm y frecuentemente presentan maclas de tipo polisintéticas, las cuales en ocasiones pueden estar sobreimpuestas en dos direcciones. Asimismo, presentan inclusiones anhedrales de pirrotina de dimensiones que alcanzan 0,08 mm, las cuales pueden tener reemplazos pseudomórficos de pirita secundaria, y escasas inclusiones de ortopiroxeno, hornblenda primaria y apatito, de hasta 0,05 mm.

Los cristales de clinopiroxeno son muy escasos, con proporciones modales inferiores al 5 %. Son anhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,4 mm y pueden contener pequeñas inclusiones de plagioclasa inferiores a 0,08 mm. Con frecuencia, los clinopiroxenos son reemplazados pseudomórficamente por hornblenda primaria (Fig. 5.10e).

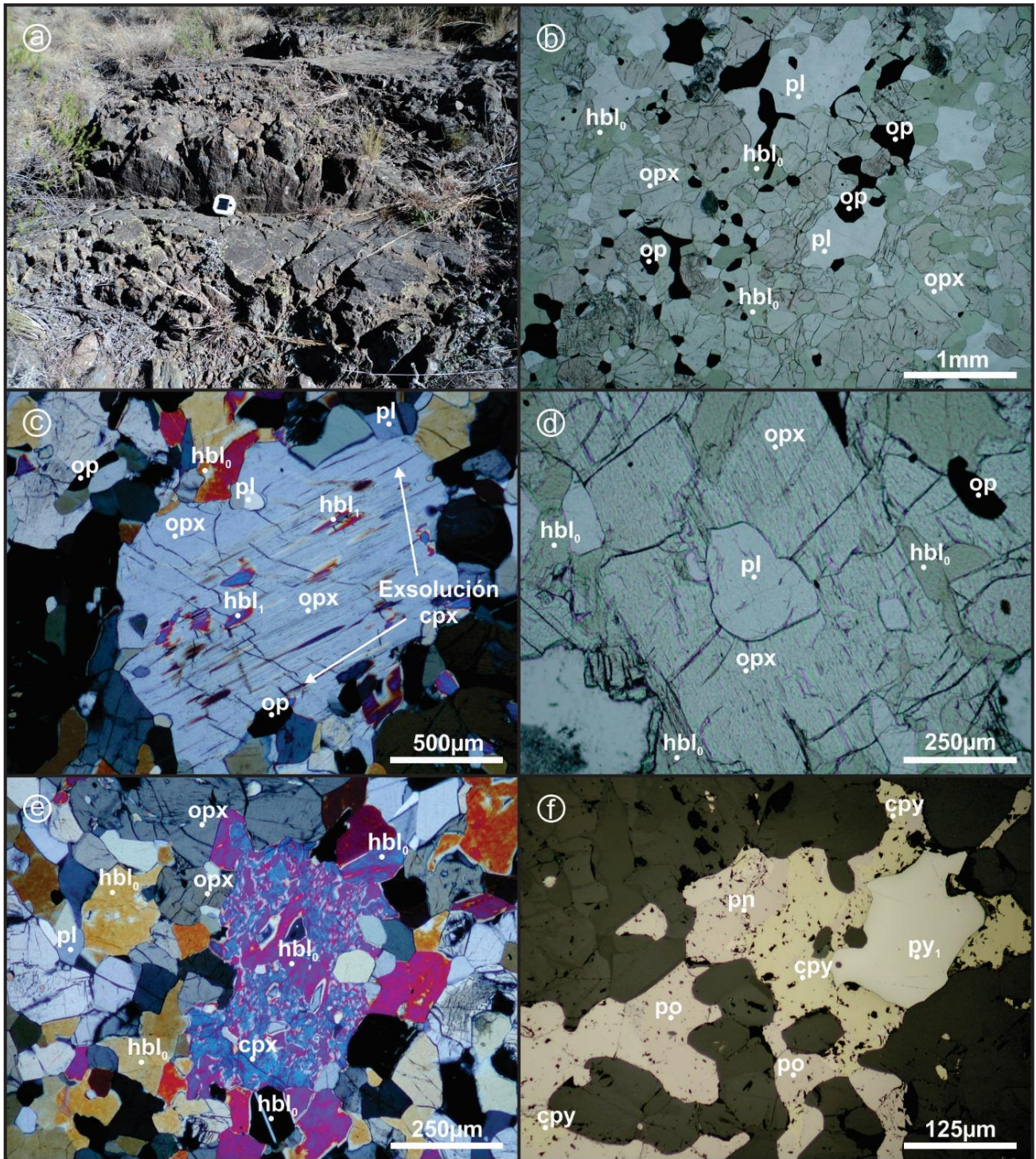


Figura 5.10. Noritas hornbléndicas: a) Fotografía de los afloramientos; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de este tipo de rocas; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de planos de clivaje; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con una inclusión anhedral de plagioclasa; e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de clinopiroxeno reemplazado pseudomórficamente por hornblenda primaria (hbl_0); f) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan cristales de pirrotina con exsoluciones *flame* de pentlandita, calcopirita asociada y reemplazos de pirita secundaria (py_1).

Los sulfuros pueden alcanzar proporciones modales de un 8 % y están dispuestos principalmente en los intersticios de las fases silicatadas, y en muy baja proporción como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno, hornblenda primaria y plagioclasa. Los sulfuros dispuestos en los intersticios de los minerales silicatados están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,12 mm, los cuales presentan exsoluciones tipo *flame* de pentlandita, asociaciones de calcopirita y reemplazos parciales de pirita secundaria (Fig. 5.10f). Además, es posible apreciar cristales de pirita primaria de tamaño variable entre 0,1 y 0,3 mm, con reemplazos centrípetos de magnetita secundaria.

5.2.2.2. *Gabros hornbléndicos*

Esta variedad litológica es muy escasa, pudiendo apreciarse únicamente en la porción central del cuerpo (Figs. 5.1 y 5.5). En afloramiento estas rocas son masivas de tonalidad oscura (Fig. 5.11a).

Microscópicamente presentan una textura xenomórfica inequigranular, con cristales de dimensiones variables entre 0,2 y 1 mm (Fig. 5.11b) y una asociación mineral petrogenética conformada por pl+hbl₀+opx. En esta asociación mineral, los cristales de plagioclasa constituyen la fase mineralógica de mayor abundancia, alcanzando proporciones modales de 60 %. Estos cristales son anhedrales, presentan dimensiones variables entre 0,28 y 1 mm, y maclado de tipo polisintético. En ocasiones presentan inclusiones anhedrales de pirita primaria de hasta 0,05 mm, y escasas inclusiones anhedrales a subhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,1 mm.

Los cristales de hornblenda primaria alcanzan proporciones modales de 35 %, son de morfología anhedral, dimensiones variables entre 0,2 y 0,8 mm y frecuentemente presentan inclusiones de plagioclasa, pirita primaria y magnetita primaria inferiores a 0,05 mm, y con menor frecuencia de ortopiroxeno. Ocasionalmente los cristales hornblenda primaria son reemplazados

pseudomórficamente de manera parcial por cristales de antofilita a partir de los bordes cristalinos (Fig. 5.11c).

En esta variedad litológica los cristales de ortopiroxeno son muy escasos, con proporciones modales que no superan el 5 %. Son anhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,14 y 0,26 mm, frecuentemente están fuertemente fracturados y ocasionalmente poseen reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria y antofilita a partir de los bordes cristalinos.

Los sulfuros y óxidos se hallan en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial, y en ocasiones como inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa y hornblenda primaria. Los óxidos dispuestos en los intersticios de las fases silicatadas están representados por cristales anhedrales de magnetita primaria que no superan los 0,2 mm. Asimismo, cabe mencionar que es posible apreciar microfracturas rellenas por magnetita secundaria. En lo que respecta a los sulfuros intersticiales, los mismos están representados principalmente por cristales de pirita primaria de dimensiones que alcanzan 0,2 mm, los cuales pueden presentar reemplazos pseudomórficos concéntricos de magnetita secundaria (Fig. 5.11d).

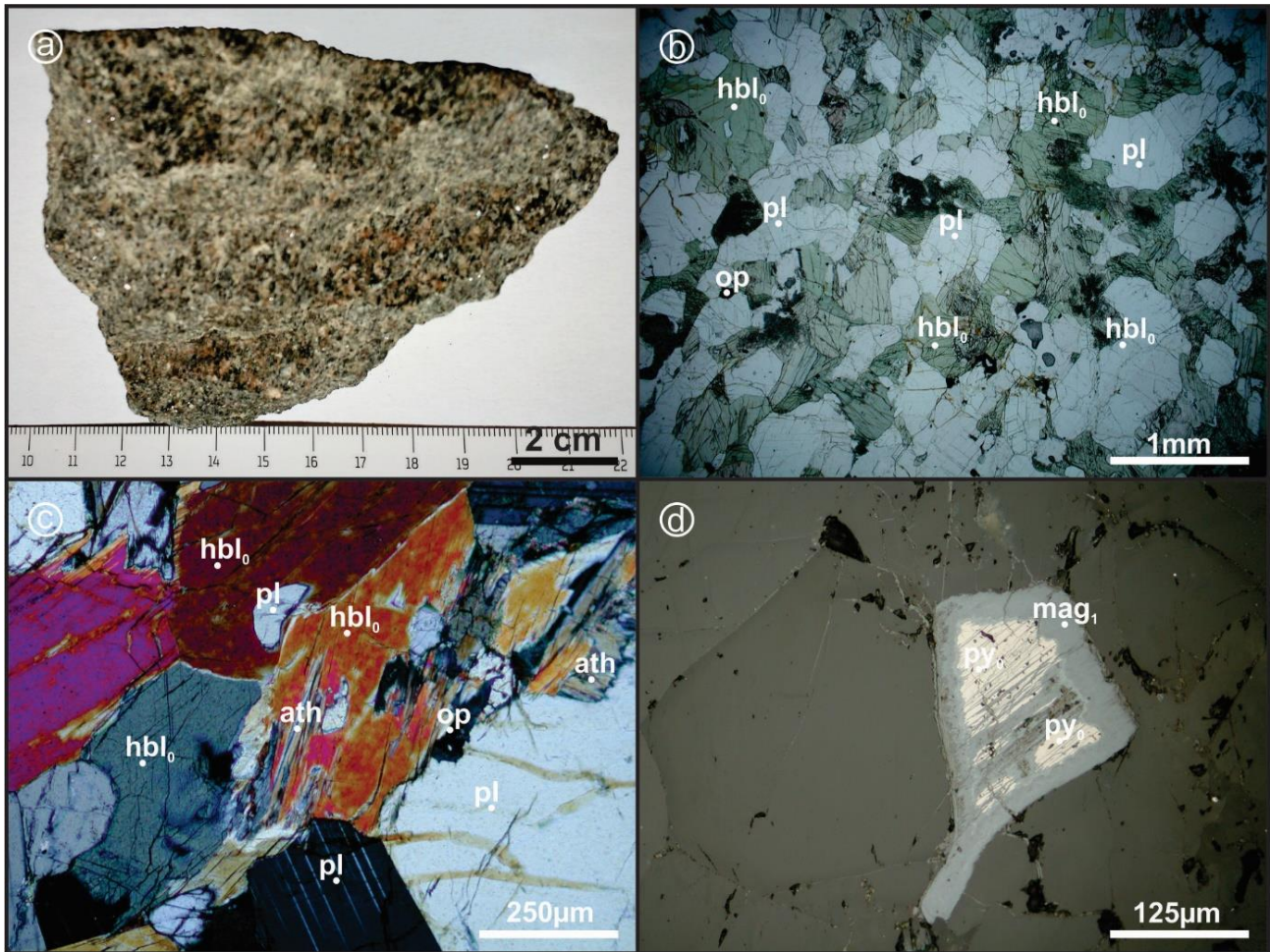


Figura 5.11. Gabros hornbléndicos: a) Muestra de mano; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de esta variedad litológica; c) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa el reemplazo pseudomórfico por antofilita en cristal de hornblenda primaria (hbl_0); d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de pirita primaria (py_0) reemplazado pseudomórficamente por magnetita secundaria (mag_1).

5.3. Química mineral

5.3.1. Elementos mayoritarios

A continuación se detallan los resultados obtenidos a partir del análisis de química mineral de elementos mayoritarios, realizados en los minerales petrogenéticos de las muestras correspondientes a ortopiroxenitas hornbléndicas, meta-hornblenditas, noritas hornbléndicas y gabros hornbléndicos. En los cuadros 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4 se presentan los valores mínimos y máximos de cada una de las muestras

analizada. La totalidad de los resultados obtenidos se pueden ver en los anexos 5.1, 5.2, 5.3 y 5.4 (*Cd-Rom*).

5.3.1.1. Anfíbol

De acuerdo con la clasificación de anfíboles propuesta por Leake *et al.* (1997), los cristales de hornblenda primaria presentes en las diferentes variedades litológicas descritas en el cuerpo intrusivo El Fierro corresponden principalmente a Mg-hornblenda (Fig. 5.12a). En tanto, los cristales de anfíbol secundario pobres en calcio clasifican como antofilita.

La concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO en los cristales de Mg-hornblenda (Fig. 5.12b) evidencia una correlación negativa entre dichos óxidos. Asimismo, el #Mg de estos cristales varía entre 0,74 y 0,84 en las ortopiroxenitas hornblédicas, entre 0,83 y 0,86 en las meta-hornblenditas, entre 0,79 y 0,82 en las noritas hornblédicas y entre 0,70 y 0,76 en los gabros hornblédicos (Cuadro 5.1).

5.3.1.2. Ortopiroxeno

Los cristales de ortopiroxeno analizados en las diferentes litologías que componen el cuerpo intrusivo El Fierro son de tipo enstatita (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 5.12c). La composición de estos cristales es $\text{En}_{(76,71-79,99)} \text{Fs}_{(19,64-22,83)} \text{Wo}_{(0,23-0,62)}$ en las ortopiroxenitas hornblédicas, $\text{En}_{(71,10-74,12)} \text{Fs}_{(25,26-27,53)} \text{Wo}_{(0,56-0,86)}$ en las noritas hornblédicas, y $\text{En}_{(66,89-67,98)} \text{Fs}_{(31,2-32,56)} \text{Wo}_{(0,35-0,84)}$ en los gabros hornblédicos (Cuadro 5.2).

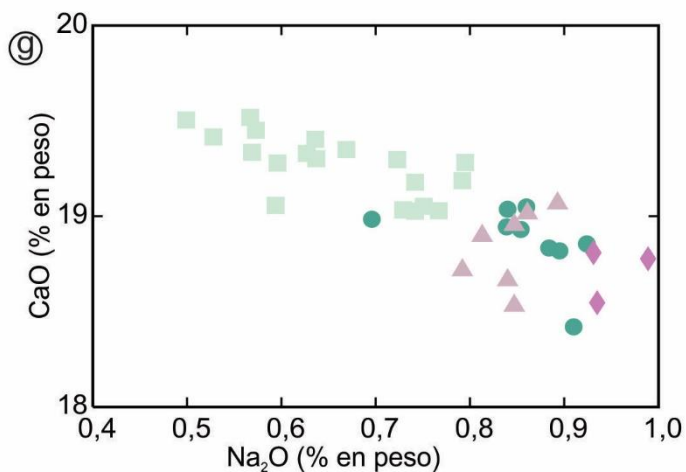
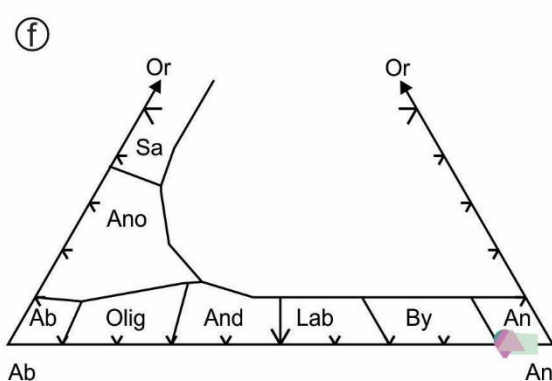
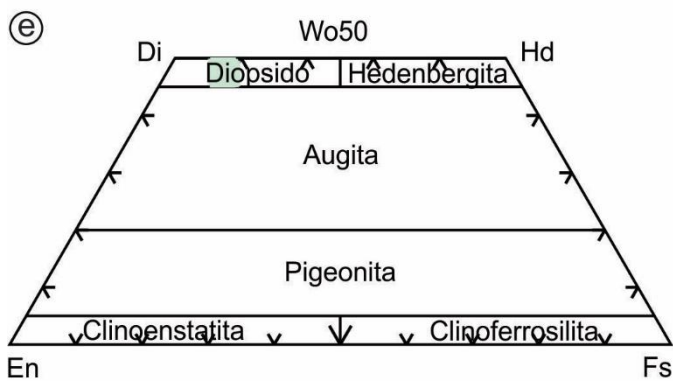
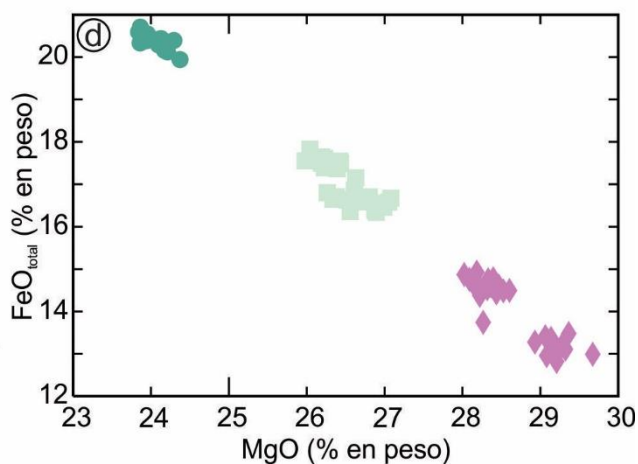
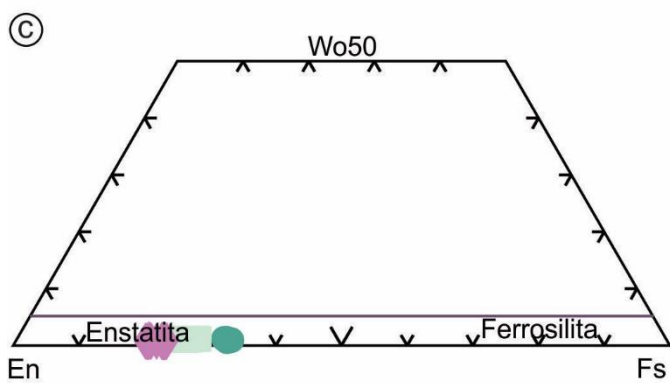
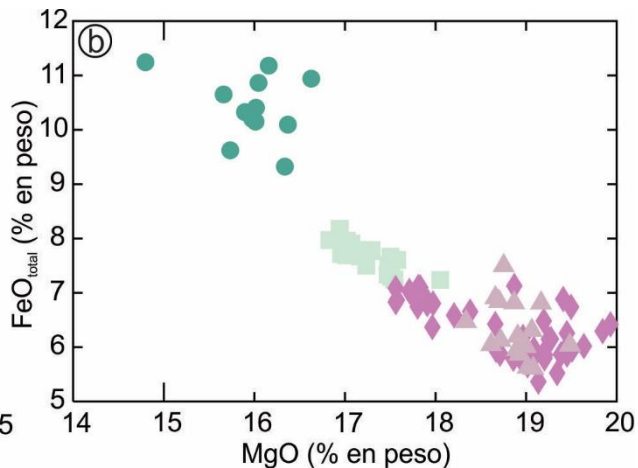
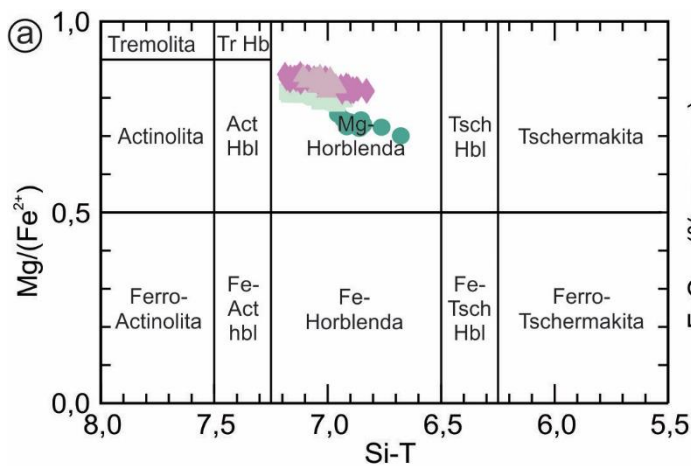
En la figura 5.12d se representa la concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO en los cristales de ortopiroxeno, la cual evidencia una correlación negativa en las diferentes rocas que componen el cuerpo intrusivo. El valor de #Mg de los cristales de ortopiroxeno varía entre 0,78 y 0,81 en las ortopiroxenitas hornblédicas, entre 0,72 y 0,75 en las noritas hornblédicas, y entre 0,68 y 0,69 en los gabros hornblédicos (Cuadro 5.2).

Cuadro 5.1. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.

| Muestra | PP59A | | PP62 | | PP65 | | PP67C | | PP68A1 | | PP68B1 | | EGF9 | | EGF11 | |
|--|--------------------|--------|---------------------|--------|--------|--------|---------------------------|--------|--------|--------|-------------------|------------|--------|--------|--------|--------|
| Litología | Gabro hornbléndico | | Norita hornbléndica | | | | Ortopiroxena hornbléndica | | | | Meta-hornblendita | | | | | |
| Mineral | Anfíbol | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 47,44 | 49,65 | 49,87 | 51,20 | 49,33 | 49,94 | 48,52 | 51,29 | 50,29 | 51,89 | 49,90 | 58,45 | 52,08 | 53,06 | 50,79 | 51,62 |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,72 | 0,75 | 1,00 | 0,73 | 0,83 | 0,51 | 0,90 | 0,38 | 0,56 | 0,00 | 0,61 | 0,45 | 0,51 | 0,47 | 0,66 |
| Al ₂ O ₃ | 8,41 | 10,82 | 6,54 | 7,74 | 7,99 | 8,55 | 6,51 | 9,46 | 5,98 | 7,59 | 0,09 | 7,15 | 6,49 | 5,99 | 7,32 | 8,32 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0,05 | 0,28 | 0,48 | 0,33 | 0,45 | 0,19 | 0,83 | 0,32 | 1,27 | 0,01 | 0,97 | 0,74 | 0,80 | 0,37 | 0,60 |
| MnO | 0,16 | 0,21 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,12 | 0,09 | 0,14 | 0,10 | 0,15 | 0,08 | 0,47 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,20 |
| FeO _{total} | 9,32 | 11,24 | 7,24 | 7,96 | 7,50 | 8,17 | 6,37 | 7,13 | 5,37 | 6,88 | 5,61 | 14,84 | 6,47 | 5,96 | 6,81 | 6,91 |
| MgO | 14,80 | 16,63 | 17,02 | 18,05 | 16,83 | 17,58 | 17,56 | 19,20 | 18,67 | 19,93 | 18,62 | 25,73 | 18,34 | 18,90 | 18,66 | 19,17 |
| CaO | 10,56 | 12,16 | 12,26 | 12,49 | 12,22 | 12,51 | 11,10 | 12,21 | 10,65 | 12,12 | 0,26 | 12,05 | 11,09 | 11,54 | 10,93 | 11,28 |
| Na ₂ O | 0,66 | 0,83 | 0,56 | 0,71 | 0,76 | 0,86 | 0,60 | 0,85 | 0,44 | 0,64 | 0,00 | 0,82 | 0,65 | 0,56 | 0,60 | 0,71 |
| K ₂ O | 0,18 | 0,28 | 0,32 | 0,43 | 0,28 | 0,33 | 0,16 | 0,42 | 0,11 | 0,18 | 0,00 | 0,19 | 0,20 | 0,20 | 0,18 | 0,23 |
| NiO | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | - | - | - | - | - | - | 0,07 | 0,09 | 0,00 | 0,00 |
| F | - | - | - | - | - | - | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,11 | 0,00 | 0,08 | - | - | 0,00 | 0,00 |
| Cl | - | - | - | - | - | - | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | - | - | - | - |
| Sum | 97,32 | 98,15 | 97,32 | 97,63 | 97,09 | 98,01 | 96,57 | 98,10 | 95,91 | 97,99 | 94,26 | 97,68 | 96,74 | 97,72 | 97,08 | 99,07 |
| Cationes calculados en base a 23 oxígenos y 15 cationes +K +Na | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,83 | 7,10 | 7,10 | 7,24 | 7,01 | 7,06 | 6,94 | 7,24 | 7,11 | 7,33 | 7,14 | 8,14 | 7,36 | 7,41 | 7,14 | 7,21 |
| Ti | 0,05 | 0,08 | 0,08 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,10 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,07 |
| Al | 1,42 | 1,84 | 1,09 | 1,30 | 1,34 | 1,43 | 1,08 | 1,58 | 1,00 | 1,27 | 0,01 | 1,20 | 1,08 | 0,99 | 1,22 | 1,36 |
| Cr | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 0,09 | 0,04 | 0,14 | 0,00 | 0,11 | 0,08 | 0,09 | 0,04 | 0,07 |
| Mn ²⁺ | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 |
| Fe ²⁺ | 1,11 | 1,35 | 0,86 | 0,95 | 0,89 | 0,97 | 0,75 | 0,85 | 0,64 | 0,82 | 0,67 | 1,76 | 0,76 | 0,70 | 0,79 | 0,81 |
| Mg | 3,18 | 3,53 | 3,61 | 3,81 | 3,57 | 3,71 | 3,72 | 4,04 | 3,94 | 4,19 | 3,96 | 5,36 | 3,86 | 3,93 | 3,89 | 4,00 |
| Ca | 1,62 | 1,85 | 1,86 | 1,89 | 1,87 | 1,91 | 1,68 | 1,85 | 1,62 | 1,84 | 0,04 | 1,85 | 1,68 | 1,73 | 1,65 | 1,71 |
| Na | 0,18 | 0,23 | 0,15 | 0,20 | 0,21 | 0,24 | 0,16 | 0,23 | 0,12 | 0,17 | 0,00 | 0,23 | 0,18 | 0,15 | 0,16 | 0,19 |
| K | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,08 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,04 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| OH | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| F | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Sum | 15,23 | 15,32 | 15,19 | 15,26 | 15,27 | 15,32 | 15,25 | 15,34 | 15,12 | 15,27 | 14,85 | 15,29 | 15,12 | 15,10 | 15,18 | 15,23 |
| #Mg | 0,70 | 0,76 | 0,79 | 0,82 | 0,79 | 0,80 | 0,82 | 0,84 | 0,74 | 0,78 | 0,74 | 0,86 | 0,83 | 0,85 | 0,83 | 0,83 |
| | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Antofilita | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl |

Cuadro 5.2. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.

| Muestra | PP59A | | PP62 | | PP65 | | PP67C | | PP68A1 | |
|--|--------------------|-----------|---------------------|-----------|-----------|-----------|---------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Litología | Gabro hornbléndico | | Norita hornbléndica | | | | Ortopiroxena hornbléndica | | | |
| Mineral | Ortopiroxeno | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 53,18 | 53,62 | 54,47 | 54,94 | 54,34 | 55,06 | 53,63 | 54,36 | 54,16 | 55,53 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,07 | 0,03 | 0,09 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 1,70 | 1,87 | 1,05 | 1,51 | 1,40 | 1,82 | 1,56 | 2,13 | 1,44 | 1,93 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,14 | 0,13 | 0,20 | 0,14 | 0,27 |
| FeO _{total} | 19,94 | 20,71 | 16,80 | 17,83 | 16,34 | 16,86 | 14,38 | 14,93 | 12,82 | 13,74 |
| MnO | 0,49 | 0,53 | 0,36 | 0,39 | 0,36 | 0,39 | 0,30 | 0,35 | 0,25 | 0,30 |
| MgO | 23,84 | 24,37 | 25,98 | 26,63 | 26,34 | 27,08 | 28,02 | 28,60 | 28,27 | 29,67 |
| CaO | 0,17 | 0,42 | 0,34 | 0,44 | 0,29 | 0,43 | 0,12 | 0,28 | 0,15 | 0,32 |
| NiO | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,17 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,05 |
| Total | 100,14 | 100,82 | 100,29 | 100,97 | 100,00 | 101,27 | 99,19 | 100,07 | 99,01 | 100,40 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | | | |
| Si | 1,95 | 1,96 | 1,97 | 1,99 | 1,96 | 1,98 | 1,93 | 1,95 | 1,94 | 1,98 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,07 | 0,08 | 0,04 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,08 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,04 |
| Fe ²⁺ | 0,60 | 0,63 | 0,51 | 0,54 | 0,49 | 0,51 | 0,38 | 0,42 | 0,36 | 0,41 |
| Mn ²⁺ | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,30 | 1,33 | 1,40 | 1,43 | 1,42 | 1,45 | 1,51 | 1,53 | 1,50 | 1,57 |
| Ca | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| 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 |
| | | | | | | | | | | |
| mg# | 0,68 | 0,69 | 0,72 | 0,74 | 0,74 | 0,75 | 0,78 | 0,80 | 0,79 | 0,81 |
| | | | | | | | | | | |
| En | 66,89 | 67,98 | 71,70 | 73,10 | 73,16 | 74,12 | 76,71 | 77,58 | 78,28 | 79,99 |
| Fs | 31,20 | 32,56 | 26,23 | 27,53 | 25,26 | 26,06 | 22,05 | 22,83 | 19,64 | 21,35 |
| Wo | 0,35 | 0,84 | 0,68 | 0,86 | 0,56 | 0,86 | 0,23 | 0,55 | 0,30 | 0,62 |
| | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita |



- ◆ Ortopiroxénitas hornbléndicas
- ▲ Meta-hornblenditas
- Noritas hornbléndicas
- Gabros hornbléndicos

Figura 5.12. a) Diagrama de clasificación de anfíbol cálcico según Leake *et al.* (1997); b) FeO_{total} vs. MgO en anfíbol; c) diagrama de clasificación de ortopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); d) FeO_{total} vs. MgO en ortopiroxeno; e) diagrama de clasificación de clinopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); f) diagrama de clasificación de feldespatos según Deer *et al.* (1992); g) CaO vs. Na₂O en plagioclasa.

5.3.1.3. Clinopiroxeno

Esta fase mineral es muy escasa en las rocas que componen el cuerpo intrusivo El Fierro, es por ello, que solo pudo ser analizada en noritas hornbléndicas. En estas rocas, los cristales de clinopiroxeno clasifican como diópsido (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 5.12e) y su composición es En_(43,42-44,24) Fs_(7,56-8,54) Wo_(47,61-48,46) (Cuadro 5.3). En las mismas el #Mg en clinopiroxeno varía entre 0,85 y 0,88 (Cuadro 5.3).

5.3.1.5. Plagioclasa

Los cristales de plagioclasa clasifican como anortita (Deer *et al.* 1992) (Fig. 5.12f). Sus proporciones son An_(91,16-91,67) Ab_(8,21-8,69) Or_(0,12-0,17) en las ortopiroxenitas hornbléndicas, An_(92,19-92,84) Ab_(7,11-7,81) Or_(0-0,12) en las meta-hornblenditas, An_(92,9-95,57) Ab_(4,42-6,94) Or_(0-0,16) en las noritas hornbléndicas y An_(90,8-93,53) Ab_(6,21-8,15) Or_(0-1,09) en los gabros hornbléndicos (Cuadro 5.4).

En la figura 5.12g se puede observar que la concentración de CaO *versus* Na₂O en los cristales de plagioclasa de las diferentes variedades litológicas que componen el cuerpo intrusivo el Fierro evidencian una correlación con tendencia negativa.

Cuadro 5.3. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.

| Muestra | PP62 | | PP65 | |
|--|---------------------|----------|----------|----------|
| Litología | Norita hornbléndica | | | |
| Mineral | Clinopiroxeno | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 53,79 | 53,76 | 52,87 | 53,71 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,12 | 0,15 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 1,21 | 1,20 | 1,53 | 1,95 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,18 |
| FeO _{total} | 5,28 | 5,50 | 4,86 | 5,48 |
| MnO | 0,15 | 0,14 | 0,14 | 0,18 |
| MgO | 15,78 | 15,80 | 15,28 | 15,93 |
| CaO | 24,08 | 23,97 | 23,34 | 24,16 |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| Na ₂ O | 0,17 | 0,18 | 0,20 | 0,25 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 100,69 | 100,77 | 99,74 | 100,85 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | |
| Si | 1,96 | 1,96 | 1,94 | 1,95 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Al | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,08 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Fe ³⁺ | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,03 |
| Fe ²⁺ | 0,14 | 0,14 | 0,12 | 0,15 |
| Mn ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Mg | 0,86 | 0,86 | 0,84 | 0,86 |
| Ca | 0,94 | 0,94 | 0,92 | 0,94 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | | | | |
| mg# | 0,86 | 0,86 | 0,85 | 0,88 |
| | | | | |
| En | 43,78 | 43,76 | 43,42 | 44,24 |
| Fs | 8,22 | 8,54 | 7,56 | 8,74 |
| Wo | 48,00 | 47,70 | 47,61 | 48,46 |
| | Diópsido | Diópsido | Diópsido | Diópsido |

Cuadro 5.4. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.

| Muestra | PP59A | | PP62 | | PP65 | | PP67C | | PP67A | |
|---|--------------------|----------|---------------------|----------|----------|----------|-----------------------------|----------|-------------------|----------|
| Litología | Gabro hornbléndico | | Norita hornbléndica | | | | Ortopiroxenita hornbléndica | | Meta-hornblendita | |
| Mineral | Plagioclasa | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 44,04 | 44,63 | 43,74 | 44,25 | 43,39 | 43,99 | 44,50 | 45,06 | 43,35 | 44,30 |
| TiO ₃ | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 35,07 | 35,54 | 35,34 | 35,90 | 35,39 | 35,62 | 35,38 | 35,47 | 34,52 | 35,80 |
| FeO _{total} | 0,03 | 0,32 | 0,11 | 0,29 | 0,12 | 0,32 | 0,18 | 0,30 | 0,10 | 0,29 |
| MgO | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,10 |
| CaO | 18,42 | 19,05 | 19,03 | 19,51 | 19,06 | 19,52 | 18,55 | 18,81 | 18,53 | 19,07 |
| Na ₂ O | 0,70 | 0,92 | 0,50 | 0,80 | 0,53 | 0,64 | 0,93 | 0,99 | 0,79 | 0,89 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,02 |
| Total | 99,30 | 100,16 | 99,33 | 100,25 | 99,06 | 99,61 | 99,69 | 100,51 | 97,42 | 99,65 |
| Cationes calculados en base a 16 oxígenos | | | | | | | | | | |
| Si | 2,02 | 2,05 | 2,01 | 2,04 | 2,00 | 2,03 | 2,04 | 2,05 | 1,98 | 2,04 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 1,90 | 1,92 | 1,91 | 1,94 | 1,92 | 1,94 | 1,90 | 1,91 | 1,91 | 1,93 |
| Fe ³⁺ | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,10 |
| Fe ²⁺ | 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 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Ca | 0,91 | 0,94 | 0,94 | 0,96 | 0,94 | 0,96 | 0,91 | 0,92 | 0,92 | 0,93 |
| Na | 0,06 | 0,08 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,07 | 0,08 |
| K | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | | | | | | | | | | |
| An | 90,80 | 93,53 | 92,90 | 95,57 | 94,32 | 95,22 | 91,16 | 91,67 | 92,19 | 92,84 |
| Ab | 6,21 | 8,15 | 4,42 | 6,94 | 4,69 | 5,64 | 8,21 | 8,69 | 7,11 | 7,81 |
| Or | 0,00 | 1,09 | 0,01 | 0,16 | 0,00 | 0,10 | 0,12 | 0,17 | 0,00 | 0,12 |
| | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita |

5.3.2. Elementos traza y elementos de las tierras raras

En el cuadro 5.5 se muestran los resultados de los análisis de química mineral de elementos traza y tierras raras realizados en cristales de hornblenda primaria y ortopiroxeno de la muestra PP68A1, correspondiente a una ortopiroxenita hornbléndica.

Cuadro 5.5. Concentración de elementos traza y ETR en cristales de hornblenda primaria y ortopiroxeno de la muestra PP68A1.

| Muestra | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 | PP68A1 |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|
| Mineral | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Hbl | Opx | Opx | Opx | Opx |
| Ti | 3943,59 | 3840,07 | 4074,22 | 4184,95 | 3786,13 | 3879,40 | 521,57 | 522,13 | 523,49 | 524,33 |
| Rb | 1,01 | 1,03 | 1,26 | 1,20 | 0,92 | 1,17 | 0,08 | 0,08 | 0,10 | 0,10 |
| Sr | 16,04 | 16,64 | 16,92 | 16,57 | 16,22 | 16,47 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Y | 24,05 | 24,97 | 24,69 | 24,07 | 22,86 | 23,67 | 0,28 | 0,33 | 0,27 | 0,24 |
| Zr | 20,00 | 19,61 | 19,67 | 20,35 | 19,30 | 19,68 | 0,71 | 0,77 | 0,68 | 0,47 |
| Nb | 2,02 | 2,11 | 2,03 | 2,13 | 2,04 | 2,14 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Cs | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| Ba | 5,94 | 5,18 | 6,31 | 5,95 | 4,87 | 5,26 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,06 |
| La | 4,44 | 4,61 | 4,50 | 4,44 | 4,46 | 4,37 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| Ce | 17,38 | 18,33 | 18,65 | 17,69 | 17,76 | 18,10 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Pr | 2,77 | 2,85 | 2,73 | 2,76 | 2,71 | 2,72 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Nd | 13,51 | 13,61 | 13,29 | 13,18 | 12,65 | 13,13 | 0,01 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Sm | 3,49 | 3,77 | 3,56 | 3,48 | 3,67 | 3,54 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 0,04 |
| Eu | 0,71 | 0,71 | 0,73 | 0,68 | 0,69 | 0,73 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Gd | 4,06 | 4,13 | 3,90 | 3,77 | 3,75 | 3,76 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| Tb | 0,63 | 0,64 | 0,67 | 0,67 | 0,62 | 0,63 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Dy | 4,47 | 4,63 | 4,58 | 4,60 | 4,28 | 4,45 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,03 |
| Ho | 0,97 | 0,96 | 0,93 | 0,94 | 0,93 | 0,89 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Er | 2,90 | 2,90 | 2,66 | 2,80 | 2,56 | 2,68 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,03 |
| Tm | 0,41 | 0,40 | 0,39 | 0,43 | 0,38 | 0,37 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Yb | 2,85 | 3,04 | 2,95 | 2,85 | 2,72 | 2,75 | 0,11 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| Lu | 0,43 | 0,43 | 0,47 | 0,43 | 0,36 | 0,39 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| Hf | 1,02 | 1,02 | 1,02 | 1,02 | 0,95 | 1,07 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,06 |
| Ta | 0,11 | 0,10 | 0,12 | 0,09 | 0,11 | 0,11 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Pb | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,16 | 0,18 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| Th | 0,11 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,11 | 0,13 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| U | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| (La/Yb) _N | 1,12 | 1,09 | 1,09 | 1,12 | 1,18 | 1,14 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,03 |
| Eu/Eu* | 0,58 | 0,55 | 0,60 | 0,58 | 0,57 | 0,61 | 1,19 | 0,98 | 1,32 | 0,76 |

5.3.2.1. Hornblenda

En el diagrama de elementos de las tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible apreciar que los cristales de hornblenda analizados se encuentran enriquecidos, aproximadamente, entre 10 y 20 veces (Fig. 5.13a). Estos diagramas presentan patrones levemente más enriquecidos en ETRL respecto de los ETRP con valores en la relación L_{AN}/Y_{bN} entre 1,09 y 1,14 (Cuadro 5.5). Asimismo, se destaca en estos patrones de distribución una marcada anomalía negativa de europio, con valores de Eu/Eu^* variables entre 0,55 y 0,61 (Cuadro 5.5).

En el diagrama multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) los cristales analizados muestran patrones de distribución con un elevado grado de enriquecimiento en todos los elementos analizados. Sin embargo, los elementos *LILE*, particularmente Ba, Th, Nb y Ta, presentan un menor grado de enriquecimiento respecto de los elementos *HFSE*. Además, en este diagrama es posible observar marcadas anomalías negativas de Sr, Zr y Ti (Fig. 5.13b).

5.3.2.2. Ortopiroxeno

El diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) evidencia que los cristales de ortopiroxeno analizados presentan concentraciones de ETR empobrecidas respecto del condrito. Este empobrecimiento es mucho más fuerte en los ETRL que en los ETRP (Fig. 5.13c), lo cual es evidenciado por una relación L_{AN}/Y_{bN} con valores que oscilan entre 0,02 y 0,06. Respecto a la anomalía de europio, la misma muestra una alta variabilidad, con valores de Eu/Eu^* comprendidos entre 0,71 y 1,31.

El diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) evidencia que a excepción del Ti y el Lu, todos los elementos analizados se encuentran empobrecidos respecto al condrito (Fig. 5.13d). Dichos elementos presentan un patrón de distribución irregular, con fuertes anomalías negativas de Nb y Sr, y una marcada anomalía positiva de Ti.

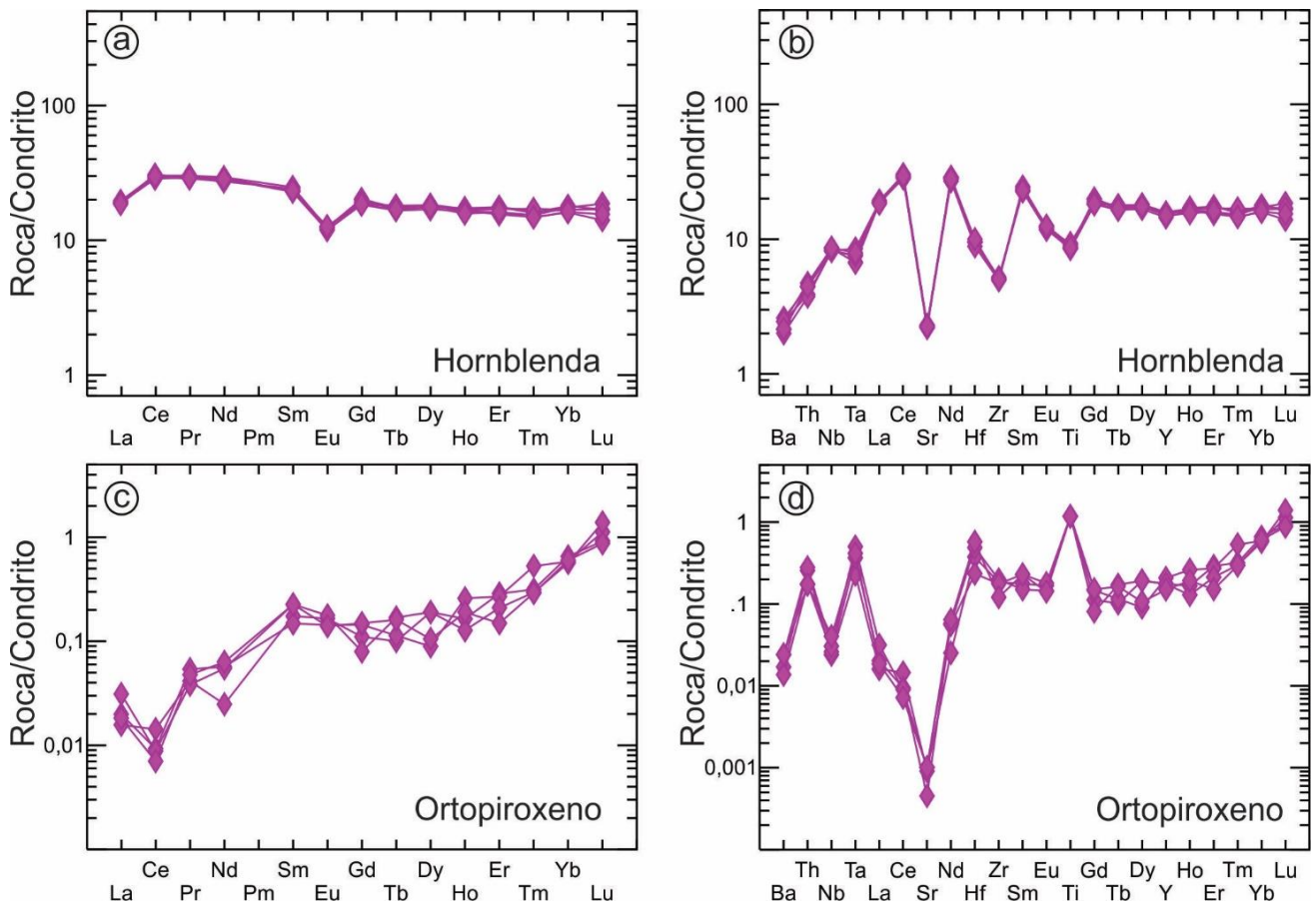


Figura 5.13. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) y diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) de la muestra PP68A1 correspondiente a una ortopiroxenita hornbléndica. a, b) Hornblenda; c, d) ortopiroxeno.

5.4. Geoquímica de roca total

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total de las muestras estudiadas correspondientes a cada litología descrita se muestran en el cuadro 5.6.

Cuadro 5.6. Análisis geoquímicos de roca total correspondientes a las diferentes variedades litológicas identificadas en el cuerpo intrusivo El Fierro.

| Muestra | PP59A | PP62 | PP65 | PP69A0 | PP59B | PP67C | PP68A1 | PP69E | EGF9 | EGF11 |
|----------------------------------|--------------------|---------------------|---------|------------------------------|-----------------------------|---------|---------|---------|-------------------|---------|
| Litología | Gabro hornbléndico | Norita hornbléndica | | Hornblendita piroxénica c/pl | Ortopiroxenita hornbléndica | | | | Meta-hornblendita | |
| SiO ₂ | 48,33 | 51,55 | 51,98 | 52,89 | 53,23 | 54,34 | 55,80 | 54,76 | 54,38 | 50,57 |
| TiO ₂ | 0,27 | 0,24 | 0,28 | 0,28 | 0,29 | 0,24 | 0,18 | 0,18 | 0,17 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 19,83 | 8,70 | 6,79 | 5,84 | 5,06 | 4,56 | 2,49 | 2,90 | 2,37 | 4,76 |
| FeO _{total} | 7,22 | 12,45 | 12,98 | 11,25 | 13,03 | 11,96 | 11,23 | 13,48 | 10,97 | 11,85 |
| MnO | 0,14 | 0,22 | 0,23 | 0,22 | 0,23 | 0,24 | 0,23 | 0,27 | 0,26 | 0,24 |
| MgO | 9,34 | 17,95 | 20,43 | 19,48 | 21,94 | 23,41 | 26,20 | 25,84 | 25,19 | 22,51 |
| CaO | 13,04 | 7,50 | 5,78 | 6,90 | 5,42 | 3,82 | 2,64 | 1,54 | 1,66 | 4,40 |
| Na ₂ O | 0,74 | 0,28 | 0,30 | 0,38 | 0,37 | 0,22 | 0,11 | 0,10 | 0,11 | 0,29 |
| K ₂ O | 0,13 | 0,09 | 0,10 | 0,17 | 0,13 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,09 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| LOI | 1,13 | 0,41 | 0,30 | 1,82 | 0,65 | 0,30 | 0,20 | 0,10 | 3,43 | 3,39 |
| Total | 100,19 | 99,41 | 99,20 | 99,26 | 100,37 | 99,20 | 99,13 | 99,22 | 98,58 | 98,36 |
| Cr | 60,00 | 930,51 | 1313,67 | 1429,98 | 1430,00 | 1888,40 | 2052,61 | 1819,98 | 2180,00 | 1780,00 |
| Co | 42,00 | 99,30 | 120,30 | 98,60 | 86,00 | 71,80 | 85,10 | 70,50 | 95,00 | 64,00 |
| Ni | 50,00 | 490,00 | 1021,00 | 479,00 | 500,00 | 435,00 | 718,00 | 210,00 | 600,00 | 340,00 |
| Cu | 70,00 | 405,00 | 507,00 | 426,00 | 260,00 | 73,00 | 56,00 | 76,00 | 90,00 | 160,00 |
| Zn | 50,00 | 79,00 | 77,00 | 83,00 | 90,00 | 84,00 | 83,00 | 109,00 | 80,00 | 70,00 |
| Rb | 1,00 | 2,80 | 2,80 | 1,50 | 1,00 | 0,90 | 0,20 | 0,20 | 1,00 | 2,00 |
| Sr | 169,00 | 67,60 | 40,00 | 19,80 | 25,00 | 22,60 | 6,00 | 12,70 | 3,00 | 11,00 |
| Y | 7,90 | 7,60 | 4,80 | 10,80 | 6,60 | 4,90 | 5,50 | 5,20 | 5,00 | 5,00 |
| Zr | 16,00 | 15,50 | 13,50 | 24,40 | 26,00 | 12,40 | 14,20 | 8,70 | 11,00 | 16,00 |
| Nb | 0,30 | 0,70 | 0,70 | 0,90 | 0,70 | 1,10 | 0,60 | 0,70 | 0,50 | 0,70 |
| Ba | 13,00 | 19,00 | 18,00 | 52,00 | 50,00 | 12,00 | 9,00 | 20,00 | 27,00 | 8,00 |
| La | 3,59 | 2,20 | 1,30 | 3,30 | 2,26 | 1,90 | 0,90 | 1,00 | 0,95 | 1,56 |
| Ce | 8,91 | 5,40 | 3,40 | 8,50 | 7,78 | 6,00 | 3,90 | 2,70 | 3,23 | 4,21 |
| Pr | 1,15 | 0,87 | 0,41 | 1,27 | 1,04 | 0,73 | 0,56 | 0,37 | 0,47 | 0,57 |
| Nd | 4,72 | 4,00 | 1,80 | 6,30 | 4,32 | 3,20 | 2,70 | 1,90 | 2,53 | 2,63 |
| Sm | 1,26 | 1,29 | 0,55 | 1,67 | 1,03 | 0,78 | 0,74 | 0,54 | 0,75 | 0,73 |
| Eu | 0,40 | 0,27 | 0,21 | 0,38 | 0,25 | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,14 | 0,17 |
| Gd | 1,40 | 1,32 | 0,64 | 1,74 | 1,15 | 0,77 | 0,90 | 0,71 | 0,85 | 0,83 |
| Tb | 0,25 | 0,23 | 0,12 | 0,31 | 0,20 | 0,14 | 0,15 | 0,11 | 0,14 | 0,15 |
| Dy | 1,56 | 1,49 | 0,94 | 1,84 | 1,20 | 0,89 | 0,88 | 0,72 | 0,92 | 0,96 |
| Ho | 0,30 | 0,30 | 0,20 | 0,42 | 0,24 | 0,21 | 0,20 | 0,18 | 0,20 | 0,21 |
| Er | 0,85 | 1,04 | 0,60 | 1,29 | 0,74 | 0,59 | 0,68 | 0,55 | 0,60 | 0,63 |
| Tm | 0,12 | 0,13 | 0,10 | 0,18 | 0,11 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,10 | 0,10 |
| Yb | 0,75 | 0,99 | 0,77 | 1,17 | 0,73 | 0,72 | 0,69 | 0,85 | 0,70 | 0,71 |
| Lu | 0,11 | 0,16 | 0,10 | 0,18 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,13 |
| Hf | 0,60 | 0,60 | 0,40 | 0,70 | 0,70 | 0,50 | 0,40 | 0,30 | 0,30 | 0,40 |
| Ta | 0,03 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,04 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,02 | 0,05 |
| Eu/Eu* | 0,93 | 0,63 | 1,08 | 0,68 | 0,71 | 0,67 | 0,56 | 0,59 | 0,54 | 0,68 |
| La _N /Yb _N | 3,43 | 1,59 | 1,21 | 2,02 | 2,22 | 1,89 | 0,94 | 0,84 | 0,97 | 1,58 |

5.4.1. Elementos mayoritarios

En la figura 5.14 se representan los contenidos de SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, Al_2O_3 , CaO , y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus MgO (% en peso). En la misma se puede apreciar que el contenido de MgO en las rocas ultramáficas (ortopiroxenitas hornbléndicas, meta-hornblenditas y hornblenditas piroxénicas) oscila entre 19,48 y 26,20 %, mientras que en las rocas máficas varía entre 17,95 y 20,43 % en las noritas hornbléndicas y posee una concentración de 9,34 % en los gabros hornbléndicos.

En la figura 5.14a es posible apreciar que los contenidos de SiO_2 versus MgO muestran una tendencia de correlación positiva, en la cual las concentraciones de SiO_2 varían entre 50,57 y 55,80 % en las rocas ultramáficas y entre 51,55 y 51,98 % en las noritas hornbléndicas, mientras que los gabros hornbléndicos presentan un valor de concentración inferior de 48,33 %. En el caso del $\text{FeO}_{\text{total}}$, los valores de concentración varían entre 10,97 y 13,48 % en las rocas ultramáficas, entre 12,45 y 12,98 % en las noritas hornbléndicas y es de 7,22 % en los gabros hornbléndicos, y no presentan una correlación definida con el MgO (Fig. 5.14b). A diferencia de lo expresado anteriormente, Al_2O_3 , CaO y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ presentan tendencias de correlación negativa con el MgO (Fig. 5.14c, d, e). En el caso de las rocas ultramáficas, las concentraciones varían entre 2,49 y 5,84 % de Al_2O_3 , entre 1,54 y 6,9 % de CaO , y entre 0,13 y 0,56 % de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Por su parte, las noritas hornbléndicas poseen concentraciones variables entre 6,79 y 8,70 % de Al_2O_3 , entre 5,78 y 7,50 % de CaO , y entre 0,38 y 0,41 % de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. En tanto, los gabros hornbléndicos presentan contenidos muy diferentes con concentraciones de Al_2O_3 de 19,83 %, CaO de 13,04 % y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 0,87 %.

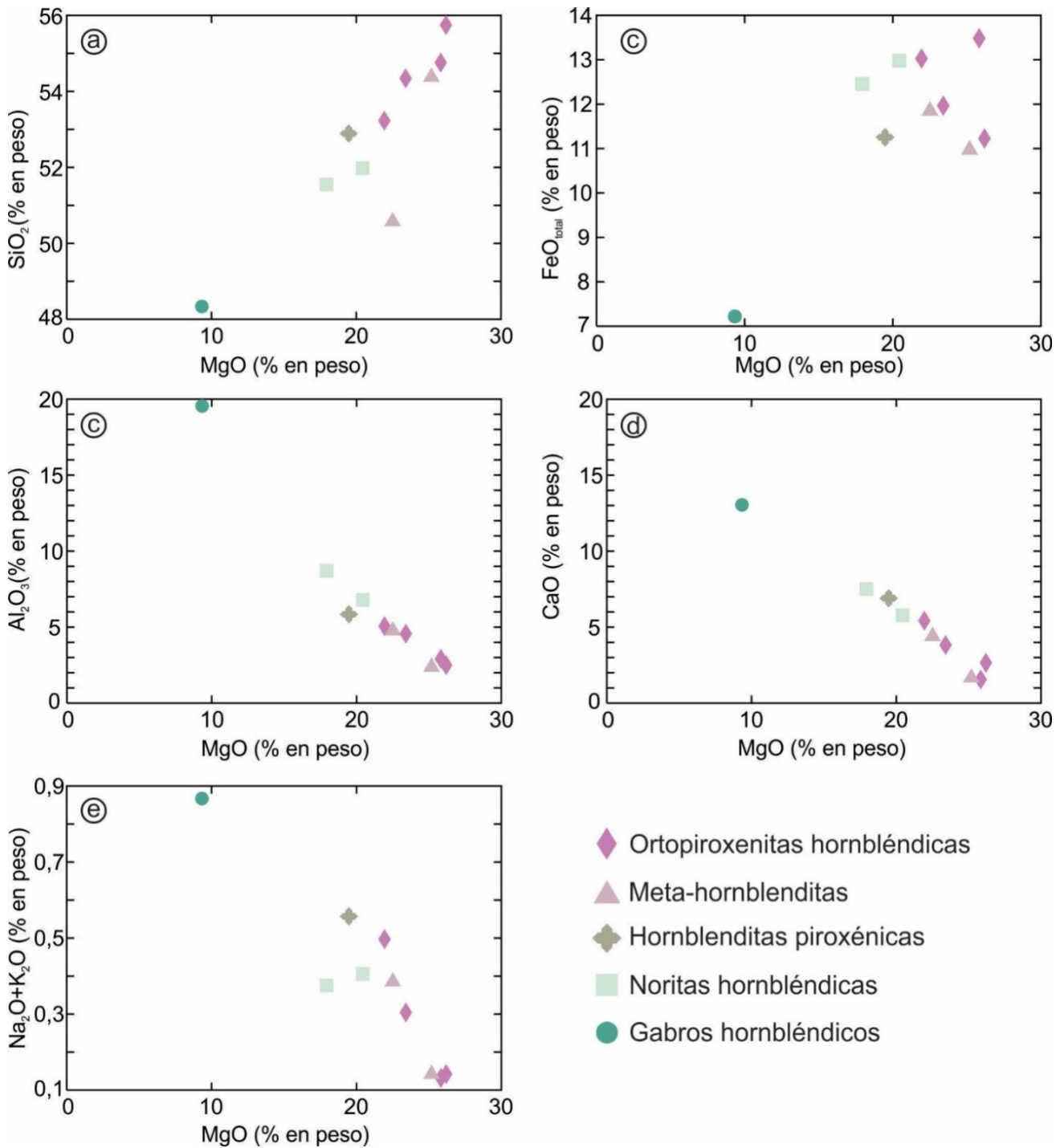


Figura 5.14. Diagramas de elementos mayoritarios *versus* MgO. a) SiO₂ *vs.* MgO; b) FeO_{total} *vs.* MgO; c) Al₂O₃ *vs.* MgO; d) CaO *vs.* MgO; e) Na₂O+K₂O *vs.* MgO.

5.4.2. Elementos traza

En la figura 5.15 se representan las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu, Ni, Co y Cr *versus* MgO. En dicha figura se puede observar una dispersión entre los valores de concentración de los elementos Cu, Ni, Co y los valores de MgO. Dichos elementos tienen valores de

concentración que en las rocas ultramáficas varían entre 56 y 426 ppm para el Cu (Fig. 5.15a), entre 210 y 718 ppm para el Ni (Fig. 5.15b), y entre 70,50 y 98,60 ppm para el Co (Fig. 5.15c). En tanto, en las variedades máficas oscilan entre 70 y 507 ppm para el Cu (Fig. 5.15a), entre 50 y 1021 para el Ni (Fig. 5.15b) y entre 42 y 1230,30 para el Co (Fig. 5.15c). Por su parte, el Cr es el único de los elementos traza compatibles representados que muestra una tendencia de correlación positiva con el MgO. En las rocas analizadas los valores de concentración de este elemento varían entre 1429,98 y 2052 ppm en el caso de las rocas ultramáficas, y entre 60 y 1313,67 ppm en el caso de las rocas máficas (Fig. 5.15d).

Las correlaciones entre los elementos traza incompatibles Y, Zr, Nb, Hf, Ta y Eu y MgO fue representada en los diagramas bivariantes de la figura 5.16. En la misma se observa que de estos elementos el Eu es el único que evidencia una tendencia de correlación negativa con el MgO. Los contenidos de estos elementos en las litologías ultramáficas varían entre 4,9 y 10,8 ppm de Y (Fig. 5.16a), entre 8,7 y 26 ppm de Zr (Fig. 5.16b), entre 0,5 y 1,1 ppm de Nb (Fig. 5.16c), entre 0,3 y 0,7 ppm de Hf (Fig. 5.16d), entre 0,02 y 0,1 ppm de Ta (Fig. 5.16e) y entre 0,12 y 0,38 de Eu (Fig. 5.16f). En tanto, en las rocas máficas las concentraciones varían entre 4,8 y 7,9 ppm de Y (Fig. 5.16a), entre 13,5 y 16 ppm de Zr (Fig. 5.16b), entre 0,3 y 0,7 ppm de Nb (Fig. 5.16c), entre 0,4 y 0,6 ppm de Hf (Fig. 5.16d), entre 0,1 y 0,3 ppm de Ta (Fig. 5.16e) y entre 0,21 y 0,4 de Eu (Fig. 5.16f).

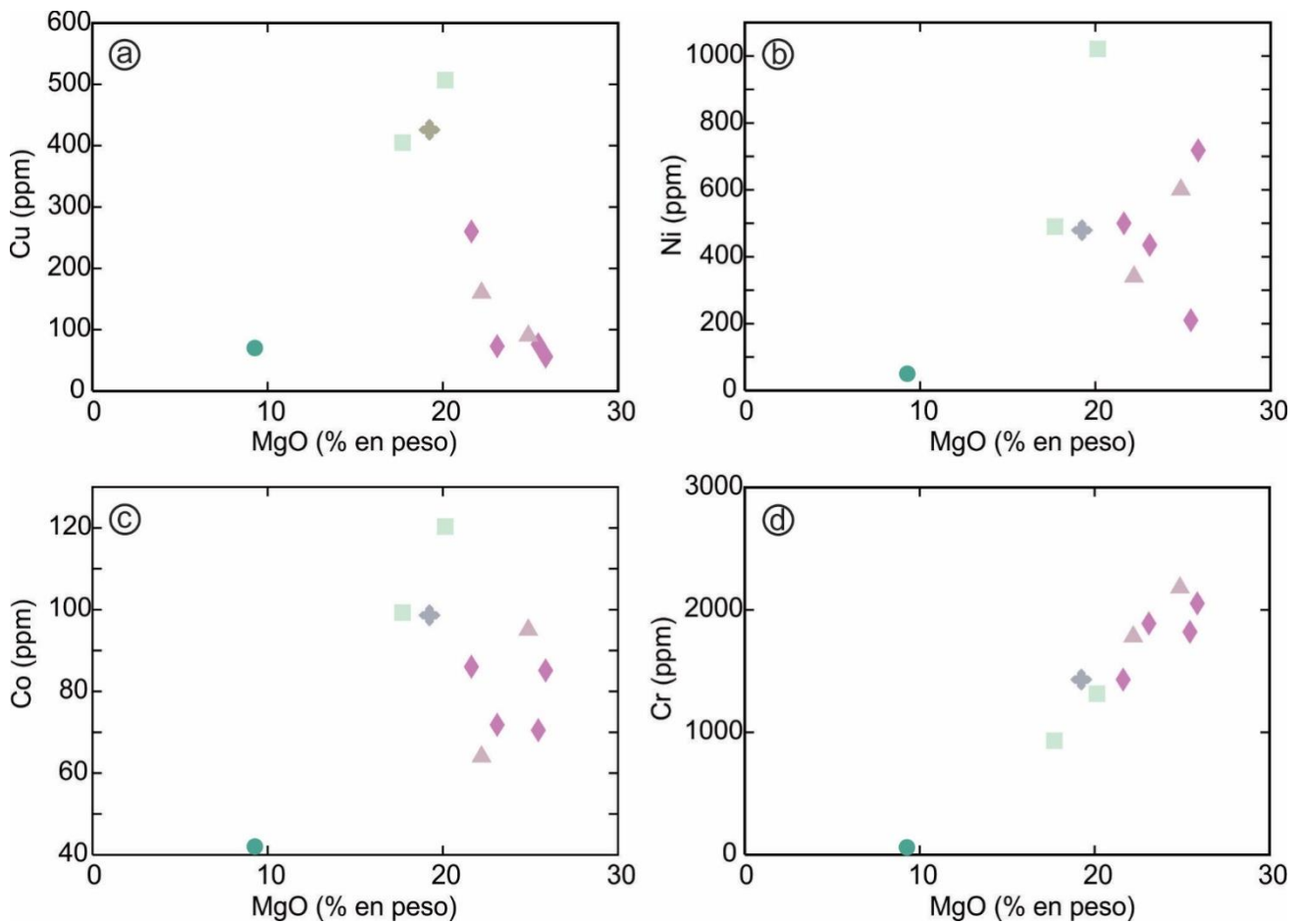


Figura 5.15. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 5.14.

5.4.3. Elementos de las Tierras Raras

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible apreciar que todas las variedades litológicas aflorantes en el cuerpo intrusivo se encuentran enriquecidas (Fig. 5.17a, b). Sin embargo, los valores de las relaciones La_N/Yb_N y Eu/Eu^* evidencian que las mismas presentan diferencias en el grado de enriquecimiento o empobrecimiento de los ETRL respecto de los ETRP y variaciones en la anomalía de Eu (cuadro 5.6). En el caso de las litologías ultramáficas los valores de la relaciones La_N/Yb_N y Eu/Eu^* varían entre 0,84 y 2,22 y entre 0,54 y 0,71, respectivamente. En tanto, las variedades máficas presentan una relación La_N/Yb_N que oscila entre 1,21 y 3,43 y una la relación Eu/Eu^* variable entre 0,63 y 1,08.

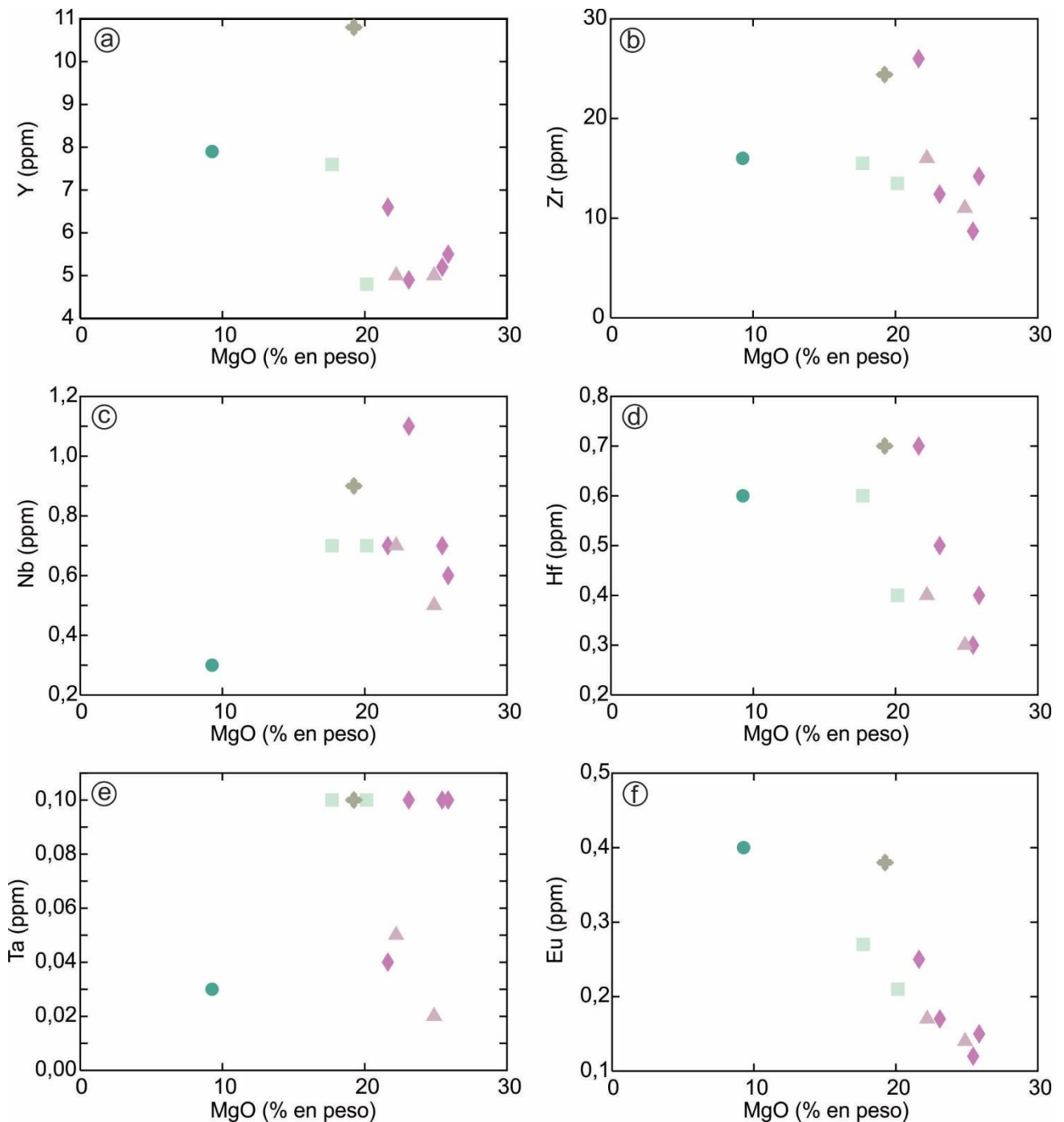


Figura 5.16. Diagramas de elementos traza incompatibles *versus* MgO. a) Y *vs.* MgO; b) Zr *vs.* MgO; c) Nb *vs.* MgO; d) Hf *vs.* MgO; e) Ta *vs.* MgO; f) Eu *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 5.14.

En el diagrama de multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible apreciar marcadas diferencias en los patrones de distribución de las diferentes variedades litológicas (Fig. 17c, d). Asimismo, la irregularidad de los patrones de distribución exhibidos en estos diagramas no permite apreciar con claridad la relaciones de enriquecimiento entre elementos *LILE* y *HFSE*.

En el caso de las rocas ultramáficas, es posible observar que las hornblenditas piroxénicas evidencian marcadas anomalías negativas de Nb, Sr, y Ti. Por su parte, en las ortopiroxenitas hornbléndicas y en las meta-hornblenditas solo se observan marcadas anomalías negativas de Sr.

En lo que respecta a las rocas máficas, los gabros hornbléndicos presentan marcadas anomalías negativas de Nb, Zr y Ti, y una leve anomalía positiva de Sr, mientras que en las noritas hornbléndicas no poseen anomalías de Sr y las anomalías negativas de Zr y Ti no se observan en todas las muestras analizadas.

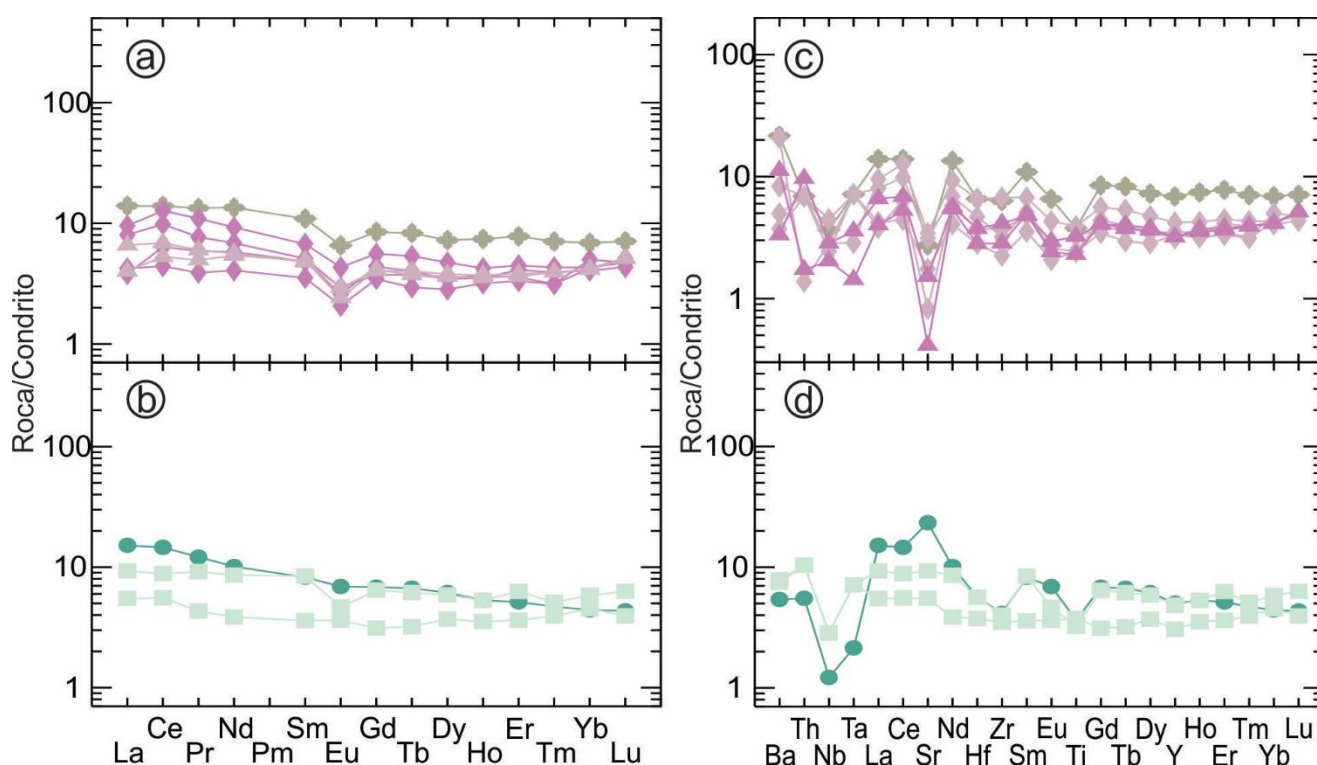


Figura 5.17. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989). a) Rocas ultramáficas; b) Rocas máficas. Diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989). c) Rocas ultramáficas; d) Rocas máficas. Simbología indicada en la figura 5.14

CAPÍTULO 6

CUERPO INTRUSIVO VIORCO

6.1. Introducción

Virorco es un cuerpo intrusivo máfico-ultramáfico de morfología elipsoidal y dimensiones que alcanzan 1,4 km en dirección NE-SO y 1 km en dirección NO-SE (Fig. 6.1). El mismo está limitado en sus márgenes noroeste, sureste y suroeste, por zonas de falla que ponen en contacto las rocas ígneas con las metamorfitas que conforman la roca de caja, y en su margen noroeste, por una zona de falla que lo separa de los afloramientos del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, localizado escasos metros al NNE de Virorco (Figs. 6.1 y 6.2). Un rasgo relevante del cuerpo intrusivo Virorco es la presencia de una marcada estratificación en diversos sectores del mismo.

Virorco es el única intrusión de la faja máfica-ultramáfica que cuenta con estudios estratigráficos ígneos. Los mismos fueron llevados a cabo por Ferracutti *et al.* (2011, 2017), quienes definieron en base a evidencias de campo y a estudios petrográficos y geoquímicos seis unidades estratigráficas diferentes: la Unidad Estratificada Modal (UEM), aflorante en el sector este del cuerpo intrusivo, las Unidades Piroxenítica Macro-estratificada (UPME) y Gabroica (UG), aflorantes en el sector central del cuerpo, y las Unidades Bandeada (UB-Vi), Norita Hornbléndica (UNH) y Gabronoritica (UGN), aflorantes en el sector oeste del cuerpo intrusivo (Fig. 6.1).

Si bien los trabajos realizados por dichos autores permitieron definir la estratigrafía ígnea del cuerpo intrusivo Virorco, los mismos carecen de una descripción petro-calcográfica detallada de cada una de las unidades mencionadas. Por ello, en este capítulo se amplía considerablemente la información petro-calcográfica referente a este cuerpo intrusivo, así como también se describe en forma detallada la química minera y la geoquímica de roca total de cada una de las unidades que lo

conforman. Asimismo, cabe mencionar que se conservan los nombres propuestos por Ferracutti *et al.* (2017) para cada una de las unidades, con la excepción de que a cada una de ellas se le incorpora la sigla Vi (Virorco) seguido al nombre de la unidad, a fin de diferenciar estas unidades de las que componen las intrusiones Escuela Las Pircas, El Fierro y Las Higueras. De esta manera la unidad que compone el sector este se denomina como Unidad Estratificada Modal (UEM-Vi), las unidades que componen el sector central como Unidad Piroxenítica Macro-estratificada (UPME-Vi) y Unidad Gabroica (UG-Vi) y las unidades del sector oeste como Unidad Bandeada (UB-Vi), Unidad Norita Hornbléndica (UNH-Vi) y Unidad Gabronorítica (UGN-Vi).

La distribución de las unidades UEM-Vi, UPME-Vi, UG-Vi y UB-Vi fue representada en el corte transversal V-V' de orientación NO-SE (Fig. 6.3). El mismo es de carácter esquemático, y los ángulos de buzamiento de los diferentes estratos ígneos que componen las unidades UEM-Vi, UPME-Vi y UG-Vi fueron representados a partir de mediciones realizadas en diversos afloramientos, las cuales evidenciaron que esta estratificación es principalmente de rumbo NE-SO, con buzamientos en dirección NO, variables entre 25° y 40°. Asimismo, cabe mencionar que los espesores de cada unidad fueron estimados en base a muestreo, dado que los contactos entre las diferentes unidades no están expuestos, ya sea porque el límite entre las mismas está definido por una zona de falla o porque está cubierto por depósitos holocenos.

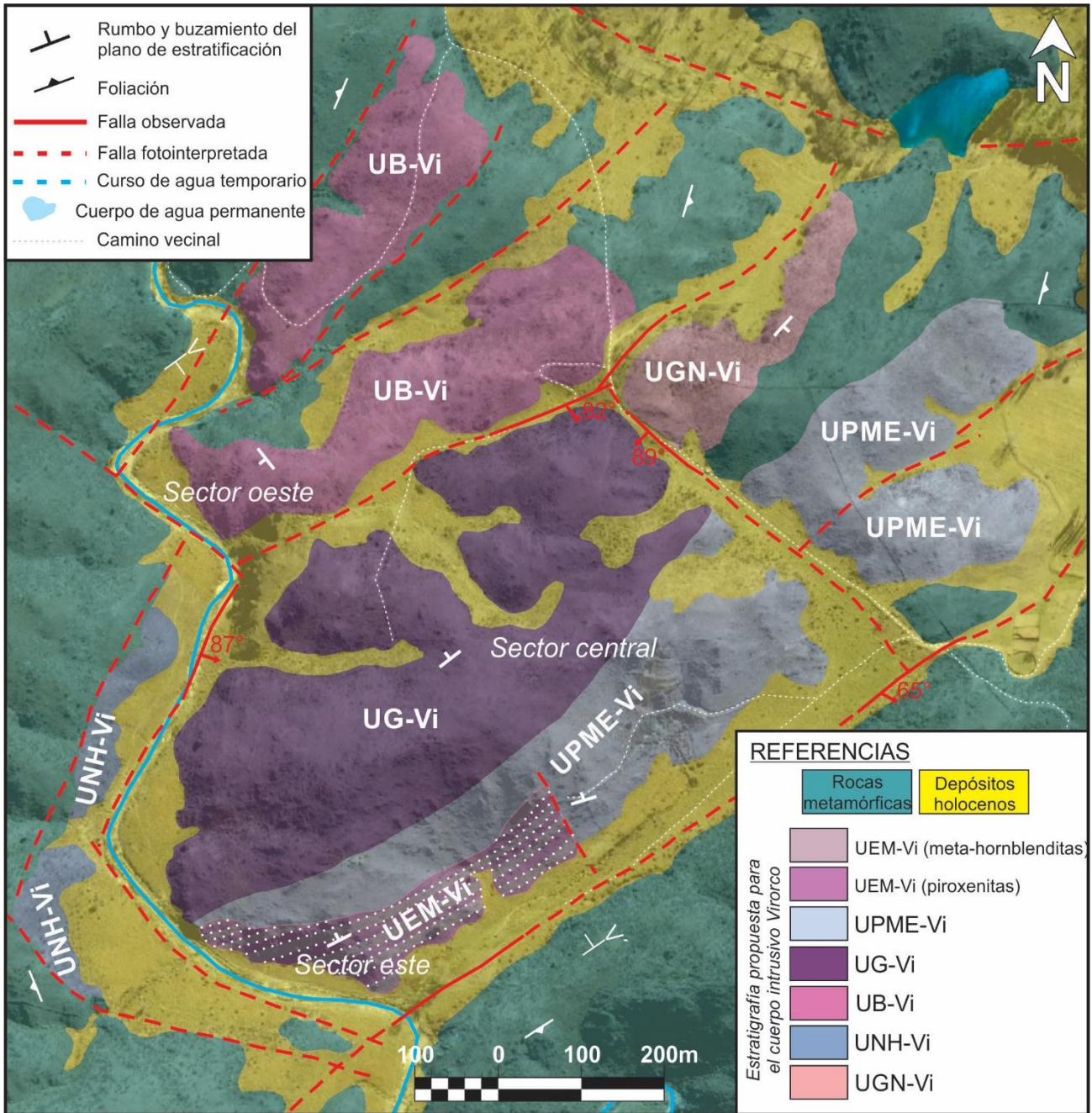


Figura 6.1. Mapa geológico del cuerpo intrusivo máfico-ultramáfico Virocco en el cual se muestran las unidades estratigráficas que lo conforman, los principales rasgos estructurales del área y la ubicación del corte transversal V-V' (modificado de Ferracutti *et al.* 2017). En la UEM-Vi se muestra la estratificación compuesta por meta-hornblenditas y piroxenitas.

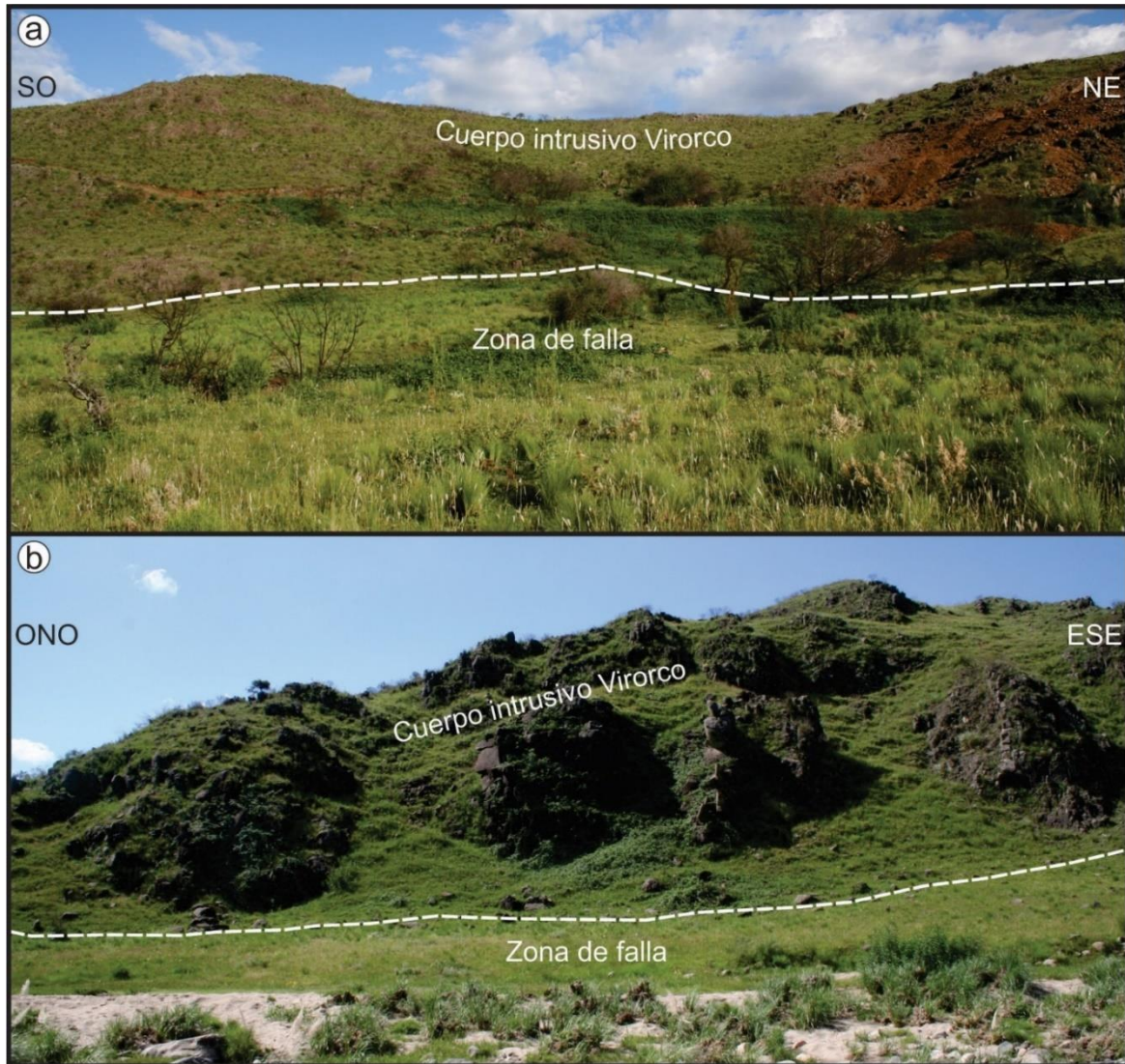


Figura 6.2: a) Fotografía del cuerpo intrusivo Virorco tomada desde la zona de falla localizada en el margen sureste de la intrusión. b) Fotografía del cuerpo intrusivo Virorco tomada desde la zona de falla localizada en el margen sur de la intrusión.

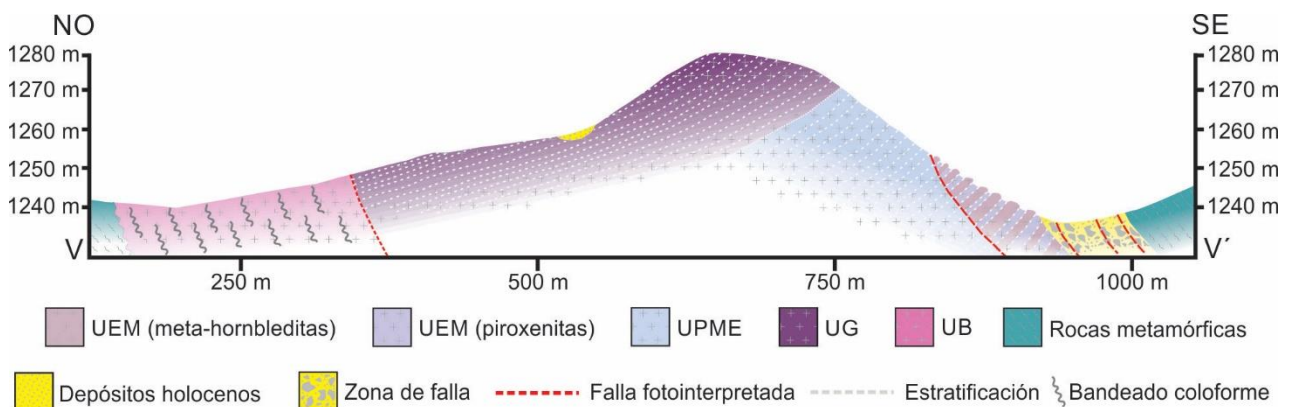


Figura 6.3. Corte transversal esquemático V-V' en el que se muestran las diferentes unidades estratigráficas atravesadas por el mismo.

6.2. Relaciones de campo y petro-calcografía

En base a la moda mineral, las rocas ígneas que componen al cuerpo intrusivo Virorco fueron clasificadas como meta-hornblenditas, piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa, ortopiroxenitas hornbléndicas con plagioclasa, noritas hornbléndicas, noritas clinopiroxénicas hornbléndíferas y leuco-gabroides (pegmatitas gábricas), según el diagrama de clasificación px-pl-hbl (Le Maitre 2002) (Fig. 6.4).

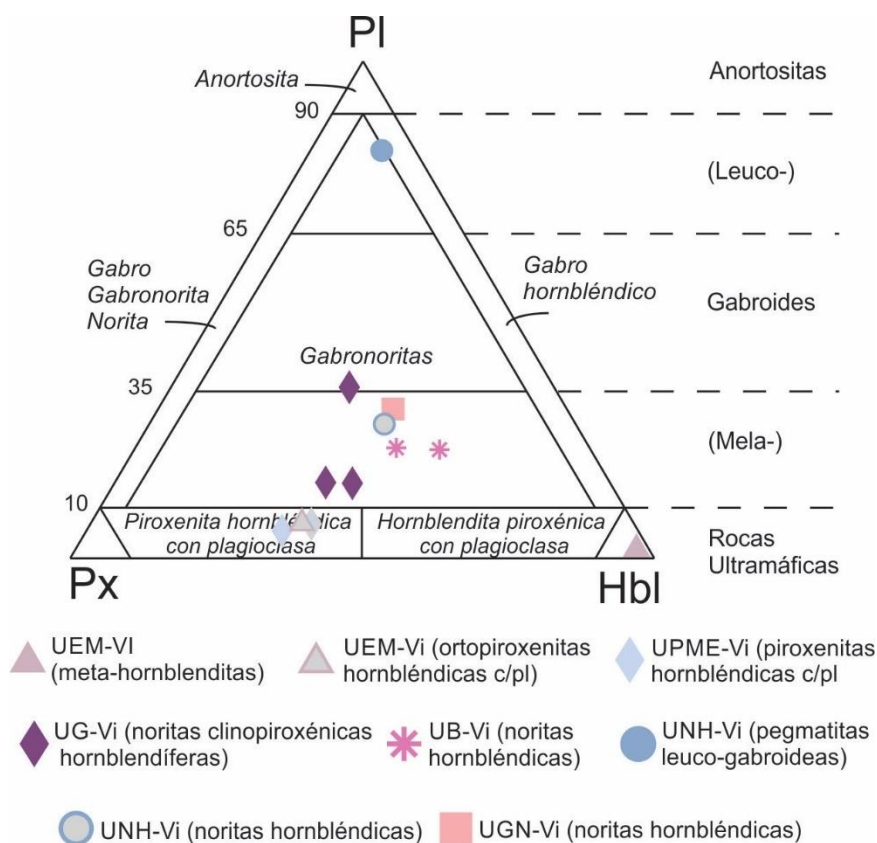


Figura 6.4. Clasificación de las rocas ígneas aflorantes según las proporciones modales de px-pl-hbl (clasificación según Le Maitre, 2002).

Con la finalidad de mostrar las divisiones estratigráficas propuestas para este cuerpo intrusivo, en el cuadro 6.1 se muestran los nombres de las diferentes unidades, su correspondiente abreviatura, sus composiciones litológicas y la asociación mineral petrogenética de cada variedad litológica.

Cuadro 6.1. Estratigrafía de cuerpo intrusivo Viorco y asociación mineral petrogenética de las litologías que lo conforman.

| Sector | Unidad | Abreviatura | Litología | A.m.p. |
|---------|--|-------------|---|------------------------------|
| Este | Unidad Estratificada Modal-Viorco | UEM-Vi | Meta-hornbleditas | hbl ₀ +ath |
| | | | Ortopiroxeníticas hornbléndicas c/pl | opx+hbl ₀ +pl+cpx |
| Central | Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada-Viorco | UPME-Vi | Piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa | cpx+opx+hbl ₀ +pl |
| | Unidad Gábrica-Viorco | UG-Vi | Noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | hbl ₀ +opx+pl+cpx |
| Oeste | Unidad Bandeada-Viorco | UB-Vi | Noritas hornbléndicas | hbl ₀ +opx+pl |
| | Unidad Norítica Hornbléndica-Viorco | UNH-Vi | Noritas hornbléndicas | hbl ₀ +opx+pl |
| | | | Pegmatitas gábricas (Leuco-gabroides) | pl+hbl ₀ +cpx |
| | Unidad Gabronorítica-Viorco | UGN-Vi | Noritas hornbléndicas | hbl ₀ +opx+pl |

A.m.p.: Asociación mineral petrogenética.

6.2.1. Sector este

Este sector del cuerpo intrusivo está caracterizado por estratificación de tipo modal y criptica, y está representado por la Unidad Estratificada Modal.

6.2.1.1. Unidad Estratificada modal (UEM-Vi)

Esta unidad está constituida por una intercalación de capas de composición meta-hornblendítica y piroxenítica, las cuales están en contacto neto entre sí (Fig. 6.5a, b). La misma se encuentra limitada al este por una zona de falla que la separa de las rocas metamórficas encajantes y al oeste por la UPME-Vi del sector central (Fig. 6.1). Cabe mencionar que el contacto entre la UEM-Vi y la UPME-Vi no está expuesto debido a la abundante cobertura de depósitos holocenos y a la falta de continuidad de los afloramientos.

6.2.1.1.1. *Meta-hornblenditas*

Estas rocas conforman capas masivas de tonalidad gris media y espesor variable entre 5 y 50 centímetros (Fig. 6.5a, b). Microscópicamente evidencian una asociación mineral petrogenética conformada por hbl₀+ath, en la cual los cristales de hornblenda primaria son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o casi total por una segunda generación de cristales de anfíbol de composición antofilítica (Fig. 6.5c, d). Los relictos de los cristales de hornblenda primaria alcanzan dimensiones de hasta 1,2 mm, aunque la alteración que presentan estas rocas no permite definir las dimensiones de los mismos con exactitud (Fig. 6.5d).

En estas rocas es posible apreciar que los cristales de hornblenda primaria evidencian una marcada elongación en dirección perpendicular al techo y al piso de la capa (Fig. 6.5c), conformando una textura de tipo *crescumular*. Asimismo, es posible apreciar que el crecimiento elongado de los cristales de hornblenda primaria es simultáneo desde el piso y desde el techo del estrato hacia el interior del mismo y que la zona de unión entre estos cristales está representada por láminas milimétricas compuestas exclusivamente de antofilita (Fig. 6.5a, b). Este rasgo es mucho más evidente en este cuerpo intrusivo que en los niveles meta-hornblendíticos que conforman el cuerpo intrusivo El Fierro.

Los sulfuros y óxidos contenidos en estas rocas son escasos, con proporciones modales que no superan el 2%. Los mismos están dispuestos de manera intersticial, mayormente entre los cristales de antofilita, y están representados por cristales anhedrales de magnetita secundaria de hasta 0,24 mm, los cuales frecuentemente están distribuidos en forma pseudoparalela al plano de estratificación (Fig. 6.5e), y en menor medida por cristales de pirita secundaria que no superan los 0,08 mm, los cuales frecuentemente son reemplazados concéntricamente por ilmenita secundaria y por magnetita secundaria (Fig. 6.5f). Asimismo, estas rocas presentan microfracturas de hasta 0,01 mm de espesor, las cuales están rellenas por magnetita secundaria.

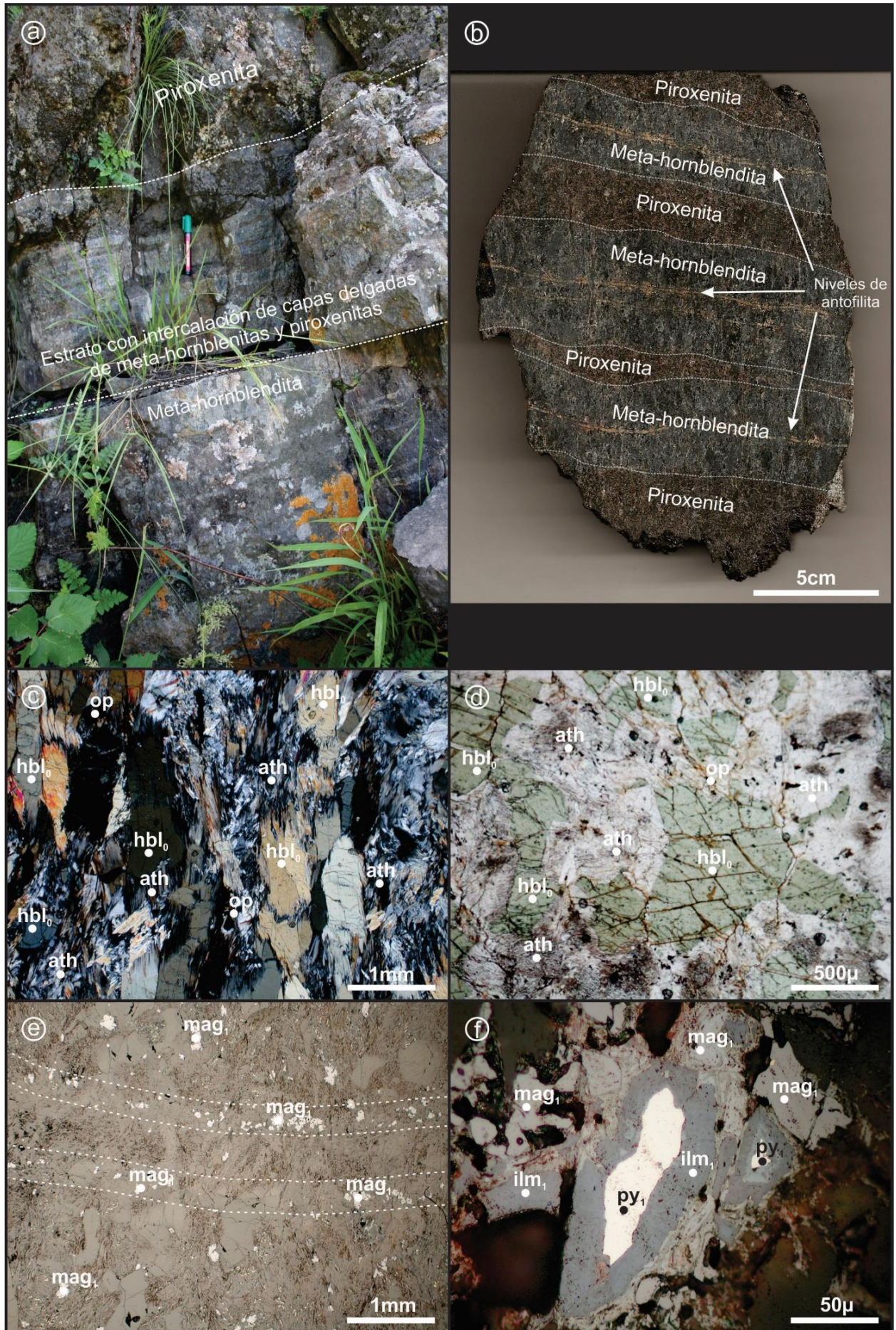


Figura 6.5. Fotografías de la UEM-Vi. a) Afloramientos de la UEM-Vi, se puede observar la intercalación de niveles meta-hornblendíticos y piroxeníticos; b) Muestra de mano de la UEM-Vi conformada por una intercalación de capas delgadas de composición piroxenítica y meta-hornblendítica. Meta-hornblenditas: c) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de esta variedad litológica; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de cristales de hornblenda primaria (hbl_0) de grandes dimensiones reemplazados pseudomórficamente por antofilita; e) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan cristales intersticiales de magnetita secundaria (mag_1) dispuestos en forma pseudoparalela al plano de estratificación (la orientación aproximada de los planos de estratificación se indica con línea punteada); e) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se reconocen cristales de pirita secundaria (py_1) con reemplazos pseudomórficos de ilmenita secundaria (ilm_1) y magnetita secundaria (mag_1).

6.2.1.1.2. Piroxenitas

Las capas de esta composición litológica presentan aspecto granudo, son de granulometría fina a media y de tonalidad gris oscura (Fig. 6.6a, b). Los estudios microscópicos petrográficos permitieron clasificar a estas rocas como ortopiroxenitas hornblendicas con plagioclasa y determinar que las mismas poseen una textura xenomórfica inequigranular, en la cual los cristales poseen dimensiones variables entre 0,2 y 1,5 mm, y una asociación mineral petrogenética compuesta por $opx+hbl_0+pl+cp_x$ (Fig. 6.6a).

La fase mineralógica de mayor abundancia está representada por cristales de ortopiroxeno, los cuales alcanzan proporciones modales de hasta 50%. Son de morfología anhedral a subhedral y de tamaño variable entre 0,28 y 1,2 mm. En ocasiones, estos cristales muestran exsoluciones de clinopiroxeno, reemplazos de hornblenda secundaria a partir de los planos de clivaje (Fig. 6.6b) y reemplazos parciales de antofilita a partir de los bordes cristalinos. Asimismo, contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,25 mm (Fig. 6.6c) y de pirita primaria de hasta 0,05 mm.

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales de hasta 35 %, son anhedrales y de tamaños variables entre 0,25 y 1 mm. Frecuentemente contienen numerosas inclusiones de ortopiroxeno de hasta 0,3 mm (Fig. 6.6c), las cuales pueden estar alteradas a antofilita, y en escasas ocasiones inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,2 mm e inclusiones de pirrotina

y calcopirita ambas reemplazadas por ilmenita secundaria y magnetita secundaria de hasta 0,15 mm (Fig. 6.6d).

Los cristales de plagioclasa son escasos, presentando proporciones modales que no superan el 8%, son anhedrales y de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,5 mm. Estos cristales presentan maclas de tipo polisintéticas y contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,25 mm y de ortopiroxeno de hasta 0,3 mm.

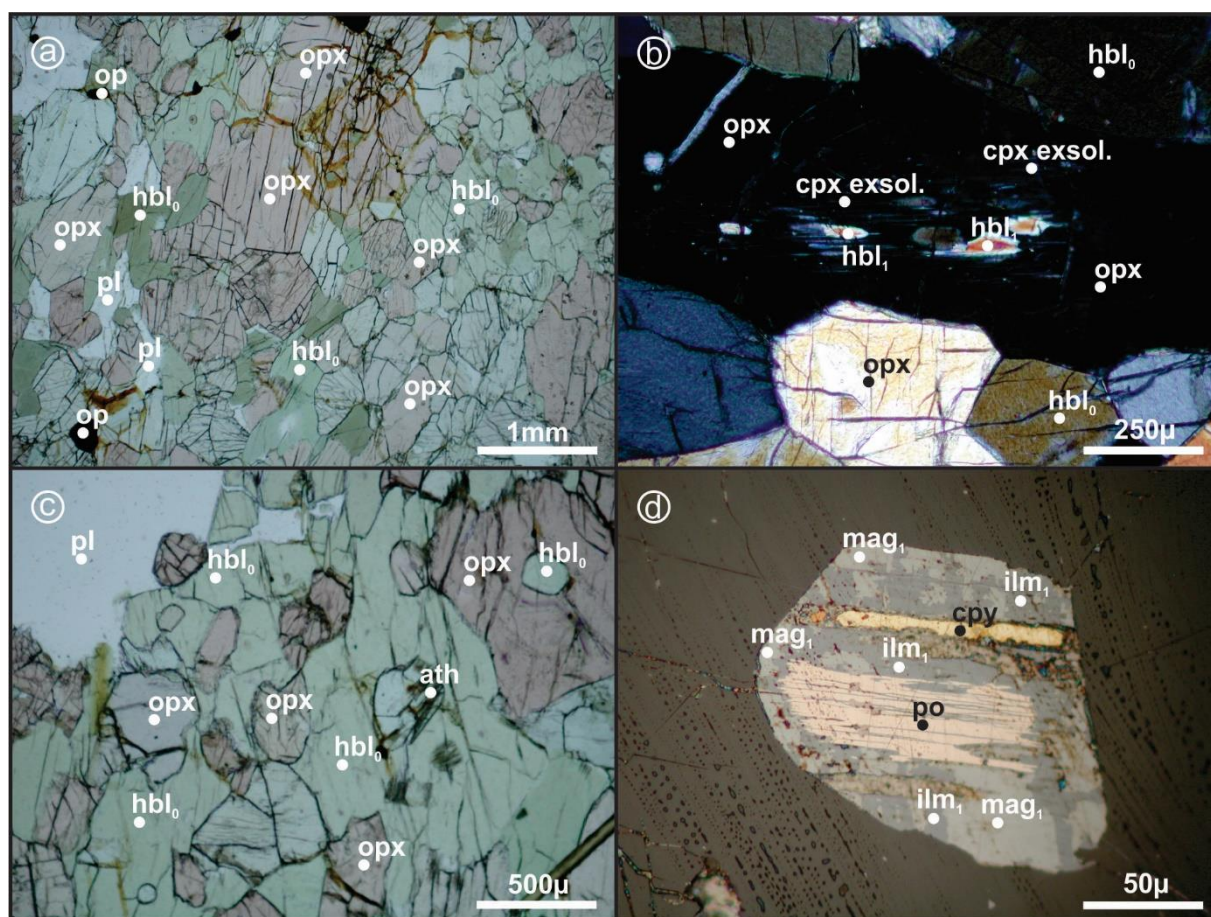


Figura 6.6. Piroxenitas de la UEM-VI: a) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de la roca; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con exsoluciones de clinopiroxeno y reemplazos de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de los planos de clivaje; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de hornblenda primaria (hbl_0) con numerosas inclusiones de ortopiroxeno; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de pirrotina con calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria (ilm_1) y magnetita secundaria (mag_1).

La fase mineral petrogenética de menor abundancia está representada por cristales de clinopiroxeno, los cuales no superan el 5 % de la moda mineralógica. Son anhedrales, de dimensiones variables entre 0,4 y 0,8 mm y ocasionalmente presentan reemplazos de hornblenda secundaria a partir de los planos de clivaje y los bordes cristalinos.

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial, y en ocasiones como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria. Aquellos dispuestos en los intersticios de las fases silicatadas están representados por cristales anhedrales de pirrotina de hasta 0,25 mm, los cuales presentan reemplazos pseudomórficos parciales de magnetita secundaria e ilmenita secundaria a partir de los bordes cristalinos.

6.2.2. Sector central

Esta porción del cuerpo intrusivo está conformado por la Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada y por la Unidad Gabroica (Fig. 6.1), las cuales presentan una estratificación modal y críptica.

6.2.2.1. *Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada (UPME-Vi)*

Esta unidad está constituida por piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa, las cuales conforman una secuencia de capas de aspecto masivo y tonalidades pardo-grisáceas, producto de la oxidación del hierro (Fig. 6.7a, b). La misma aflora entre la UEM-Vi del sector este y la UG-Vi (Fig. 6.1). Microscópicamente evidencia una textura xenomórfica inequigranular, compuesta por cristales de dimensiones variables entre 0,2 y 4 mm y una asociación mineral petrogenética conformada por $cpx+hbl+opx+pl$ (Fig. 6.7c), en la cual, los cristales de clinopiroxeno representan proporciones

modales comprendidas entre 35 y 40 %. Estos cristales son anhedrales, de dimensiones entre 0,26 y 0,78 mm y frecuentemente presentan reemplazos pseudomórficos parciales o casi totales de hornblenda primaria (Fig. 6.7d).

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales variables entre 35 y 40 %, y son de morfología anhedral. Los mismos evidencian dos tipos de yacencia diferentes, aquellos que ocupan posiciones intersticiales con dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,2 mm y que ocasionalmente contienen inclusiones anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,28 mm y de magnetita primaria de hasta 0,08 mm, y por otra parte aquellos que conforman oikocristales que alcanzan los 4 mm y contienen chadacristales anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,8 mm y de plagioclasa de hasta 0,6 mm (Fig. 6.7f).

Los cristales de ortopiroxeno conforman una moda mineral en la roca que varía entre el 20 y 25 %, son anhedrales y de tamaños entre 0,2 y 1,6 mm. Frecuentemente presentan reemplazos de hornblenda secundaria y exsoluciones de clinopiroxeno a partir de los planos de clivaje. Asimismo, contienen escasas inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,32 mm (Fig. 6.7e) y de pirrotina de hasta 0,05 mm.

Los cristales de plagioclasa son escasos, con proporciones modales inferiores al 7%. Son anhedrales, de dimensiones variables entre 0,06 y 0,24 mm y presentan maclas de tipo polisintéticas.

Los sulfuros y óxidos se hallan en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial, y en ocasiones como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria. Aquellos dispuestos en los intersticios de las fases silicatadas están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,1 mm, que frecuentemente son reemplazados pseudomórficamente a partir de los bordes cristalinos por magnetita secundaria e ilmenita secundaria, y por cristales de pirita primaria de hasta 0,08 mm que evidencian reemplazos parciales de magnetita secundaria e ilmenita secundaria.

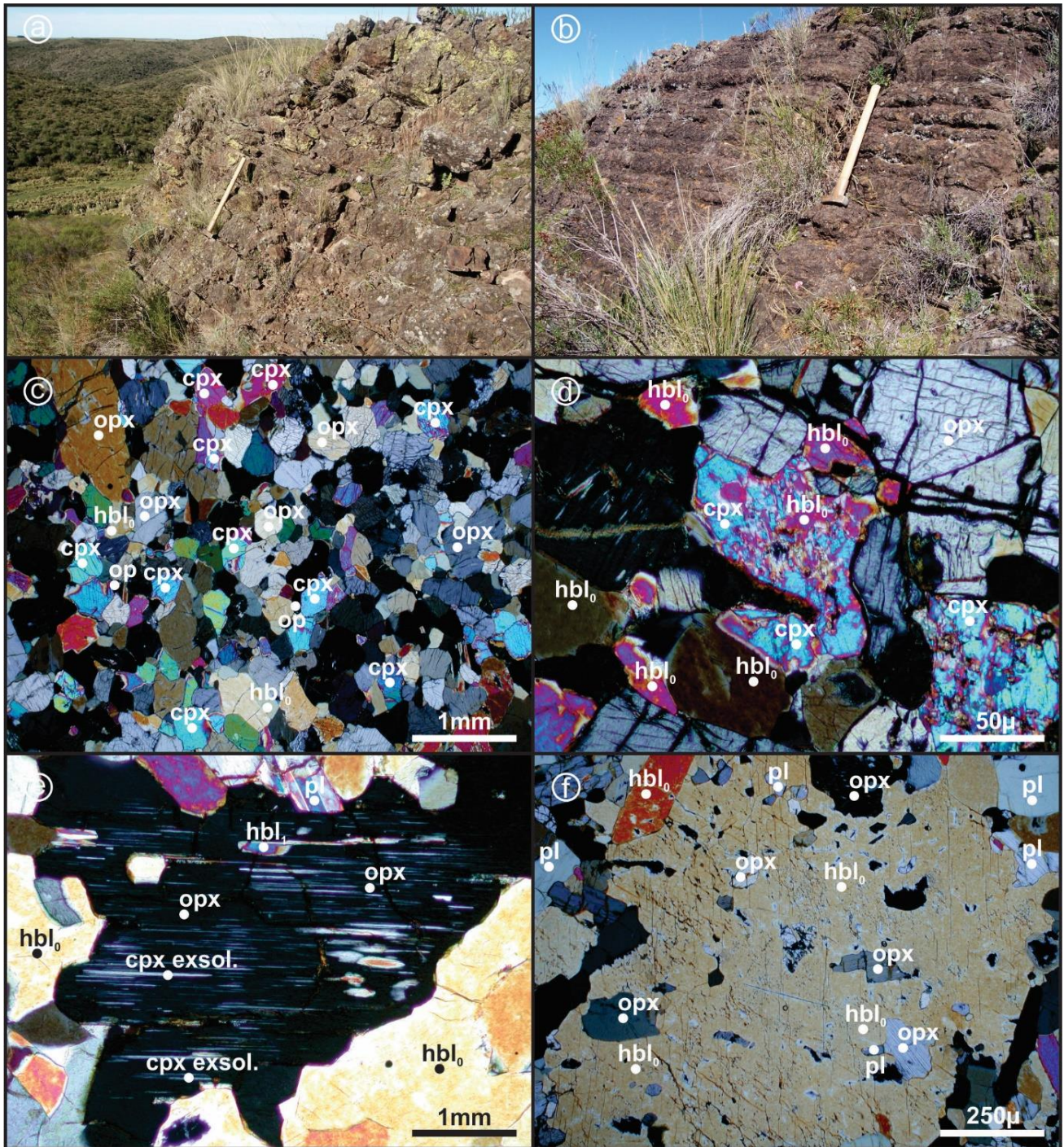


Figura 6.7. Fotografías de la UPME-Vi. a, b) Fotografías de los afloramientos de la UPME-Vi en las cuales se puede observar la macro-estratificación; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de clinopiroxeno reemplazado pseudomórficamente casi en su totalidad por hornblenda primaria (hbl_0); e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con exsoluciones de clinopiroxeno y reemplazos de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de los planos de clivaje; f) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria con chadacrystalos de ortopiroxeno y plagioclasa.

6.2.2.2. Unidad Gábrica

Esta unidad está limitada al sureste por la UPME-Vi y en los márgenes noreste, noroeste y oeste, por zonas de falla que la separan de las unidades que conforman el sector oeste (Fig. 6.1). La misma está compuesta por noritas clinopiroxénicas hornblendíferas que evidencian una laminación modal debido a la variación en las proporciones de plagioclasa (Fig. 6.8a). Microscópicamente estas rocas presentan una textura xenomórfica inequigranular compuesta por cristales de tamaño variable entre 0,12 y 1,6 mm y una asociación mineralógica petrogenética compuesta por $hbl_0+opx+pl+cpx$ (Fig. 6.8b).

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales variables entre 30 y 40 %, son anhedrales y de tamaños que oscilan entre 0,3 y 1,8 mm. Ocasionalmente tienen alteración a antofilita partir de los bordes cristalinos (Fig. 6.8c) y bordes de reacción en los contactos con los cristales de clinopiroxeno. Frecuentemente contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,4 mm, de ortopiroxeno de hasta 0,14 mm, de magnetita primaria de hasta 0,06 mm y de pirrotina con reemplazos parciales de ilmenita secundaria de hasta 0,07 mm. Asimismo, algunas de las rocas presentes en esta unidad muestran oikocristales de hornblenda primaria que pueden alcanzar 2,9 mm y que contienen chadacristales anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,2 mm y de plagioclasa de hasta 0,25 mm (Fig. 6.8d). Cabe mencionar que en ocasiones los chadacristales de plagioclasa poseen numerosas inclusiones anhedrales de hornblenda primaria (Fig. 6.8e).

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones modales variables entre 30 y 38%, son anhedrales y de tamaños entre 0,3 y 1,6 mm. Frecuentemente poseen exsoluciones de clinopiroxeno, reemplazos de hornblenda secundaria a partir de planos de debilidad intracristalinos (Fig. 6.8f) y reemplazos de antofilita a partir de los bordes y fracturas intracristalinas. Asimismo, estos cristales contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,4 mm, de hornblenda primaria de hasta 0,2 mm (Fig. 6.8f, g) y de pirrotina de hasta 0,08 mm.

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales variables entre 15 y 30 %, son anhedrales y de tamaños entre 0,12 y 1,6 mm. Estos evidencian maclas polisintéticas y de deformación y contienen inclusiones anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,04 mm, de hornblenda primaria de hasta 0,32 mm (Fig. 6.8h) y de pirita primaria de hasta 0,06 mm.

Los cristales de clinopiroxeno presentan proporciones modales aproximadas de 10 %, son anhedrales y de tamaños que oscilan entre 0,2 y 1 mm. Ocasionalmente tienen reemplazos pseudomórficos de hornblenda secundaria, alteración a antofilita a partir de los bordes cristalinos e inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,28 mm.

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos en los intersticios de los minerales silicatados y como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno, hornblenda primaria y plagioclasa. En el caso de las fases minerales opacas intersticiales, los sulfuros están representados por cristales de pirrotina de tamaños que alcanzan 0,1 mm, los cuales poseen reemplazos pseudomórficos parciales de magnetita secundaria e ilmenita secundaria, y por cristales de pirita primaria de hasta 0,1 mm. Por otra parte, los óxidos están representados por cristales de magnetita primaria de hasta 0,16 mm, los cuales tienen reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria.

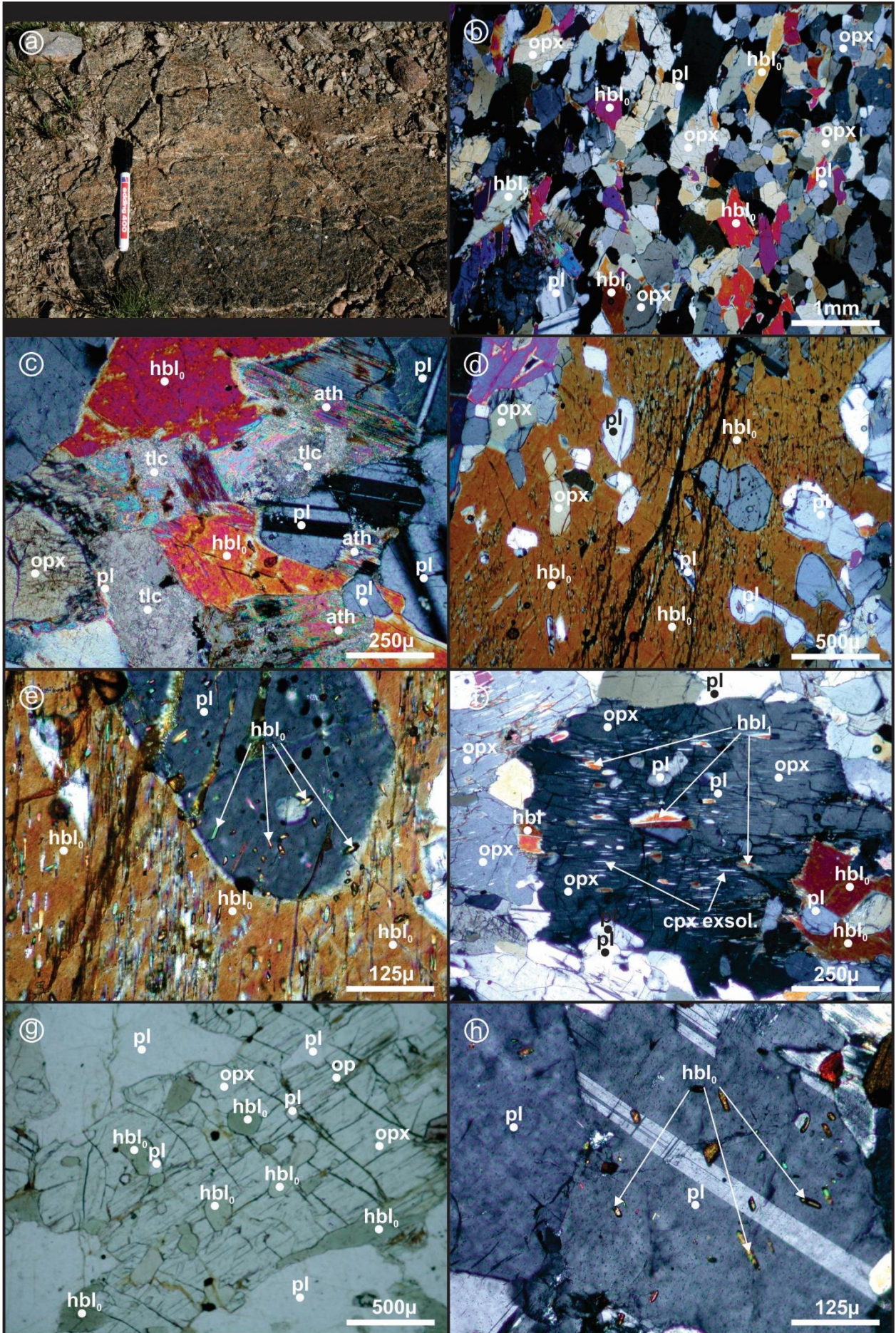


Figura 6.8. Fotografías de la UG-Vi. a) Fotografía de los afloramientos de la UG-Vi, en la cual se puede observar la presencia de laminación modal; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de cristales de hornblenda primaria (hbl_0) reemplazados por antofilita; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria con chadacristales de ortopiroxeno y plagioclasa; e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un chadacristal de plagioclasa con numerosas inclusiones de hornblenda primaria; f) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con exsoluciones de clinopiroxeno y reemplazos de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de los planos de clivaje; g) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de ortopiroxeno con numerosas inclusiones de hornblenda primaria e inclusiones de plagioclasa y mineral opacos; h) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de plagioclasa con numerosas inclusiones de anfíbol primario.

6.2.3. Sector oeste

Este sector está compuesto por tres unidades estratigráficas diferentes, la Unidad Bandeada, la Unidad Norítica Hornbléndica y la Unidad Gabronorítica (Fig. 6.1). Observaciones de campo junto con foto-interpretación permitieron establecer que este sector del cuerpo intrusivo se encuentra separado por zonas de falla del sector central (Fig. 6.1).

6.2.3.1. *Unidad Bandeada (UB-Vi)*

Se encuentra localizada en la porción noroeste del cuerpo intrusivo, limitada en los márgenes sureste, suroeste y noroeste por zonas de falla que la separan de la UG-Vi, de la UNH-Vi y de las metamorfitas encajantes, respectivamente (Fig 6.1). La misma está conformada por noritas hornbléndicas que en afloramiento presentan un aspecto granudo fino, tonalidades grises y pardas y bandeamiento de tipo coloforme (Fig. 6.9a, b).

Microscópicamente estas rocas poseen una textura xenomórfica inequigranular de grano fino a grueso compuesta por cristales de tamaño ampliamente variable entre 0,2 mm y 1,4 cm y una asociación mineral petrogenética conformada por $hbl_0+opx+pl$, dentro de la cual los cristales de hornblenda primaria representan la fase mineral de mayor abundancia, con proporciones modales comprendidas entre 40 y 50 % (Fig. 6.9c, d). Dicha fase está representada principalmente por grandes

oikocristales anhedrales que alcanzan hasta 1,4 cm, los cuales contienen abundantes chadacristales anhedrales de plagioclasa de hasta 0,7 mm, de biotita de hasta 0,5 mm, de pirrotina de hasta 0,1 mm y de pirita primaria de hasta 0,12 mm (Fig. 6.9e). En ocasiones estos oikocristales presentan alteración a antofilita a partir de los bordes cristalinos. Aquellos cristales de hornblenda primaria que no conforman oikocristales son anhedrales y de dimensiones que varían entre 0,2 y 1,6 mm. Ocasionalmente sus bordes están alterados antofilita (Fig. 6.9f) y presentan inclusiones de pirrotina de hasta 0,1 mm, las cuales evidencian reemplazos parciales de magnetita secundaria a partir de los bordes cristalinos.

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones modales entre 20 y 23 %, son anhedrales y de tamaños comprendidos entre 0,2 y 1 mm. Frecuentemente evidencian exsolución de clinopiroxeno y reemplazos pseudomórficos parciales de antofilita a partir de los bordes cristalinos. Ocasionalmente tienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,3 mm y de pirrotina con reemplazos parciales de magnetita secundaria de hasta 0,06 mm.

Los cristales de plagioclasa están presentes en proporciones modales de 20 %, son anhedrales y de dimensiones que varían entre 0,2 y 1,6 mm. Estos cristales presentan maclado de tipo polisintético y ocasionalmente contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,3 mm, de pirrotina de hasta 0,15 mm y de magnetita primaria de hasta 0,07 mm.

Las fases minerales de menor abundancia están representadas por cristales subhedrales de biotita de tamaño comprendido entre 0,2 y 1 mm, que presentan una proporción modal variables entre 2 y 9 %, y por cristales anhedrales de clinopiroxeno de dimensiones que oscilan entre 0,4 y 1 mm, que presentan proporciones modales inferiores a 7 %.

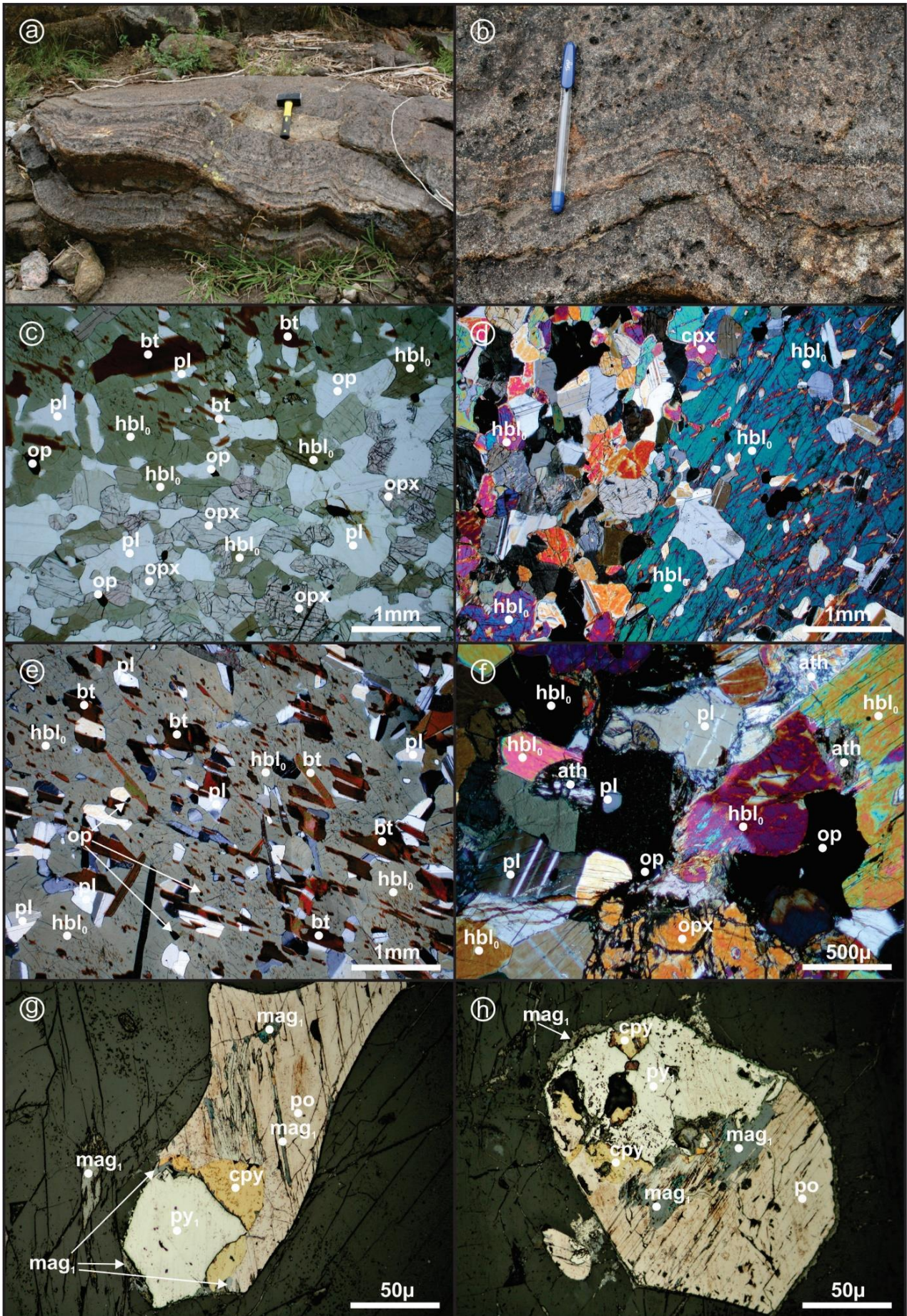


Figura 6.9. Fotografías de la UB-Vi. a, b) Fotografías de los afloramientos de la UB-Vi, en las cuales se puede observar el bandeamiento de tipo coloforme; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria (hbl_0) con chadacristales de plagioclasa y biotita; f) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de hornblenda primaria reemplazado pseudomórficamente de manera parcial por antofilita a partir de los bordes cristalinos; g, h) Microfotografías sin polarizador interpuesto de cristales de pirrotina con calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria (py_1) y magnetita secundaria (mag_1).

Los sulfuros y óxidos presentan proporciones modales de hasta 2% y están dispuestos principalmente de manera intersticial entre las fases silicatadas y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa, siendo los sulfuros las fases opacas de mayor abundancia. Los sulfuros intersticiales están representados por cristales de pirrotina que alcanzan dimensiones de 0,4 mm, los cuales frecuentemente presentan calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria y magnetita secundaria (Fig. 6.9g, h), y por cristales de pirita primaria de hasta 0,1 mm. En tanto, los óxidos intersticiales están representados por cristales de magnetita primaria de hasta 0,06 mm.

6.2.3.2. Unidad Norítica hornbléndica (UNH-Vi)

Esta unidad aflora en el extremo occidental del cuerpo intrusivo, limitada al este, al norte y al oeste por zonas de falla que la separan de la UG-Vi del sector central, de la UB-Vi y de las rocas metamórficas encajantes, respectivamente (Fig. 6.1). Una particularidad característica de esta unidad es que en diversos sectores se encuentra atravesada por pegmatitas gábricas (Fig. 6.10a, b).

6.2.3.2.1. *Noritas hornbléndicas*

En afloramiento son rocas de aspecto masivo y tonalidad gris media a parda (Fig. 6.10a, b). Microscópicamente presentan una textura xenomórfica inequigranular de grano fino a medio, compuesta por cristales de tamaño variable entre 0,2 y 2,8 mm (Fig. 6.10c) y una asociación mineral petrogenética compuesta por $hbl_0+opx+pl\pm cpx$.

Los cristales de hornblenda primaria representan la fase mineral de mayor abundancia con una moda mineralógica que puede alcanzar el 40 %, aunque con importantes variaciones en diferentes sectores de esta unidad (Fig. 6.10c). Aquellos cristales localizados en sectores donde la proporción modal de hornblenda primaria es abundante alcanzan dimensiones de hasta 2,8 mm, son anhedrales, ocasionalmente evidencian maclas simples, contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,32 mm, de pirita primaria de hasta 0,08 mm y de pirrotina de hasta 0,01 mm. Eventualmente presentan sectores reemplazados parcialmente por antofilita a partir de los bordes cristalinos y reemplazos de biotita de hasta 0,7 mm (Fig. 6.10d). En tanto, los cristales presentes en los sectores con escasa proporción modal de hornblenda primaria tienen tamaños comprendidos entre 0,2 y 0,8 mm, son anhedrales, ocasionalmente evidencian alteración a antofilita a partir de los bordes cristalinos y contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,24 mm y de pirrotina de hasta 0,07 mm. Estas últimas frecuentemente presentan calcopirita asociada y reemplazos pseudomórficos parciales de ilmenita secundaria.

Los cristales de ortopiroxeno alcanzan proporciones modales de hasta 30 %, son anhedrales y de dimensiones entre 0,32 y 2,4 mm. Estos cristales contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,4 mm, de plagioclasa de hasta 0,16 mm y de pirrotina de hasta 0,1 mm, y ocasionalmente presentan reemplazos de antofilita a partir de los bordes cristalinos. De manera aislada se observan bordes de reacción en los contactos con los cristales de hornblenda primaria, los cuales se componen de un fino intercrecimiento secundario de cuarzo microcristalino (Fig. 6.10e).

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales de hasta 27 %, tamaños que oscilan entre 0,28 y 1,2 mm y maclas de tipo polisintéticas. Estos cristales poseen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,12 mm y de pirrotina de hasta 0,12 mm.

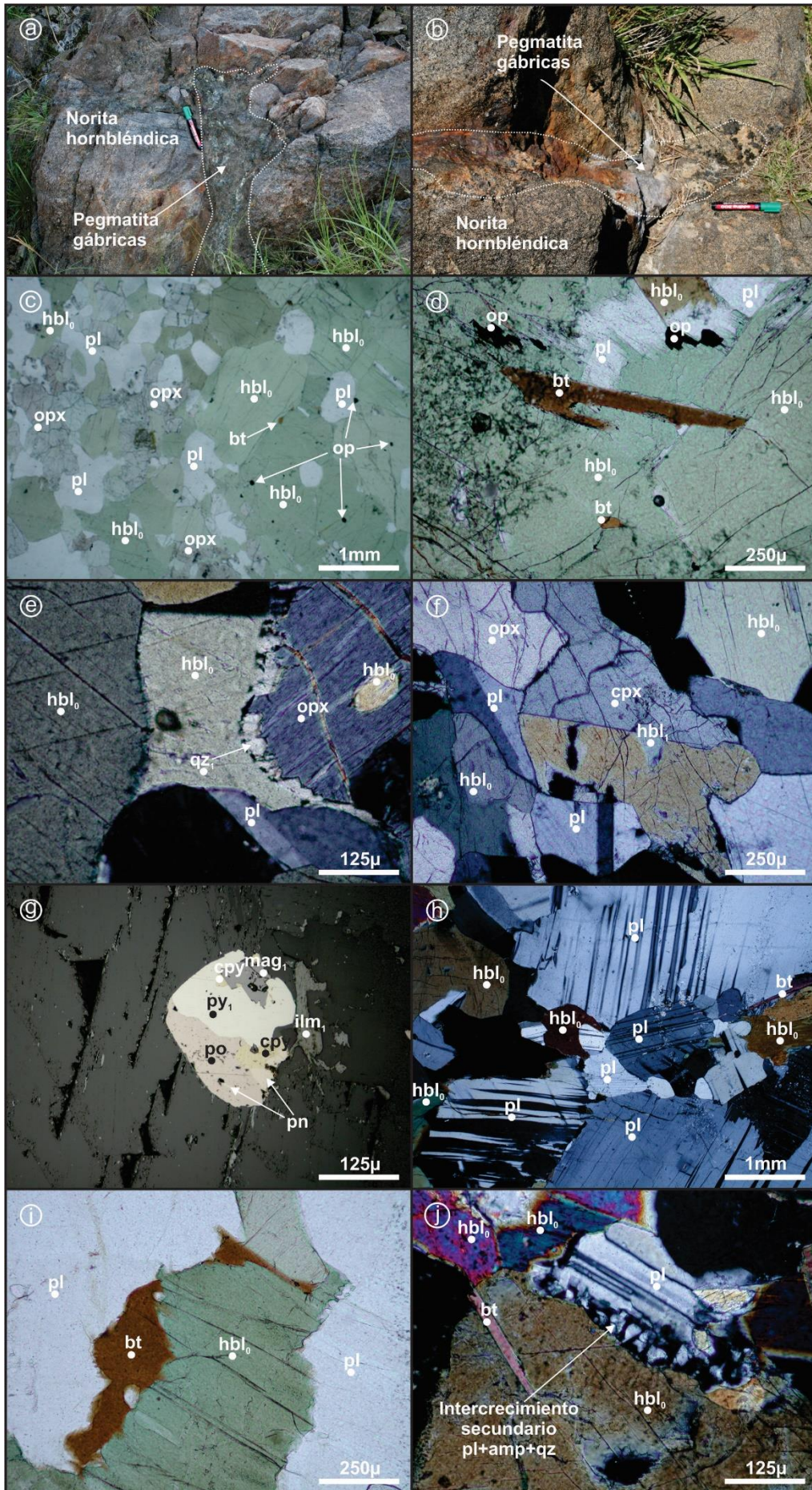
La fase mineral petrogenética de menor abundancia está representada por cristales clinopiroxeno, los cuales se hallan en proporciones modales inferiores a 5 %, son anhedrales y de dimensiones entre 0,3 y 0,8 mm. Ocasionalmente estos cristales poseen maclas simples y reemplazos parciales de hornblenda primaria a partir del interior del cristal (Fig. 6.10f).

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial, y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa. Aquellos dispuestos en posiciones intersticiales están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,25 mm con calcopirita asociada, exsoluciones tipo *flame* de pentlandita y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria e ilmenita secundaria (Fig. 6.10g), y por cristales anhedrales de calcopirita de hasta 0,1 mm, los cuales presentan reemplazos parciales de pirita secundaria, ilmenita secundaria y magnetita secundaria.

6.2.3.2.2. *Pegmatitas gábricas*

En afloramiento presentan un aspecto granudo y tonalidad gris clara a media (Fig. 6.10a, b). Microscópicamente es posible clasificar estas pegmatitas como leuco-gabroides, los cuales tienen una textura xenomórfica inequigranular de grano medio a grueso conformada por cristales que alcanzan 1,2 cm y una asociación mineral petrogenética compuesta por pl+hbl+cpx (Fig. 6.10h).

Los cristales de plagioclasa comprenden hasta el 80 % de la proporción modal de estas rocas. Estos cristales son anhedrales, pueden alcanzar tamaños de hasta 1,2 cm y presentan maclas de tipo polisintéticas. En ocasiones contienen inclusiones de muscovita de hasta 0,12 mm y de magnetita primaria de hasta 0,25 mm.



6.10. Fotografías de la UNH-Vi. a, b) Fotografías de los afloramientos de la UNH-Vi, en las cuales se observan las noritas hornbléndicas atravesadas por pegmatitas gábricas. Noritas hornbléndicas: c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de la roca; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se presenta un cristal hornblenda primaria (hbl_0) reemplazado parcialmente por biotita; e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un borde de reacción en el contacto entre un cristal de ortopiroxeno y un cristal de hornblenda primaria, el cual presenta un fino intercrecimiento secundario de cuarzo microcristalino; f) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra un cristal de clinopiroxeno con macla simple y reemplazo parcial de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir del interior del cristal; g) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de pirrotina con calcopirita asociada, exsoluciones de pentlandita y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria (py_1) y magnetita secundaria (mag_1). Pegmatita gábrica: h) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de la roca; i) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de hornblenda primaria reemplazado pseudomórficamente por biotita a partir de los bordes cristalinos; j) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra un borde de reacción en el contacto entre un cristal de hornblenda primaria y un cristal de plagioclasa, constituido por un fino intercrecimiento secundario de plagioclasa, anfíbol y cuarzo.

Los cristales de hornblenda primaria alcanzan proporciones modales de hasta 12 %, son anhedrales y de tamaño variable entre 0,6 y 1,6 mm. Eventualmente presentan reemplazos de biotita a partir de los bordes cristalinos (Fig. 6.10i), bordes de reacción en los contactos con los cristales de plagioclasa, los cuales están constituidos por un fino intercrecimiento secundario de plagioclasa, anfíbol y cuarzo (Fig. 6.10j), e inclusiones de pirita primaria de hasta 0,15 mm, las cuales son reemplazadas parcialmente por magnetita secundaria.

Las fases minerales de menor abundancia están representadas por cristales anhedrales de clinopiroxeno que no superan el 6 % de la proporción modal de estas rocas, los cuales alcanzan dimensiones de hasta 1,2 mm y contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,07 mm; y por cristales subhedrales de biotita que alcanzan proporciones modales de hasta 2 % y tamaños variables entre 0,2 y 0,8 mm.

6.2.3.3. Unidad Gabronorítica (UGN-Vi)

Esta unidad se localiza en la porción norte del cuerpo intrusivo y está limitada al este por rocas metamórficas, al suroeste por una zona de falla que la separa de la UG-Vi del sector central y al noroeste por una zona de falla que la separa de la UB-Vi y de las metamorfitas encajantes (Fig. 6.1). En afloramiento presentan aspecto masivo (Fig.6.11a). Microscópicamente es posible clasificar estas rocas como noritas hornbléndicas, las cuales presentan una textura xenomórfica inequigranular fina a media conformada por cristales de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,4 mm, y una asociación mineral petrogenética compuesta por $hbl_0+pl+opx+cpx$ (Fig. 6.11b).

Los cristales de hornblenda primaria representan la fase mineral de mayor abundancia en estas rocas, alcanzando proporciones modales de hasta 40 %. Son anhedrales, de dimensiones variables entre 0,28 y 1,4 mm, frecuentemente contienen inclusiones de cristales de apatito de hasta 0,02 mm (Fig. 6.11c) y en menor medida inclusiones de pirita primaria de hasta 0,05 mm. Ocasionalmente los cristales de hornblenda primaria poseen reemplazos parciales de antofilita a partir de los planos de clivaje.

Los cristales de plagioclasa alcanzan proporciones modales de hasta 30 %, son anhedrales y de tamaños variables entre 0,2 y 1,2 mm. Presentan maclado polisintético y contienen abundantes inclusiones de apatito de hasta 0,175 mm (Fig. 6.11d), y en menor medida de hornblenda primaria de hasta 0,2 mm y de pirrotina de hasta 0,06 mm. Estas últimas suelen presentar reemplazos parciales de ilmenita secundaria y magnetita secundaria a partir de los bordes cristalinos.

Los cristales de ortopiroxeno alcanzan proporciones modales de hasta 26 %, son anhedrales y de dimensiones variables entre 0,4 y 1,2 mm. Estos cristales contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa y hornblenda primaria, las cuales alcanzan los 0,4 mm, y de cristales de pirrotina de hasta 0,14 mm reemplazados pseudomórficamente casi en su totalidad por magnetita secundaria. Ocasionalmente presentan reemplazos de antofilita a partir de los planos de clivaje.

Los cristales de clinopiroxeno son muy escasos, evidenciando proporciones modales que no superan el 4 %. Son anhedrales, alcanzan tamaños de hasta 0,7 mm y frecuentemente contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa y hornblenda primaria, las cuales pueden alcanzar dimensiones de hasta 0,1 mm y 0,05 mm, respectivamente.

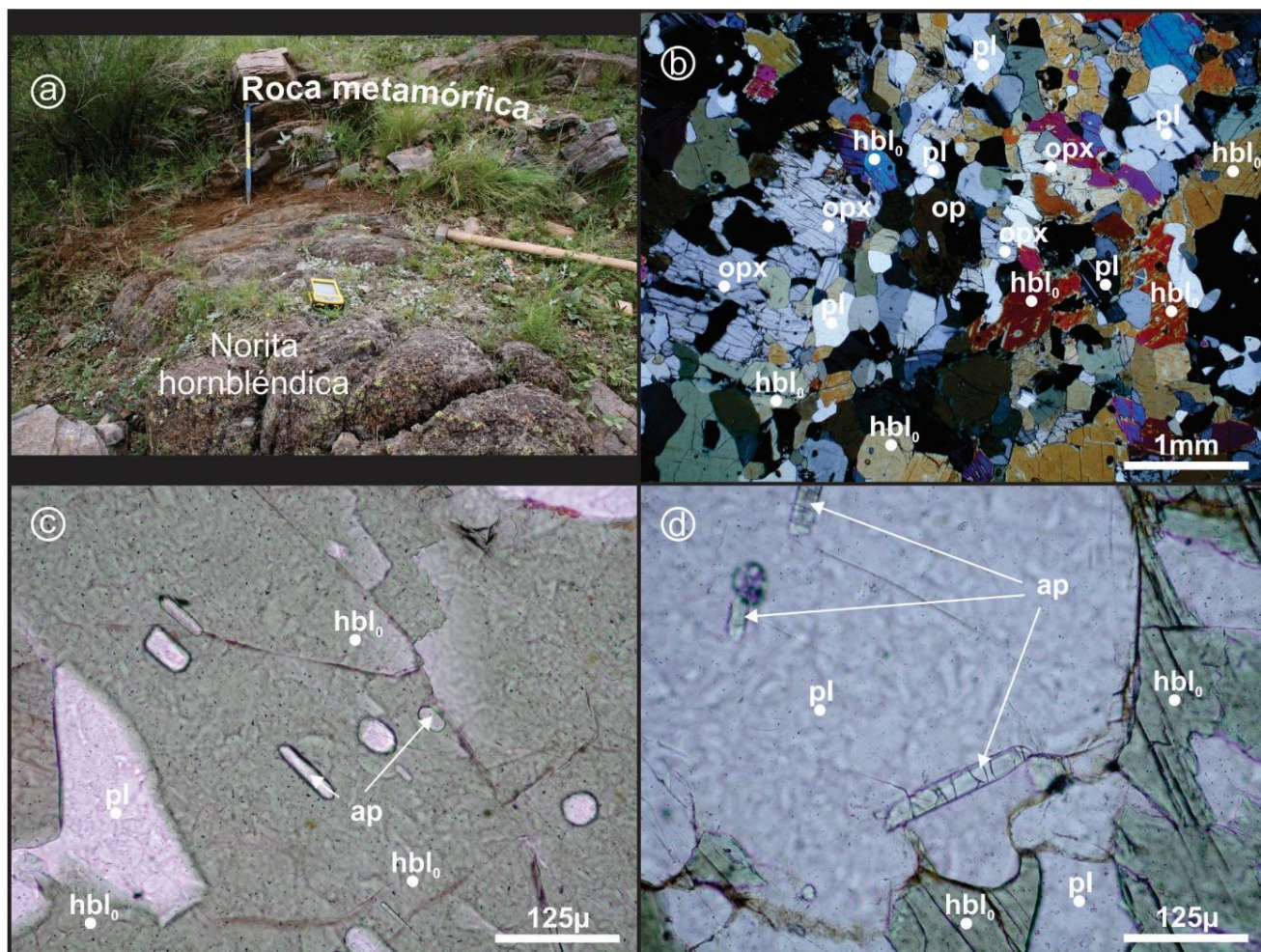


Figura 6.11. Fotografías de la UGN-Vi. a) Afloramientos de la UGN-Vi; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que conforman esta unidad; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de hornblenda primaria (hbl_0) con inclusiones de apatito; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un cristal de plagioclasa con inclusiones de apatito

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial, y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria, plagioclasa y ortopiroxeno. Aquellos dispuestos en los intersticios de las fases silicatadas

están representados por cristales de pirita primaria y calcopirita, ambos de hasta 0,3 mm, los cuales evidencian reemplazos pseudomórficos casi totales de magnetita secundaria y/o ilmenita secundaria.

6.3. Química mineral

A continuación se detallan los resultados obtenidos a partir del análisis de química mineral de elementos mayoritarios realizados en los minerales formadores de roca de las muestras correspondientes a la UEM-Vi (meta-hornblenditas y piroxenitas) del sector este, a la UPME-Vi (piroxenitas) y a la UG-Vi (noritas hornbléndicas) del sector central, y a la UB-Vi (noritas hornbléndicas), a la UNH-Vi (Noritas hornbléndicas y pegmatitas gabroicas) y a la UGN-Vi (noritas hornbléndicas) del sector oeste. En los cuadros 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5 se presentan las concentraciones mínimas y máximas en cada una de las muestras analizadas. La totalidad de los resultados obtenidos se muestran en los anexos 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 (*Cd-Rom*).

6.3.1.1. Anfíbol

De acuerdo con la clasificación de anfíboles propuesta por Leake *et al.* (1997), los cristales de hornblenda primaria analizados en la mayoría de las unidades estratigráficas que conforman el cuerpo intrusivo Virorco corresponden a Mg-hornblenda. Una excepción a esto son los cristales analizados en la UEM-Vi, cuya composición varía entre hornblenda-tschemarkítica (Tsch-hornblenda) y Mg-hornblenda en las rocas meta-hornbléndicas, y entre tschemarkita y Tsch-hornblenda en las rocas piroxeníticas. Asimismo en las pegmatitas gábricas de la UNH-Vi, los cristales de anfíbol clasifican como Tsch-hornblenda (Fig. 6.12a; Cuadro 6.2).

La concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO evidencia una correlación negativa entre dichos elementos en todas las unidades que conforman el cuerpo intrusivo Virorco (Fig. 6.12b). La UEM-Vi presenta valores de #Mg que están comprendidos entre 0,69 y 0,73 en el caso de las rocas meta-

hornblendíticas y entre 0,72 y 0,76 en el caso de las rocas piroxeníticas. En lo que respecta a las unidades del sector central, el valor de #Mg varía entre 0,78 y 0,81 en la UPME-Vi, y entre 0,73 y 0,78 en la UG-Vi. En tanto, las unidades del sector oeste presentan valores de #Mg comprendidos entre 0,74 y 0,76 en la unidad UB-Vi, entre 0,67 y 0,69 en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi, entre 0,63 y 0,66 en las pegmatitas gábricas de la UNH-Vi, y entre 0,69 y 0,72 en la UGN-Vi (Cuadro 6.2).

6.3.1.2. Ortopiroxeno

Los cristales de ortopiroxeno analizados en las diferentes unidades que componen el cuerpo intrusivo Virorco son de tipo enstatita (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 6.12c). La composición de estos cristales es $\text{En}_{(72,55-73,80)}\text{Fs}_{(25,51-27,08)}\text{Wo}_{(0,32-0,67)}$ en las piroxenitas de la UEM-Vi, $\text{En}_{(74,67-76,45)}\text{Fs}_{(22,8-24,74)}\text{Wo}_{(0,59-0,92)}$ en la UPME-Vi, $\text{En}_{(69,31-73,46)}\text{Fs}_{(25,84-29,36)}\text{Wo}_{(0,41-1,05)}$ en la UG-Vi, $\text{En}_{(71,04-71,99)}\text{Fs}_{(27,39-28,09)}\text{Wo}_{(0,48-0,95)}$ en la UB-Vi, $\text{En}_{(62,63-64,21)}\text{Fs}_{(34,7-36,31)}\text{Wo}_{(0,92-1,09)}$ en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi y $\text{En}_{(63,24-64,7)}\text{Fs}_{(34,23-35,78)}\text{Wo}_{(0,98-1,07)}$ en la UGN-Vi (Cuadro 6.3).

En la figura 6.12d se representa la concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO en los cristales de ortopiroxeno, la cual evidencia una correlación negativa en las rocas que componen las diferentes unidades estratigráficas de este cuerpo intrusivo. El valor de #Mg de los cristales de ortopiroxeno varía entre 0,74 y 0,77 en las piroxenitas de la UEM-Vi, entre 0,75 y 0,79 en la UPME-Vi, entre 0,70 y 0,75 en la UG-Vi, entre 0,73 y 0,74 en la UB-Vi, entre 0,64 y 0,66 en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi y entre 0,64 y 0,65 en la UGN-Vi (Cuadro 6.3).

Cuadro 6.2. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.

| Muestra | UEM3 | | UEM1B | | UPME57 | | UPME67 | | UG34 | | UG32B | | UG14 | | UB41 | | UNH19A | | UNH19B | | UGN48C | |
|--|-------------------|--------|------------------------------------|----------|---|--------|--------|--------|--|--------|--------|--------|-----------------------|--------|-----------------------|--------|---------------------|--------|-----------------------|----------|--------|--------|
| Sector | este | | | | central | | | | | | | | oeste | | | | | | | | | |
| Unidad | UME-Vi | | | | UPME-Vi | | | | UG-Vi | | | | UB-Vi | | UNH-Vi | | | | UGN-Vi | | | |
| Litología | meta-hornblendita | | ortopiroxenitas hornbléndicas c/pl | | piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa | | | | noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | | | | noritas hornbléndicas | | noritas hornbléndicas | | pegmatitas gábricas | | noritas hornbléndicas | | | |
| Mineral | Anfibol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 45,37 | 46,78 | 43,86 | 46,13 | 47,12 | 49,35 | 47,29 | 48,40 | 48,69 | 49,14 | 47,39 | 47,88 | 46,53 | 46,99 | 46,34 | 46,75 | 44,78 | 45,96 | 43,86 | 45,08 | 46,67 | 48,57 |
| TiO ₂ | 0,87 | 1,35 | 1,17 | 1,46 | 0,62 | 1,27 | 1,00 | 1,15 | 0,91 | 1,01 | 1,24 | 1,33 | 0,96 | 1,39 | 1,20 | 1,43 | 1,07 | 1,27 | 1,19 | 1,74 | 0,77 | 1,17 |
| Al ₂ O ₃ | 11,52 | 12,29 | 11,91 | 13,83 | 7,68 | 9,57 | 9,10 | 10,39 | 7,73 | 8,57 | 8,94 | 9,19 | 10,61 | 11,30 | 10,65 | 11,06 | 10,00 | 10,86 | 10,24 | 11,25 | 8,72 | 9,89 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,25 | 0,50 | 0,37 | 0,52 | 0,20 | 0,57 | 0,47 | 0,70 | 0,14 | 0,23 | 0,53 | 0,65 | 0,22 | 0,33 | 0,14 | 0,27 | 0,12 | 0,26 | 0,05 | 0,22 | 0,08 | 0,22 |
| MnO | 0,12 | 0,18 | 0,13 | 0,20 | 0,08 | 0,14 | 0,08 | 0,14 | 0,08 | 0,18 | 0,11 | 0,16 | 0,09 | 0,19 | 0,12 | 0,17 | 0,09 | 0,15 | 0,12 | 0,16 | 0,14 | 0,23 |
| FeO _{total} | 9,54 | 11,29 | 8,92 | 9,96 | 6,95 | 8,26 | 6,93 | 7,85 | 8,87 | 9,71 | 8,26 | 8,50 | 9,80 | 10,25 | 8,86 | 9,84 | 10,99 | 12,03 | 12,27 | 13,24 | 11,21 | 11,78 |
| ZnO | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,01 | 0,07 | 0,02 | 0,21 |
| MgO | 13,99 | 15,02 | 14,48 | 15,86 | 16,44 | 17,70 | 17,12 | 17,49 | 16,14 | 16,58 | 15,99 | 16,43 | 15,50 | 15,51 | 15,44 | 16,04 | 13,62 | 13,94 | 12,48 | 13,20 | 14,87 | 15,86 |
| CaO | 10,19 | 11,36 | 11,21 | 11,92 | 12,17 | 12,62 | 12,25 | 12,69 | 11,77 | 12,20 | 11,75 | 11,85 | 11,15 | 11,41 | 11,54 | 11,93 | 11,96 | 12,53 | 12,03 | 12,64 | 11,07 | 11,54 |
| Na ₂ O | 1,15 | 1,40 | 1,16 | 1,53 | 0,83 | 1,08 | 0,98 | 1,19 | 0,88 | 1,03 | 0,94 | 1,12 | 1,14 | 1,18 | 1,11 | 1,23 | 1,08 | 1,21 | 1,01 | 1,26 | 1,05 | 1,28 |
| K ₂ O | 0,30 | 0,50 | 0,39 | 0,49 | 0,40 | 0,59 | 0,21 | 0,31 | 0,43 | 0,51 | 0,42 | 0,48 | 0,33 | 0,43 | 0,63 | 0,77 | 0,94 | 1,19 | 1,15 | 1,52 | 0,67 | 0,88 |
| NiO | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,09 | 0,02 | 0,09 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 |
| Cationes calculados en base a 23 oxígenos y 15 cationes +K +Na | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,59 | 6,74 | 6,35 | 6,86 | 6,79 | 7,27 | 6,66 | 7,04 | 6,98 | 7,05 | 6,86 | 6,88 | 6,71 | 6,73 | 6,67 | 6,97 | 6,62 | 6,75 | 6,51 | 6,65 | 6,77 | 6,94 |
| Ti | 0,09 | 0,15 | 0,13 | 0,16 | 0,07 | 0,14 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,11 | 0,13 | 0,14 | 0,10 | 0,15 | 0,13 | 0,15 | 0,12 | 0,14 | 0,13 | 0,19 | 0,08 | 0,13 |
| Al | 1,95 | 2,10 | 2,01 | 2,36 | 1,30 | 1,63 | 1,52 | 1,73 | 1,31 | 1,44 | 1,52 | 1,57 | 1,80 | 1,91 | 1,81 | 1,93 | 1,73 | 1,89 | 1,79 | 1,97 | 1,47 | 1,69 |
| Cr | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,06 | 0,02 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,07 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,03 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 |
| Fe ²⁺ | 1,14 | 1,37 | 1,07 | 1,20 | 0,82 | 1,00 | 0,82 | 0,95 | 1,06 | 1,17 | 1,00 | 1,03 | 1,17 | 1,23 | 1,07 | 1,19 | 1,35 | 1,49 | 1,52 | 1,64 | 1,34 | 1,44 |
| Zn | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| Mg | 3,03 | 3,24 | 3,12 | 3,48 | 3,53 | 3,86 | 3,59 | 3,82 | 3,46 | 3,54 | 3,45 | 3,55 | 3,31 | 3,33 | 3,32 | 3,51 | 3,00 | 3,06 | 2,76 | 2,91 | 3,21 | 3,38 |
| Ca | 1,58 | 1,76 | 1,71 | 1,88 | 1,87 | 1,97 | 1,87 | 2,03 | 1,81 | 1,87 | 1,81 | 1,83 | 1,72 | 1,75 | 1,78 | 1,88 | 1,90 | 1,97 | 1,91 | 2,01 | 1,72 | 1,77 |
| Na | 0,32 | 0,39 | 0,32 | 0,43 | 0,23 | 0,30 | 0,27 | 0,34 | 0,24 | 0,29 | 0,27 | 0,31 | 0,32 | 0,33 | 0,31 | 0,34 | 0,31 | 0,34 | 0,29 | 0,36 | 0,29 | 0,36 |
| K | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,11 | 0,04 | 0,05 | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,08 | 0,12 | 0,14 | 0,18 | 0,22 | 0,22 | 0,29 | 0,12 | 0,16 |
| Ni | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Mg# | 0,69 | 0,73 | 0,72 | 0,76 | 0,78 | 0,82 | 0,80 | 0,81 | 0,75 | 0,77 | 0,77 | 0,78 | 0,73 | 0,74 | 0,74 | 0,76 | 0,67 | 0,69 | 0,63 | 0,66 | 0,69 | 0,72 |
| | Tsch-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Tsch-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Tsch-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl |

Cuadro 6.3. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.

| Muestra | UEM1B | | UPME57 | | UPME67 | | UG34 | | UG32B | | UG14 | | UB41 | | UNH19A | | UGN48C | |
|--|------------------------------------|-----------|---|-----------|-----------|-----------|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|
| Sector | este | | central | | | | | | | | | | | | oeste | | | |
| Unidad | UEM-Vi | | UPME-Vi | | | | UG-Vi | | | | | | UB-Vi | | UNH-Vi | | UGN-Vi | |
| Litología | ortopiroxenitas hornbléndicas c/pl | | piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa | | | | noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | | | | | | noritas hornbléndicas | | noritas hornbléndicas | | noritas hornbléndicas | |
| Mineral | Ortopiroxeno | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 52,97 | 53,51 | 53,94 | 54,67 | 54,02 | 54,33 | 53,60 | 53,95 | 53,89 | 54,40 | 53,44 | 53,68 | 53,22 | 53,79 | 51,99 | 52,58 | 52,43 | 53,58 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,13 | 0,03 | 0,10 | 0,03 | 0,11 | 0,05 | 0,09 | 0,07 | 0,15 | 0,10 | 0,63 | 0,03 | 0,08 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,10 |
| Al ₂ O ₃ | 2,78 | 3,02 | 1,43 | 1,69 | 1,89 | 2,12 | 1,22 | 1,49 | 1,64 | 1,87 | 2,32 | 2,52 | 1,64 | 1,90 | 1,33 | 1,43 | 1,16 | 1,21 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,09 | 0,14 | 0,03 | 0,14 | 0,11 | 0,15 | 0,00 | 0,06 | 0,06 | 0,16 | 0,04 | 0,07 | 0,00 | 0,06 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,05 |
| FeO _{total} | 16,59 | 17,42 | 15,40 | 16,02 | 15,01 | 15,60 | 18,87 | 19,12 | 16,87 | 17,32 | 18,07 | 18,17 | 17,77 | 18,26 | 22,07 | 22,66 | 21,71 | 22,43 |
| MnO | 0,34 | 0,42 | 0,35 | 0,43 | 0,33 | 0,41 | 0,45 | 0,50 | 0,33 | 0,44 | 0,36 | 0,43 | 0,44 | 0,51 | 0,52 | 0,58 | 0,81 | 0,88 |
| MgO | 26,11 | 27,05 | 27,11 | 27,93 | 27,99 | 28,40 | 24,92 | 25,21 | 26,00 | 27,03 | 25,05 | 25,68 | 25,88 | 26,18 | 21,86 | 22,91 | 22,24 | 23,02 |
| NiO | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| CaO | 0,16 | 0,35 | 0,30 | 0,41 | 0,35 | 0,48 | 0,43 | 0,53 | 0,29 | 0,36 | 0,20 | 0,30 | 0,24 | 0,48 | 0,45 | 0,54 | 0,48 | 0,53 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Total | 99,75 | 100,89 | 99,52 | 100,43 | 100,36 | 101,28 | 99,90 | 100,58 | 100,00 | 100,93 | 100,46 | 100,73 | 100,10 | 100,47 | 99,02 | 100,21 | 99,83 | 100,96 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,90 | 1,93 | 1,95 | 1,96 | 1,92 | 1,94 | 1,96 | 1,97 | 1,94 | 1,96 | 1,95 | 1,94 | 1,93 | 1,95 | 1,95 | 1,96 | 1,96 | 1,97 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,12 | 0,13 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,05 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,11 | 0,10 | 0,07 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,05 | 0,05 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,03 |
| Fe ²⁺ | 0,44 | 0,50 | 0,43 | 0,48 | 0,39 | 0,42 | 0,56 | 0,58 | 0,48 | 0,53 | 0,55 | 0,52 | 0,49 | 0,52 | 0,64 | 0,69 | 0,66 | 0,69 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| Mg | 1,41 | 1,44 | 1,46 | 1,49 | 1,49 | 1,50 | 1,35 | 1,37 | 1,41 | 1,44 | 1,35 | 1,39 | 1,40 | 1,41 | 1,23 | 1,27 | 1,23 | 1,26 |
| Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| #Mg | 0,74 | 0,77 | 0,75 | 0,77 | 0,78 | 0,79 | 0,70 | 0,71 | 0,73 | 0,75 | 0,71 | 0,73 | 0,73 | 0,74 | 0,64 | 0,66 | 0,64 | 0,65 |
| En | 72,55 | 73,80 | 74,67 | 75,71 | 75,66 | 76,45 | 69,31 | 69,59 | 72,33 | 73,46 | 70,79 | 71,27 | 71,04 | 71,99 | 62,63 | 64,21 | 63,24 | 64,70 |
| Fs | 25,51 | 27,08 | 23,49 | 24,74 | 22,80 | 23,42 | 29,36 | 29,83 | 25,84 | 27,02 | 28,80 | 28,13 | 27,39 | 28,09 | 34,70 | 36,31 | 34,23 | 35,78 |
| Wo | 0,32 | 0,69 | 0,59 | 0,80 | 0,68 | 0,92 | 0,86 | 1,05 | 0,57 | 0,70 | 0,41 | 0,60 | 0,48 | 0,95 | 0,92 | 1,09 | 0,98 | 1,07 |
| | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita |

6.3.1.3. Clinopiroxeno

Esta fase mineral es escasa en muchas de las unidades estratigráficas que componen el cuerpo intrusivo Virorco, es por ello, que solo pudo ser analizada en las unidades UPME-Vi, UG-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi. En estas, los cristales de clinopiroxeno clasifican como diópsido (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 6.12e) y su composición es $\text{En}_{(43,73-44,81)} \text{Fs}_{(7,82-8,7)} \text{Wo}_{(46,79-48,45)}$ en la UPME-Vi, $\text{En}_{(42,34-42,74)} \text{Fs}_{(9,59-10,34)} \text{Wo}_{(47,08-47,78)}$ en la UG-Vi, $\text{En}_{(39,2-39,75)} \text{Fs}_{(11,30-12,98)} \text{Wo}_{(47,82-48,95)}$ en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi, $\text{En}_{(37,42-38,97)} \text{Fs}_{(13,12-14,26)} \text{Wo}_{(47,91-48,47)}$ en las pegmatitas gábricas de la UNH-Vi y $\text{En}_{(42,28-42,86)} \text{Fs}_{(12,51-12,71)} \text{Wo}_{(44-63-45,02)}$ en la UGN-Vi (Cuadro 6.4).

El diagrama binario $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO presenta una tendencia de correlación negativa en las rocas analizadas de las diferentes unidades estratigráficas (Fig. 6.12f). En estas rocas el #Mg varía entre 0,86 y 0,91 en la UPME-Vi, entre 0,81 y 0,85 en la UG-Vi, entre 0,82 y 0,85 en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi, entre 0,78 y 0,83 en las pegmatitas gábricas de la UNH-Vi y entre 0,77 y 0,78 en la UGN-Vi (Cuadro 6.4).

6.3.1.4. Plagioclasa

A excepción de los cristales de plagioclasa contenidos en la UPME-Vi, los cuales clasifican como anortita (Deer *et al.* 1992), el resto de los cristales analizados en las diferentes unidades estratigráficas clasifican principalmente como bitownita (Deer *et al.* 1992) (Fig. 6.12g). Sus proporciones son $\text{An}_{(89,08-90,21)} \text{Ab}_{(9,76-10,79)} \text{Or}_{(0-0,13)}$ en las piroxenitas de la UEM-Vi, $\text{An}_{(92,46-93,81)} \text{Ab}_{(6,08-7,4)} \text{Or}_{(0,1-0,22)}$ en la UPME-Vi, $\text{An}_{(87,73-89,13)} \text{Ab}_{(10,84-12,27)} \text{Or}_{(0-0,13)}$ en la UG-Vi, $\text{An}_{(85,26-86,36)} \text{Ab}_{(13,46-14,48)} \text{Or}_{(0,06-0,26)}$ en la UB-Vi, $\text{An}_{(82,96-83,52)} \text{Ab}_{(16,28-17,14)} \text{Or}_{(0,02-0,3)}$ en las noritas hornbléndicas de la UNH-Vi, $\text{An}_{(71,44-75,48)} \text{Ab}_{(23,99-28,19)} \text{Or}_{(0,37-0,95)}$ en las pegmatitas gábricas de la UNH-Vi y $\text{An}_{(73,74-79,84)} \text{Ab}_{(19,8-25,93)} \text{Or}_{(0,3-0,55)}$ en la UGN-Vi (Cuadro 6.5).

En la figura 6.12h se puede observar que la concentración de CaO *versus* Na₂O en los cristales de plagioclasa de las diferentes unidades presenta una correlación con tendencia negativa.

Cuadro 6.4. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.

| Muestra | UPME57 | | UPME67 | | UG34 | | UNH19A | | UNH19B | | UGN48C | |
|--|---|----------|----------|----------|--|----------|-----------------------|----------|---------------------|----------|-----------------------|----------|
| Sector | central | | | | | | oeste | | | | | |
| Unidad | UPME-Vi | | | | UG-Vi | | UNH-Vi | | | | UGN-Vi | |
| Litología | piroxenitas hornbléndicas con plagioclasa | | | | noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | | noritas hornbléndicas | | pegmatitas gábricas | | noritas hornbléndicas | |
| Mineral | Clinopiroxeno | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 52,61 | 53,33 | 52,28 | 53,00 | 52,88 | 53,36 | 51,86 | 52,47 | 51,31 | 52,10 | 53,32 | 53,53 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,20 | 0,28 | 0,32 | 0,12 | 0,19 | 0,10 | 0,11 | 0,15 | 0,19 | 0,10 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 1,66 | 1,91 | 2,25 | 2,59 | 1,66 | 1,84 | 1,75 | 1,98 | 1,61 | 2,04 | 1,78 | 1,80 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,10 | 0,23 | 0,17 | 0,21 | 0,04 | 0,09 | 0,02 | 0,06 | 0,02 | 0,11 | 0,03 | 0,09 |
| FeO _{total} | 4,96 | 5,37 | 5,17 | 5,55 | 6,04 | 6,48 | 7,20 | 8,20 | 8,24 | 8,92 | 7,78 | 7,85 |
| MnO | 0,15 | 0,21 | 0,15 | 0,21 | 0,17 | 0,24 | 0,19 | 0,23 | 0,23 | 0,27 | 0,36 | 0,43 |
| MgO | 15,52 | 15,85 | 15,80 | 16,08 | 14,88 | 15,05 | 13,89 | 14,20 | 13,14 | 13,73 | 14,65 | 15,01 |
| CaO | 23,23 | 24,00 | 23,27 | 24,00 | 23,06 | 23,47 | 23,58 | 24,33 | 23,48 | 23,61 | 21,66 | 21,75 |
| NiO | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,03 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,28 | 0,18 | 0,25 | 0,25 | 0,35 | 0,31 | 0,35 | 0,37 | 0,45 | 0,33 | 0,39 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 99,37 | 100,01 | 100,46 | 101,23 | 99,81 | 100,42 | 100,28 | 100,63 | 99,53 | 100,21 | 100,21 | 100,69 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,94 | 1,96 | 1,91 | 1,92 | 1,95 | 1,96 | 1,92 | 1,93 | 1,92 | 1,94 | 1,96 | 1,97 |
| Ti | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,11 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,07 | 0,09 | 0,08 | 0,08 |
| Cr | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,01 | 0,04 | 0,08 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 0,00 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | 0,10 | 0,14 | 0,09 | 0,10 | 0,15 | 0,19 | 0,14 | 0,17 | 0,16 | 0,21 | 0,23 | 0,24 |
| Mn ²⁺ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 0,85 | 0,87 | 0,86 | 0,87 | 0,82 | 0,83 | 0,77 | 0,78 | 0,73 | 0,76 | 0,81 | 0,82 |
| Ca | 0,92 | 0,94 | 0,91 | 0,93 | 0,91 | 0,93 | 0,94 | 0,96 | 0,93 | 0,94 | 0,86 | 0,86 |
| Ni | 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 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 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 |
| #Mg | 0,86 | 0,89 | 0,89 | 0,91 | 0,81 | 0,85 | 0,82 | 0,85 | 0,78 | 0,83 | 0,77 | 0,78 |
| En | 43,73 | 44,60 | 44,05 | 44,81 | 42,34 | 42,74 | 39,20 | 39,75 | 37,42 | 38,97 | 42,28 | 42,86 |
| Fs | 7,82 | 8,56 | 8,07 | 8,70 | 9,59 | 10,34 | 11,30 | 12,98 | 13,12 | 14,26 | 12,51 | 12,71 |
| Wo | 47,31 | 48,45 | 46,79 | 47,88 | 47,08 | 47,78 | 47,82 | 48,95 | 47,91 | 48,47 | 44,63 | 45,02 |
| | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido | diópsido |

Cuadro 6.5. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.

| Muestra | UEM1B | | UPME57 | | UG34 | | UG32B | | UG14 | | UB41 | | UNH19A | | UNH19B | | UGN48C | |
|---|----------------------------------|----------|---|----------|--|-----------|-----------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|---------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------|-----------|
| Sector | este | | central | | | | | | | | oeste | | | | | | | |
| Unidad | UME-Vi | | UPME-Vi | | UG-Vi | | | | UB-Vi | | UNH-Vi | | | | UGN-Vi | | | |
| | ortopiroxenas hornbléndicas c/pl | | piroxenas hornbléndicas con plagioclasa | | noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | | | | noritas hornbléndicas | | noritas hornbléndicas | | pegmatitas gábricas | | noritas hornbléndicas | | | |
| Mineral | Plagioclasa | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 45,18 | 45,78 | 43,94 | 44,61 | 45,37 | 45,82 | 45,20 | 46,05 | 45,56 | 45,93 | 46,27 | 46,68 | 46,73 | 47,29 | 48,81 | 50,28 | 48,67 | 50,78 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 34,78 | 36,01 | 35,30 | 35,62 | 34,18 | 34,58 | 33,97 | 34,10 | 33,79 | 34,53 | 34,98 | 35,48 | 32,85 | 32,92 | 31,07 | 31,93 | 31,95 | 33,07 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,09 |
| FeO _{total} | 0,08 | 0,18 | 0,10 | 0,21 | 0,08 | 0,22 | 0,10 | 0,12 | 0,06 | 0,16 | 0,07 | 0,21 | 0,12 | 0,19 | 0,12 | 0,21 | 0,05 | 0,21 |
| MnO | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,05 |
| MgO | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,14 | 0,02 | 0,07 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,20 |
| CaO | 18,48 | 18,81 | 18,84 | 19,23 | 18,34 | 18,48 | 18,27 | 18,47 | 18,42 | 18,54 | 17,54 | 17,84 | 17,24 | 17,54 | 14,83 | 15,84 | 14,69 | 15,85 |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 |
| Na ₂ O | 1,12 | 1,24 | 0,69 | 0,83 | 1,24 | 1,28 | 1,27 | 1,41 | 1,28 | 1,41 | 1,54 | 1,65 | 1,89 | 1,98 | 2,75 | 3,23 | 2,17 | 2,86 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,07 | 0,17 | 0,05 | 0,09 |
| Total | 100,00 | 101,81 | 99,35 | 99,95 | 99,32 | 100,30 | 99,20 | 99,91 | 99,45 | 100,63 | 100,86 | 101,40 | 99,11 | 99,65 | 99,29 | 99,92 | 99,26 | 100,71 |
| Cationes calculados en base a 16 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,05 | 2,08 | 2,01 | 2,05 | 2,08 | 2,10 | 2,07 | 2,10 | 2,07 | 2,10 | 2,08 | 2,11 | 2,14 | 2,17 | 2,22 | 2,30 | 2,24 | 2,31 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 1,86 | 1,90 | 1,92 | 1,92 | 1,85 | 1,86 | 1,83 | 1,84 | 1,83 | 1,84 | 1,86 | 1,88 | 1,77 | 1,78 | 1,67 | 1,71 | 1,71 | 1,77 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,04 | 0,06 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,02 | 0,05 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Mn ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Ca | 0,89 | 0,92 | 0,93 | 0,94 | 0,90 | 0,91 | 0,89 | 0,91 | 0,90 | 0,91 | 0,85 | 0,86 | 0,85 | 0,86 | 0,73 | 0,77 | 0,72 | 0,78 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,10 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,11 | 0,11 | 0,11 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,14 | 0,17 | 0,18 | 0,24 | 0,29 | 0,19 | 0,25 |
| 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| An | 89,08 | 90,21 | 92,46 | 93,81 | 88,76 | 89,13 | 87,73 | 88,79 | 87,84 | 88,83 | 85,26 | 86,36 | 82,56 | 83,52 | 71,44 | 75,48 | 73,54 | 79,84 |
| Ab | 9,76 | 10,79 | 6,08 | 7,40 | 10,84 | 11,24 | 11,08 | 12,27 | 11,17 | 12,10 | 13,46 | 14,48 | 16,28 | 17,14 | 23,99 | 28,19 | 19,80 | 25,93 |
| Or | 0,00 | 0,13 | 0,10 | 0,22 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,06 | 0,06 | 0,26 | 0,02 | 0,30 | 0,37 | 0,95 | 0,30 | 0,55 |
| | bitownita | anortita | Anortita | Anortita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita | bitownita |

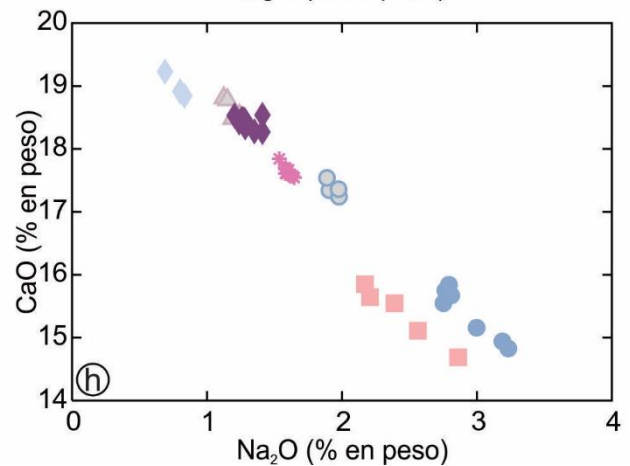
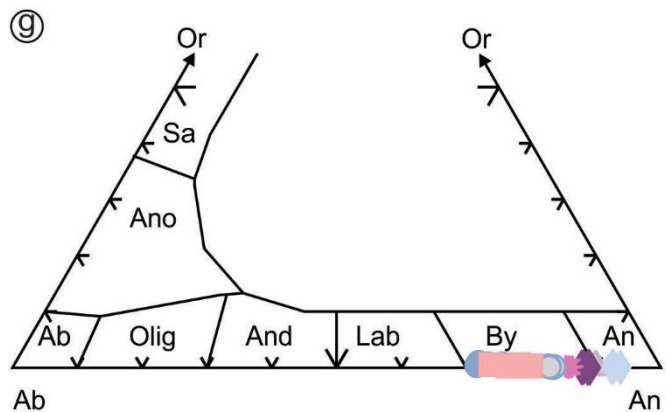
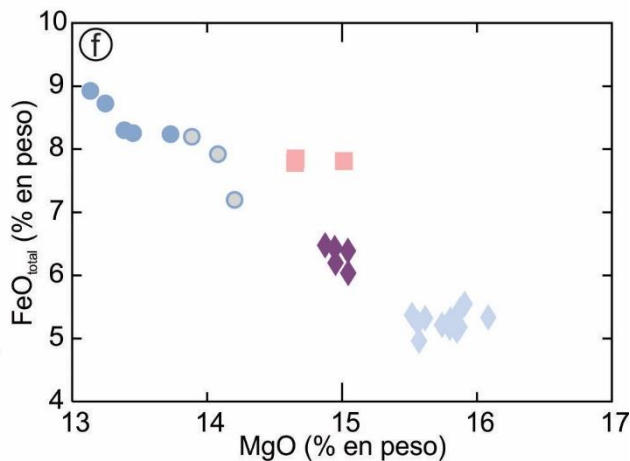
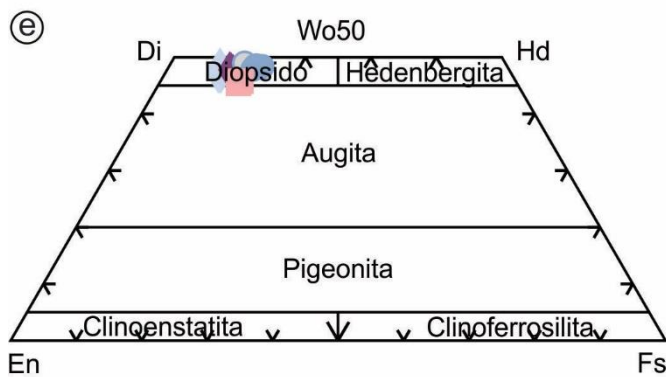
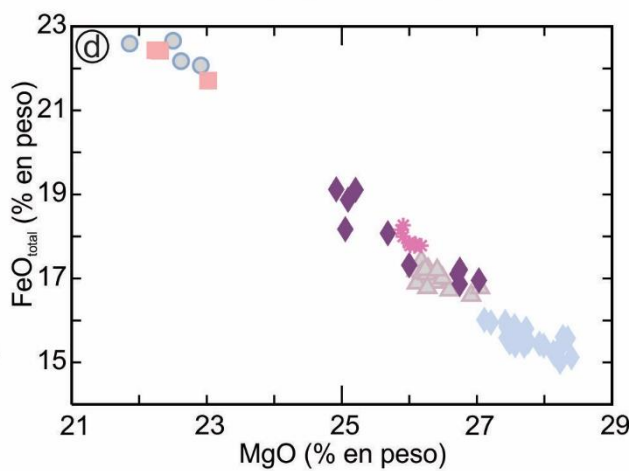
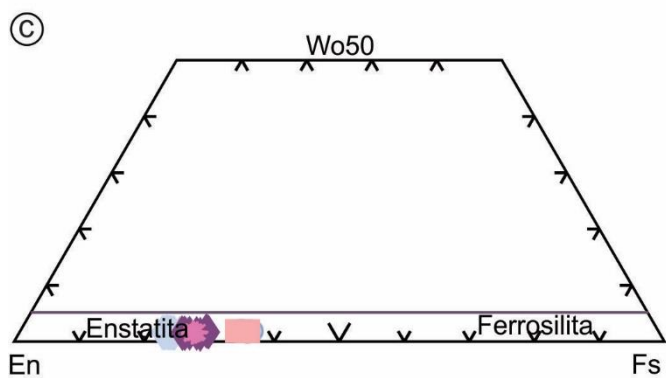
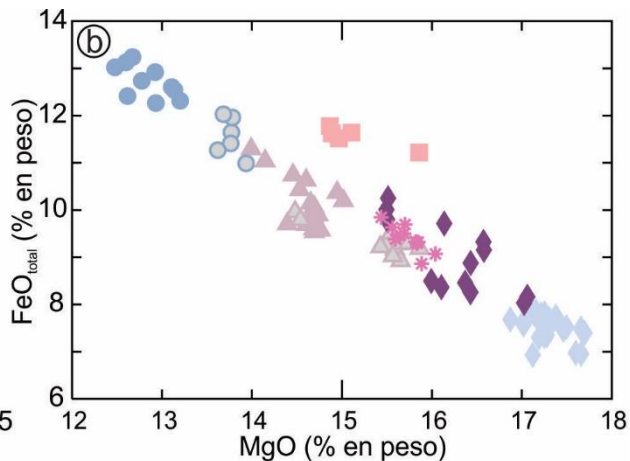
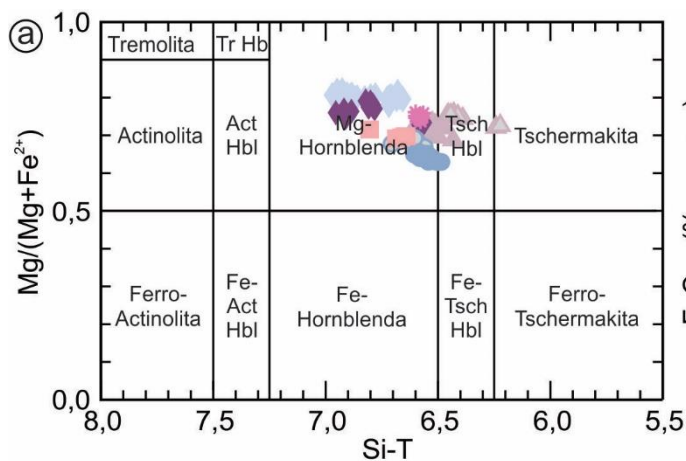


Figura 6.12. a) Diagrama de clasificación de anfíbol según Leake *et al.* (1997); b) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en anfíbol; c) diagrama de clasificación de ortopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); d) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en ortopiroxeno; e) diagrama de clasificación de clinopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); f) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en clinopiroxeno; g) diagrama de clasificación de feldespatos según Deer *et al.* (1992); h) CaO vs. Na_2O en plagioclasa. Simbología indicada en la figura 6.4.

6.4. Geoquímica de roca total.

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total de las muestras estudiadas en cada una de las unidades estratigráficas se presentan en el cuadro 6.6.

6.4.1. Elementos mayoritarios

En la figura 6.13 se representan los contenidos de SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, Al_2O_3 , CaO, y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus MgO (% en peso). En la misma se puede apreciar que el contenido de MgO varía entre 19,17 y 22,54 % en las rocas ultramáficas (UME y UPME-Vi) y entre 11,53 y 19,67 % en las rocas máficas (UG-Vi, UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi), mientras que en las pegmatitas gábricas (UNH-Vi) el valor de MgO es de 6,24 %.

Los diagramas bivariantes de SiO_2 y $\text{FeO}_{\text{total}}$ versus MgO evidencian una tendencia de correlación positiva con concentraciones de estos elementos variables entre 50,1 y 52,71 % de SiO_2 y entre 10,34 y 15,39 % de $\text{FeO}_{\text{total}}$ en las rocas ultramáficas y entre 48,47 y 54,21 % de SiO_2 y entre 5,74 y 12,69 % de $\text{FeO}_{\text{total}}$ en las litologías máficas (Fig. 6.13a, b). En tanto, los elementos Al_2O_3 , CaO y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ presentan tendencias de correlación negativa con el MgO, con concentraciones que en las litologías ultramáficas varían entre 4,06 y 5,91 % para el Al_2O_3 , entre 1,81 y 10,72 % para el CaO y entre 0,32 y 0,76 para el $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ y en las rocas máficas varían entre 7,24 y 20,64 % para el Al_2O_3 , entre 5,04 y 13,26 % para el CaO y entre 0,50 y 2,62 % para el $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 6.13c, d, e).

Cuadro 6.6. Análisis geoquímicos de roca total correspondientes a muestras provenientes de las unidades definidas en el cuerpo intrusivo Virorco.

| Muestra | UEM3 | UEM1A | UPME57 | UPME67 | UG14 | UG34 | UG32B | UB41 | UB43 | UNH19A | UNH19B | UGN48C |
|----------------------------------|-------------------|------------------------------------|--------------------------------|---------|--|--------|---------|-----------------------|--------|-----------------------|---------------------|-----------------------|
| Sector | este | | central | | | | | oeste | | | | |
| Unidad | UEM-Vi | | UPME-Vi | | UG-Vi | | | UB-Vi | | UNH-Vi | | UGN-Vi |
| Litología | meta-hornblendita | ortopiroxenitas hornbléndicas c/pl | piroxenitas hornbléndicas c/pl | | noritas clinopiroxénicas hornblendíferas | | | noritas hornbléndicas | | noritas hornbléndicas | pegmatitas gábricas | noritas hornbléndicas |
| SiO ₂ | 50,21 | 51,10 | 52,71 | 52,24 | 49,48 | 50,30 | 53,08 | 49,07 | 49,35 | 48,55 | 48,47 | 54,21 |
| TiO ₂ | 0,31 | 0,32 | 0,38 | 0,40 | 0,45 | 0,24 | 0,37 | 0,58 | 0,55 | 0,67 | 0,69 | 0,60 |
| Al ₂ O ₃ | 5,13 | 5,91 | 5,26 | 4,06 | 12,65 | 12,96 | 7,24 | 14,34 | 14,55 | 11,78 | 20,64 | 11,18 |
| FeO _{total} | 14,91 | 15,39 | 11,75 | 10,34 | 12,69 | 9,23 | 13,17 | 10,71 | 10,97 | 12,17 | 5,74 | 9,74 |
| MnO | 0,30 | 0,29 | 0,24 | 0,23 | 0,23 | 0,20 | 0,25 | 0,20 | 0,21 | 0,22 | 0,08 | 0,23 |
| MgO | 22,43 | 22,54 | 20,68 | 19,17 | 16,09 | 13,44 | 19,67 | 13,91 | 13,72 | 13,65 | 6,24 | 11,53 |
| CaO | 1,81 | 2,96 | 7,39 | 10,72 | 7,62 | 12,27 | 5,04 | 9,13 | 8,96 | 10,16 | 13,26 | 10,49 |
| Na ₂ O | 0,23 | 0,32 | 0,52 | 0,49 | 0,65 | 0,57 | 0,37 | 0,86 | 0,93 | 1,07 | 1,92 | 1,09 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,13 | 0,24 | 0,20 | 0,16 | 0,12 | 0,13 | 0,41 | 0,48 | 0,71 | 0,69 | 0,49 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,10 | 0,02 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,15 |
| LOI | 2,91 | 1,28 | 0,52 | 0,44 | 0,60 | 0,60 | 0,45 | 0,48 | 0,37 | 1,27 | 0,75 | 1,02 |
| Total | 98,33 | 100,25 | 99,69 | 98,30 | 100,64 | 99,93 | 99,88 | 99,72 | 100,11 | 100,30 | 98,52 | 100,73 |
| Cr | 980,00 | 1030,00 | 1590,00 | 1400,00 | 660,00 | 430,00 | 1420,00 | 550,00 | 480,00 | 410,00 | 290,00 | 360,00 |
| Co | 66,00 | 92,00 | 76,00 | 64,00 | 81,00 | 50,00 | 80,00 | 66,00 | 56,00 | 65,00 | 30,00 | 42,00 |
| Ni | 190,00 | 260,00 | 380,00 | 260,00 | 260,00 | 140,00 | 300,00 | 270,00 | 190,00 | 180,00 | 80,00 | 50,00 |
| Cu | 50,00 | 140,00 | 240,00 | 140,00 | 200,00 | 60,00 | 100,00 | 140,00 | 140,00 | 70,00 | 20,00 | 50,00 |
| Zn | 90,00 | 120,00 | 90,00 | 80,00 | 100,00 | 80,00 | 120,00 | 100,00 | 100,00 | 80,00 | 40,00 | 120,00 |
| Rb | 1,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 1,00 | 1,00 | 4,00 | 8,00 | 7,00 | 19,00 | 3,00 |
| Sr | 15,00 | 19,00 | 61,00 | 48,00 | 102,00 | 118,00 | 59,00 | 168,00 | 180,00 | 73,00 | 161,00 | 139,00 |
| Y | 5,10 | 5,90 | 9,60 | 11,70 | 9,90 | 10,60 | 12,40 | 16,40 | 16,50 | 16,70 | 51,80 | 42,00 |
| Zr | 14,00 | 15,00 | 19,00 | 17,00 | 29,00 | 20,00 | 17,00 | 25,00 | 24,00 | 38,00 | 38,00 | 69,00 |
| Nb | 1,00 | 0,70 | 1,10 | 0,20 | 1,40 | 3,20 | 3,10 | 2,80 | 1,60 | 3,20 | 12,80 | 5,50 |
| Ba | 7,00 | 9,00 | 31,00 | 32,00 | 16,00 | 31,00 | 95,00 | 37,00 | 47,00 | 30,00 | 47,00 | 225,00 |
| La | 1,13 | 1,40 | 2,65 | 2,02 | 3,16 | 3,89 | 4,97 | 5,68 | 5,37 | 5,83 | 11,00 | 20,20 |
| Ce | 3,43 | 4,37 | 7,87 | 6,36 | 9,21 | 11,00 | 13,20 | 17,30 | 15,30 | 16,50 | 34,40 | 54,20 |
| Pr | 0,49 | 0,61 | 1,03 | 0,93 | 1,28 | 1,49 | 1,69 | 2,24 | 1,95 | 2,28 | 5,80 | 8,61 |
| Nd | 2,44 | 2,95 | 4,89 | 5,07 | 5,95 | 7,25 | 7,46 | 10,60 | 9,54 | 11,00 | 31,90 | 39,20 |
| Sm | 0,73 | 1,02 | 1,42 | 1,63 | 1,63 | 2,06 | 2,07 | 2,85 | 2,65 | 3,09 | 11,80 | 9,24 |
| Eu | 0,17 | 0,26 | 0,37 | 0,43 | 0,44 | 0,52 | 0,40 | 0,78 | 0,72 | 0,79 | 1,54 | 2,18 |
| Gd | 0,85 | 0,99 | 1,59 | 1,97 | 1,67 | 2,03 | 2,02 | 2,91 | 2,93 | 3,45 | 13,50 | 7,63 |
| Tb | 0,15 | 0,18 | 0,28 | 0,35 | 0,31 | 0,37 | 0,38 | 0,51 | 0,52 | 0,58 | 2,34 | 1,25 |
| Dy | 0,98 | 1,14 | 1,76 | 2,11 | 1,86 | 2,17 | 2,38 | 2,98 | 2,95 | 3,46 | 12,70 | 7,07 |
| Ho | 0,21 | 0,28 | 0,37 | 0,44 | 0,38 | 0,43 | 0,51 | 0,60 | 0,60 | 0,69 | 2,07 | 1,37 |
| Er | 0,66 | 0,92 | 1,08 | 1,29 | 1,14 | 1,21 | 1,44 | 1,79 | 1,83 | 1,91 | 5,04 | 4,02 |
| Tm | 0,11 | 0,16 | 0,16 | 0,19 | 0,19 | 0,20 | 0,24 | 0,26 | 0,27 | 0,29 | 0,65 | 0,62 |
| Yb | 0,83 | 1,09 | 1,01 | 1,16 | 1,35 | 1,32 | 1,76 | 1,66 | 1,68 | 1,86 | 3,60 | 4,21 |
| Lu | 0,15 | 0,19 | 0,16 | 0,17 | 0,23 | 0,22 | 0,30 | 0,25 | 0,25 | 0,31 | 0,48 | 0,66 |
| Hf | 0,40 | 0,50 | 0,70 | 0,70 | 0,90 | 0,70 | 0,60 | 1,10 | 1,00 | 1,10 | 1,30 | 2,20 |
| Ta | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 0,14 | - | 0,29 | 0,15 | 0,13 | 0,24 | 0,70 | 0,29 |
| Eu/Eu* | 0,67 | 0,80 | 0,76 | 0,73 | 0,82 | 0,77 | 0,59 | 0,82 | 0,79 | 0,74 | 0,37 | 0,79 |
| La _N /Yb _N | 0,98 | 0,92 | 1,88 | 1,25 | 1,68 | 2,11 | 2,03 | 2,45 | 2,29 | 2,25 | 2,19 | 3,44 |

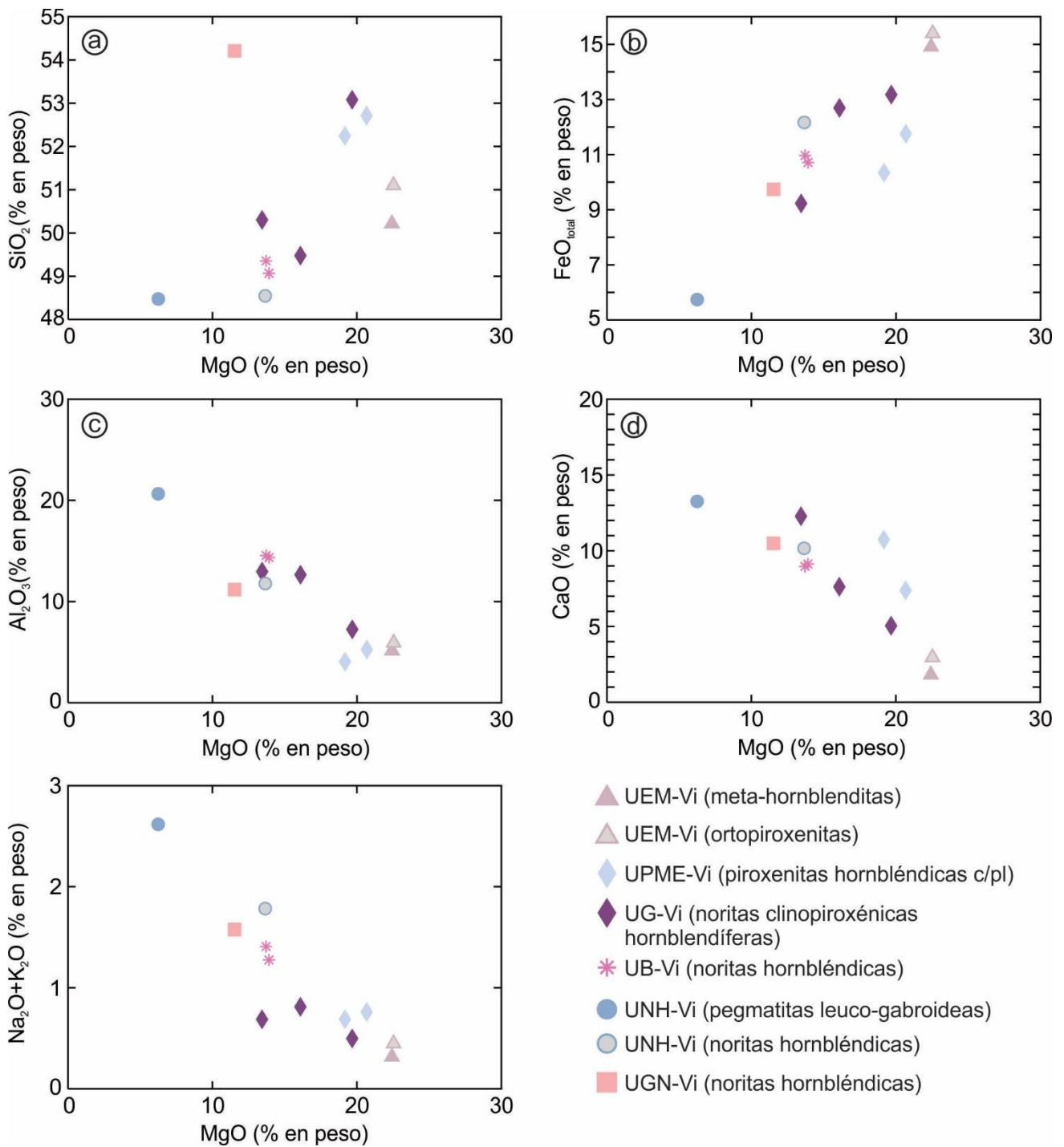


Figura 6.13. Diagramas de elementos mayoritarios *versus* MgO. a) SiO₂ *vs.* MgO; b) FeO_{total} *vs.* MgO; c) Al₂O₃ *vs.* MgO; d) CaO *vs.* MgO; e) Na₂O+K₂O *vs.* MgO.

6.4.2. Elementos traza

En la figura 6.14 se representan las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu, Ni, Co y Cr *versus* MgO. En la misma se observa que dichos elementos muestran tendencias de correlación positivas con el MgO. En las rocas ultramáficas analizadas estos elementos poseen valores de

concentración comprendidos entre 50 y 240 ppm para el Cu (Fig. 6.14a), entre 190 y 380 ppm para el Ni (Fig. 6.14b), entre 64 y 92 ppm para el Co (Fig. 6.14c) y entre 980 y 1590 ppm para el Cr (Fig. 6.14d). En tanto, en las rocas máficas las concentraciones de estos elementos varían entre 20 y 200 ppm para el Cu (Fig. 6.14a), entre 50 y 300 ppm para el Ni (Fig. 6.14b), entre 30 y 81 ppm para el Co (Fig. 6.14c) y entre 290 y 1420 ppm para el Cr (Fig. 6.14d).

Por otra parte, los diagramas bivariantes de los elementos traza incompatibles Y, Zr, Nb, Hf, Ta y Eu *versus* MgO (Fig. 6.15) evidencian tendencias de correlación negativa. En las rocas ultramáficas los contenidos de estos elementos varían entre 5,10 y 11,7 ppm de Y (Fig. 6.15a), entre 15 y 19 ppm de Zr (Fig. 6.15b), entre 0,20 y 1,10 ppm de Nb (Fig. 6.15c), entre 0,40 y 0,70 ppm de Hf, (Fig. 6.15d), entre 0,10 y 0,15 ppm de Ta (Fig. 6.15e), y entre 0,17 y 0,43 ppm de Eu (Fig. 6.15f). En tanto, en las rocas máficas dichos contenidos oscilan entre 9,90 y 51,80 ppm de Y (Fig. 6.15a), entre 17 y 38 ppm de Zr (Fig. 6.15b), entre 1,40 y 12,80 ppm de Nb (Fig. 6.15c), entre 0,60 y 1,30 ppm de Hf (Fig. 6.15d), entre 0,14 y 0,70 ppm de Ta (Fig. 6.15e), y entre 0,44 y 1,54 ppm de Eu (Fig. 6.15f). Asimismo, cabe mencionar que la muestra UGN48C, de la UGN-Vi evidencia concentraciones anómalas de Zr, Hf y Eu con valores de 69, 2,20 y 2,18, respectivamente (Fig. 6.15b, d, f; Cuadro 6.6)

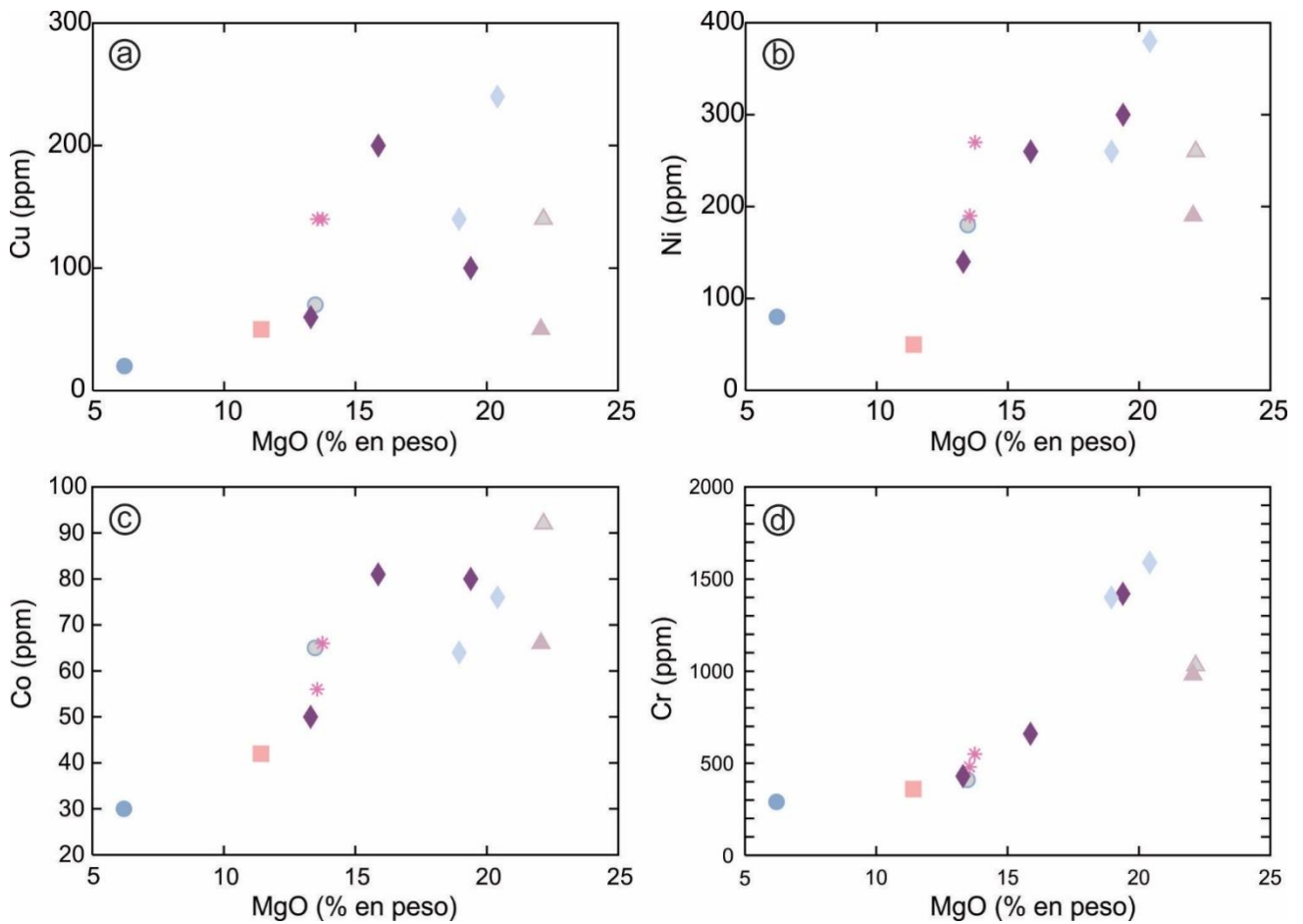


Figura 6.14. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 6.13.

6.4.3. Elementos de las tierras raras

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible apreciar que la totalidad de las muestras estudiadas se encuentran enriquecidas (Figs. 6.16a, b, c), aunque con variaciones en el grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP, y en el valor de la anomalía de Eu, según la unidad estratigráfica y el tipo de roca analizada (Cuadro 6.6).

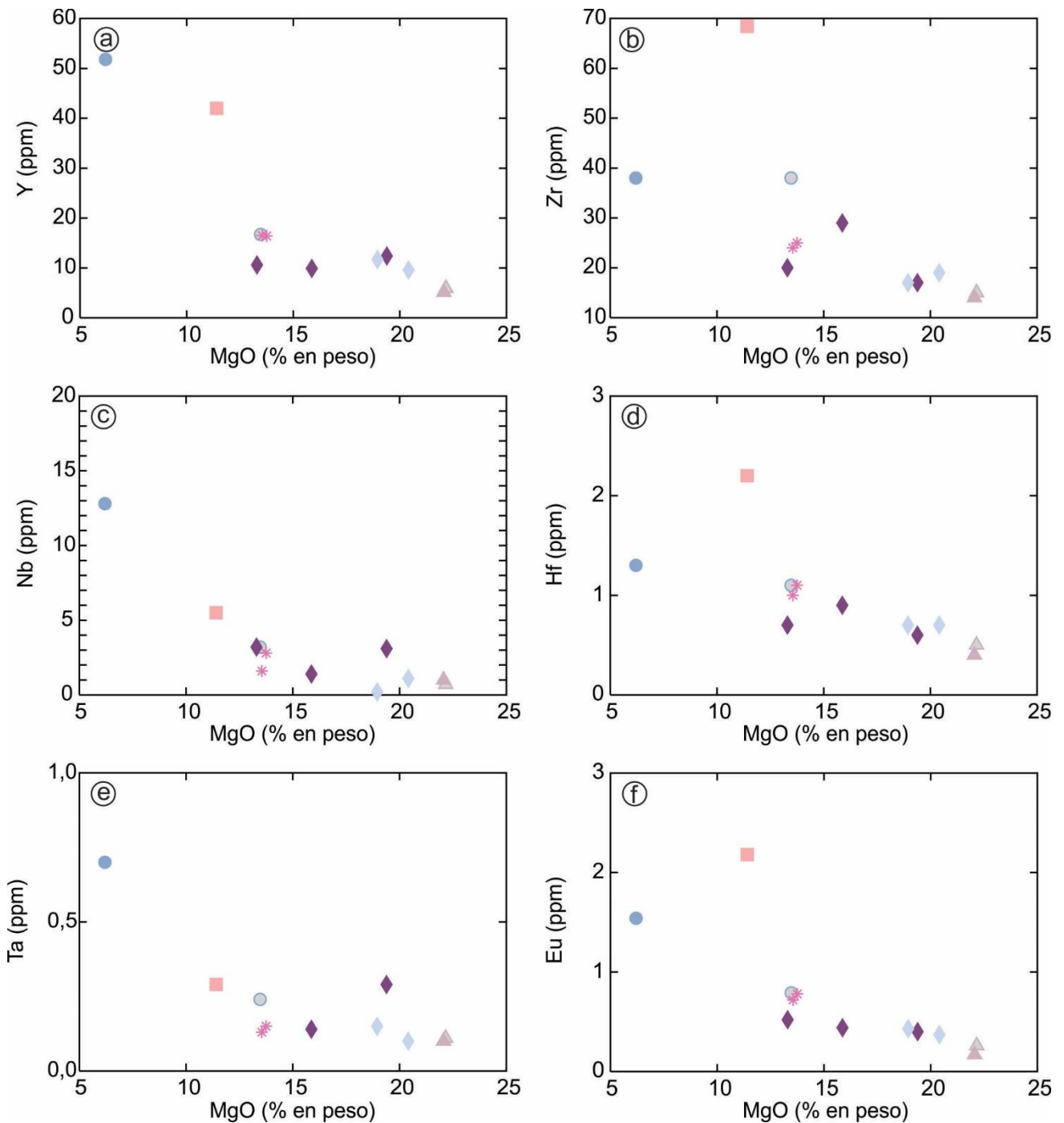


Figura 6.16. Diagramas de elementos traza incompatibles *versus* MgO. a) Y *vs.* MgO; b) Zr *vs.* MgO; c) Nb *vs.* MgO; d) Hf *vs.* MgO; e) Ta *vs.* MgO; f) Eu *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 6.13.

Las muestras correspondientes al sector este, representado por la UEM-Vi, presentan grados de enriquecimiento en ETR que varían aproximadamente entre 4 y 9 veces respecto el condrito (Fig. 6.16a). Estas, sin embargo, presentan un menor grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP, lo cual es evidenciado por una relación La_N/Yb_N con valores de 0,98 en las rocas meta-

hornblendíticas y de 0,92 en las rocas piroxeníticas, y marcadas anomalías negativas de Eu, con valores de Eu/Eu^* de 0,67 y 0,80, respectivamente.

Las unidades que componen el sector central presentan valores de enriquecimiento en ETR respecto del condrito variables entre 7 y 10 veces en las rocas de la UPME-Vi, y entre 9 y 20 veces en las rocas que conforman la UG-Vi (Fig. 6.16b). Asimismo, ambas unidades evidencian un mayor grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP y marcadas anomalías negativas de Eu, con valores para la relación La_N/Yb_N variables entre 1,25 y 1,88 en la UPME-Vi y entre 1,68 y 2,03 en la UG-Vi, y valores de Eu/Eu^* que oscilan entre 0,73 y 0,76 en la UPME-Vi y entre 0,59 y 0,82 en la UG-Vi.

En lo que respecta al sector oeste, las diferentes unidades que lo componen evidencian marcadas diferencias en los contenidos de ETR (Fig. 6.16c). Las rocas que componen la UB-Vi presentan un grado de enriquecimiento en ETR respecto al condrito variable entre 10 y 28 veces, un mayor grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP, evidenciado por valores comprendidos entre 2,45 y 2,49 para la relación La_N/Yb_N y anomalías negativa de Eu, con valores de Eu/Eu^* variables entre 0,79 y 0,82. Las rocas de la UNH-Vi poseen un grado de enriquecimiento en ETR respecto al condrito variable entre 10 y 30 veces en el caso de noritas hornblendíticas y entre 20 y 90 veces en el caso de las pegmatitas gábricas. Ambas litologías evidencian un leve enriquecimiento en ETRL respecto de los ETRP, con valores para la relación La_N/Yb_N de 2,25 en las noritas hornblendíticas y de 2,19 en las pegmatitas gábricas, y marcadas anomalías negativas de Eu, con valores de Eu/Eu^* de 0,74 y 0,37, respectivamente. En tanto, las rocas de la UGN-Vi presentan grados de enriquecimiento en ETR variables entre 20 y 100 veces respecto al condrito, un marcado enriquecimiento en los ETRL respecto de los ETRP con una relación La_N/Yb_N de 3,44, y una anomalía negativa de Eu, evidenciada por un valor de 0,79 para la relación Eu/Eu^* .

En el diagrama de multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible observar que las variedades litológicas que conforman la UEM-Vi presenta un menor enriquecimiento

en *LILE* con respecto a los *HFSE* y anomalías negativas de Sr (Fig. 6.16d). A diferencia de esta, las unidades del sector central UPME-Vi y UG-Vi evidencian un leve enriquecimiento en *LILE* con respecto a los *HFSE*, pudiendo apreciarse en ambas unidades anomalías negativas de Zr y Ti, y exclusivamente en la UPME-Vi, anomalías negativas de Nb y Sr (Fig. 6.16e). En tanto, las unidades que conforman el sector oeste no evidencian con claridad un enriquecimiento o empobrecimiento en *LILE* con respecto a los *HFSE*. Asimismo, estas últimas presentan anomalías negativas de Zr y Ti y anomalía negativa de Sr en las rocas de la UNH-Vi, tanto en las noritas hornbléndicas como en las pegmatitas gábricas, y en las rocas de la UGN-Vi (Fig. 6.16f).

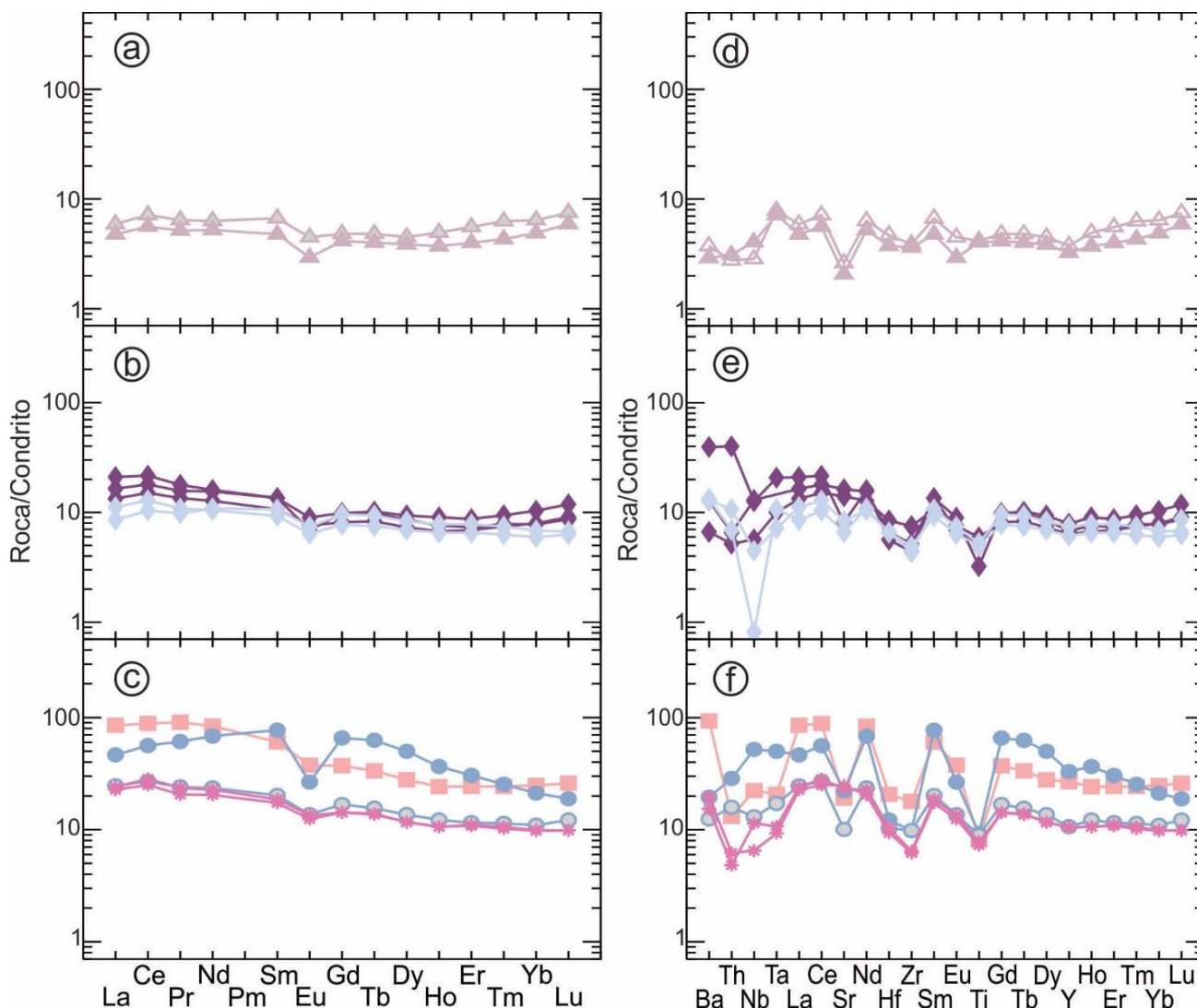


Figura 6.16. Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): a) Unidades del sector este (UME); b) Unidades del sector central (UPME-Vi y UG-Vi); c) Unidades del sector oeste (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi). Diagrama de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): d) Unidades del sector este (UME); e) Unidades del sector central (UPME-Vi y UG-Vi); f) Unidades del sector oeste (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi). Simbología indicada en la figura 6.13.

CAPÍTULO 7

CUERPO INTRUSIVO LAS HIGUERAS

7.1. Introducción

Las Higueras es un cuerpo intrusivo de morfología elipsoidal, el cual presenta una extensión de 2 km en dirección NNE-SSO y de 600 metros en dirección ESE-ONO y está limitado en sus márgenes este y oeste por zonas de falla que ponen en contacto las rocas ígneas que lo componen con las rocas metamórficas encajonantes (Figs. 7.1 y 7.2). Este cuerpo intrusivo constituye una estructura principalmente masiva, aunque en algunos sectores se reconoce una estratificación ígnea incipiente.

Estudios de campo, junto con estudios petrográficos y geoquímicos realizados en muestras extraídas de los perfiles de muestreo LHS-LHS' y LHN-LHN' (Fig. 7.1), permitieron diferenciar en el cuerpo intrusivo Las Higueras dos sectores diferentes, el sector principal y el sector marginal, los cuales están en contacto tectónico mediante una falla de rumbo NNE-SSO. El sector principal está conformado por tres unidades estratigráficas diferentes, la Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-LH), la Unidad Norítica Hornbléndica Media (UNHM-LH) y la Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-LH), mientras que el sector marginal está representado únicamente por la Unidad Marginal sin Bandeamiento (UMSB-LH) (Fig. 7.1).

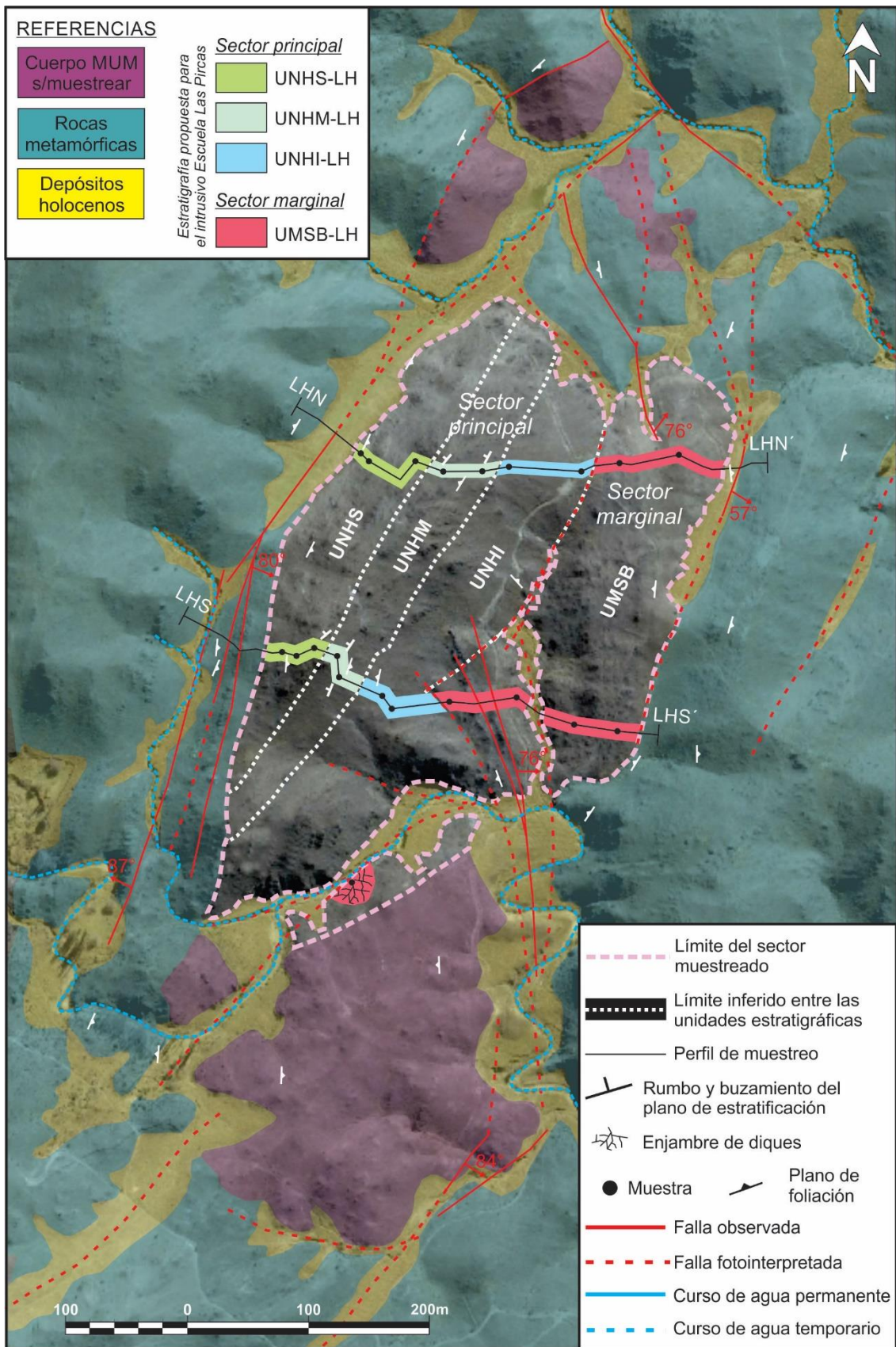


Figura 7.1. Mapa geológico del cuerpo intrusivo Las Higueras en el cual se muestran las unidades estratigráficas que lo conforman, los principales rasgos estructurales del área y la ubicación de los perfiles de muestreo LHN-LHN' y LHS-LHS'.

La distribución en subsuelo de las diferentes unidades mencionadas fue representada en el corte transversal LHN-LHN' de orientación ONO-ESE (Fig. 7.3). Los ángulos de buzamiento de las diferentes unidades que componen el sector principal corresponden a planos de estratificación incipientes buzantes entre 10 y 20° en dirección NO y ONO. Los espesores de las diferentes unidades fueron estimados en base a muestreo, dado que, la carencia de estratificación, la abundante cobertura de depósitos holocenos y que en ocasiones los contactos están definidos por zonas de falla, dificulta la observación en campo de los límites entre las diferentes unidades.



Figura 7.2: Fotografía del cuerpo intrusivo Las Higueras tomada desde las rocas metamórficas localizadas al sur del mismo. En la misma se observan las zonas de falla que separan las rocas ígneas de las rocas metamórficas encajonantes en los bordes sur y ESE de la intrusión y la zona de falla que separa los sectores principal y marginal del cuerpo intrusivo.

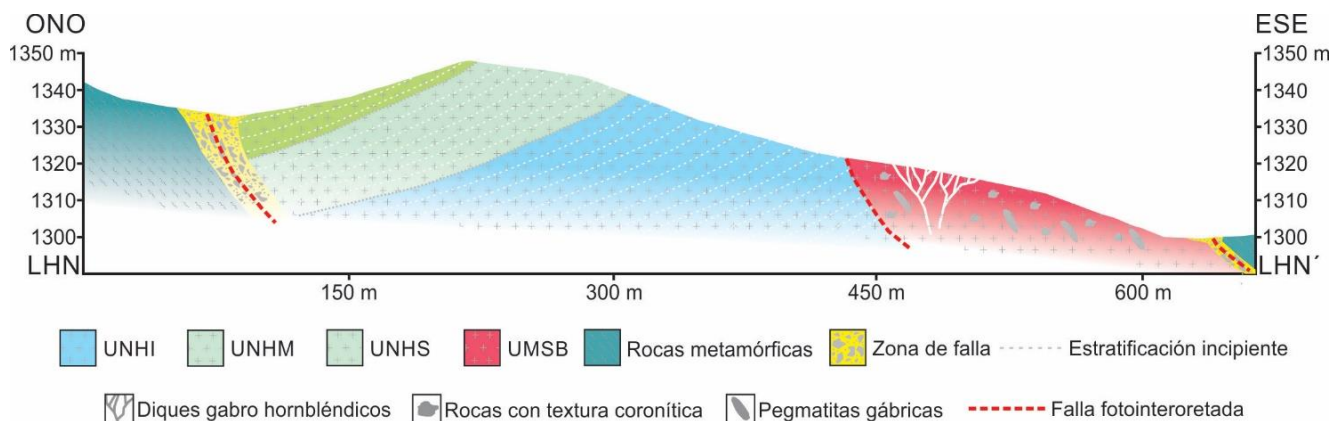


Figura 7.3. Corte transversal esquemático correspondiente al perfil de muestreo LHN-LHN'.

7.2. Relaciones de campo y petro-calcografía

En base a las proporciones minerales, las rocas ígneas que componen el cuerpo intrusivo Las Higueras fueron clasificadas como noritas hornbléndicas y gabros hornbléndicos según el diagrama de clasificación px-pl-hbl (Le Maitre 2002) (Fig. 7.4). Asimismo, se reconocieron escasos afloramientos de noritas olivínicas hornblendíferas y de piroxenitas olivínicas hornblendíferas. Con la finalidad de mostrar las divisiones estratigráficas propuestas para este cuerpo intrusivo, en el cuadro 7.1 se muestran los nombres de las diferentes unidades, su correspondiente abreviatura, su composición litológica y la asociación mineral petrogenética de cada variedad litológica.

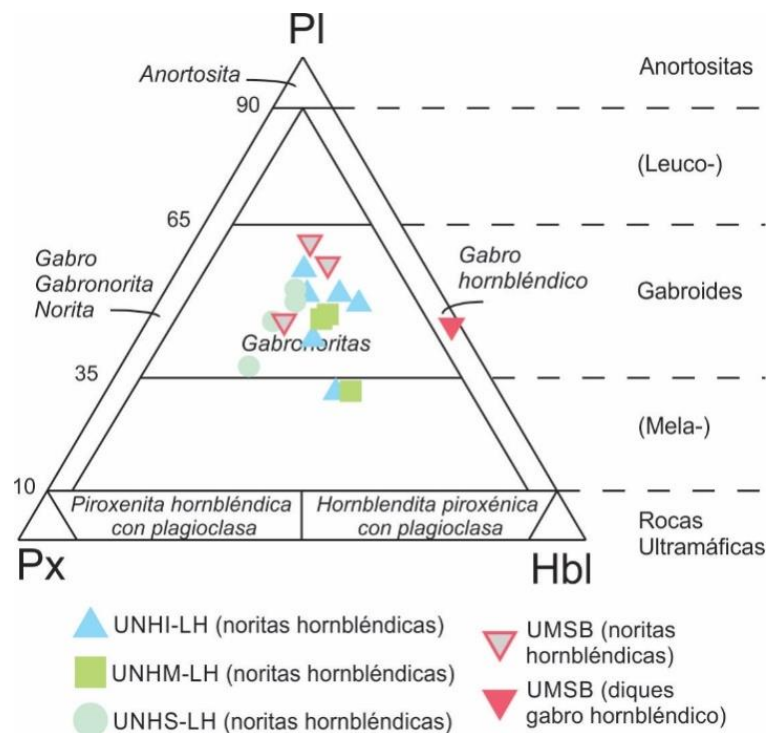


Figura 7.4. Clasificación de las rocas ígneas aflorantes según las proporciones modales de px-pl-hbl (clasificación según Le Maitre, 2002).

Cuadro 7.1. Estratigrafía del cuerpo intrusivo Las Higueras y asociación mineral petrogenética de las litologías que lo conforman.

| Sector | Unidad | Abreviatura | Litología | A.m.p. |
|-----------|--|-------------|--|---------------------------------|
| Principal | Unidad Norítica Hornbléndica Inferior-Las Higueras | UNHI-LH | Noritas hornbléndicas | pl+hbl _o +opx |
| | Unidad Norítica Hornbléndica Media-Las Higueras | UNHM-LH | Noritas hornbléndicas | pl+hbl _o +opx |
| | Unidad Norítica Hornbléndica Superior-Las Higueras | UNHS-LH | Noritas hornbléndicas | pl+opx+hbl _o |
| Marginal | Unidad Marginal Sin Bandeamiento-Las Higueras | UMSB-LH | Noritas hornbléndicas | pl+hbl _o +opx |
| | | | Gabros hornbléndicos (diques) | hbl _o +pl |
| | | | Noritas olivínicas hornblendíferas | opx+ol+pl+hbl _o |
| | | | Piroxenitas olivínicas hornblendíferas | cpx+pl+ol+hbl _o +opx |

A.m.p.: Asociación mineral petrogenética.

7.2.1. Sector principal

Este sector está conformado por las unidades UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH (Fig. 7.1), las cuales están compuestas por noritas hornbléndicas. Dado que las tres unidades se componen de la misma litología, la diferencia entre las mismas se basa en el aspecto de los afloramientos, en la presencia o ausencia de texturas de tipo poiquilíticas conformadas por oikocristales de hornblenda primaria y en el valor de la relación modal opx/hbl_o.

7.2.1.1. *Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-LH)*

Esta unidad aflora en la porción oriental del sector principal y está limitada al este por una zona de falla de rumbo NNE-SSO que la separa del sector marginal y al oeste por la UNHM-LH. En afloramiento, las rocas que componen la UNHI-LH presentan tonalidades grises y pardas, tienen un aspecto masivo y están dispuestas en forma de bochones producto de la erosión catafilar (Fig. 7.5a). Microscópicamente poseen una textura inequigranular xenomórfica conformada por cristales de

tamaños ampliamente variables entre 0,2 y 4 mm (Fig. 7.5b) y una asociación mineral petrogenética compuesta por $pl+hbl_0+opx\pm cpx$, en la cual relación modal opx/hbl_0 es inferior a 1.

Los cristales de plagioclasa representan la fase mineralógica de mayor abundancia con proporciones modales variables entre 30 y 55 %. Estos cristales son anhedrales, de tamaños entre 0,2 y 2 mm y presentan maclas polisintéticas y de deformación. Contienen inclusiones de hornblenda primaria de hasta 0,3 mm, las cuales pueden ser de habito prismático, de apatito de hasta 0,05 mm (Fig. 7.5c) y de pirrotina, de hasta 0,1 mm. En escasos sectores de esta unidad, los cristales presentan bordes de reacción en los contactos con los cristales de hornblenda primaria, conformados por un fino intercrecimiento secundario de plagioclasa, anfíbol y cuarzo (Fig. 7.5d).

La hornblenda primaria presenta proporciones modales variables entre 22 y 40 %, y está representada por dos tipos de cristales, los intersticiales de tamaños variables entre 0,2 y 1,6 mm y los que conforman grande oikocristales que pueden alcanzar hasta 4 mm. Aquellos de menores dimensiones en ocasiones evidencian reemplazos pseudomórficos parciales de antofilita a partir de los bordes cristalinos y frecuentemente contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,08 mm, de ortopiroxeno de hasta 0,12 mm, de pirrotina de hasta 0,025 mm y de magnetita primaria de hasta 0,1 mm. Por otra parte, los que conforman oikocristales contienen chadacristales de plagioclasa, ortopiroxeno y biotita de hasta 0,5 mm (Fig. 7.5e) y de pirrotina de hasta 0,1 mm.

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones modales que oscilan entre 15 y 25 %, son anhedrales y de dimensiones variables entre 0,2 y 2,2 mm. Frecuentemente evidencian exsoluciones de clinopiroxeno (Fig. 7.5f) y reemplazos parciales de hornblenda secundaria a partir de los bordes y planos de debilidad intracristalinos (Fig. 7.5f). Asimismo, frecuentemente contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,12 mm y de pirrotina de hasta 0,035 mm.

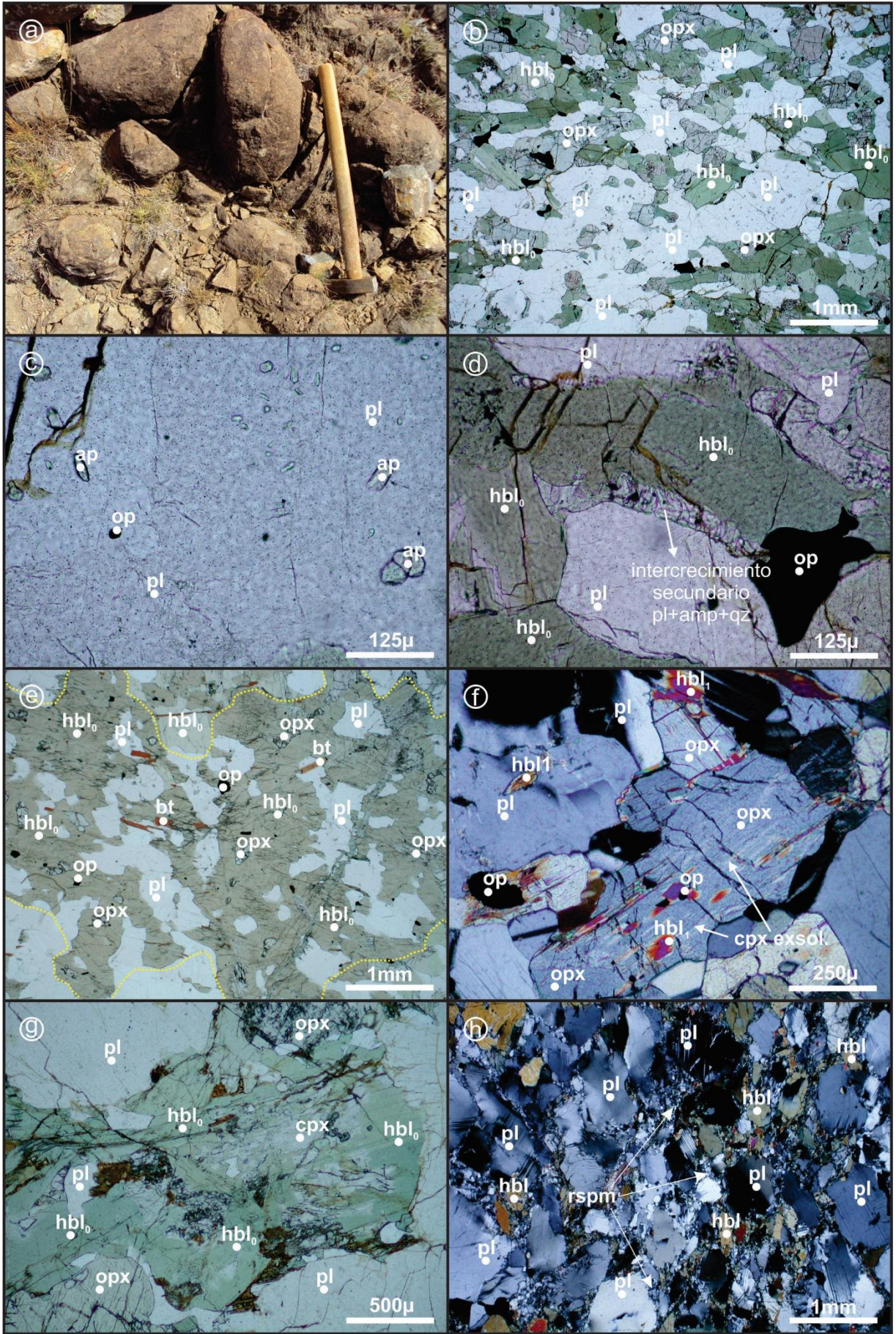


Figura 7.5. Fotografías de la UNHI-LH. a) Fotografía de los afloramientos de la UNHI-LH, en la cual se puede observar la morfología abochonada de los mismos; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan inclusiones de apatito en cristales de plagioclasa; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un borde de reacción en el contacto entre los cristales de plagioclasa y hornblenda primaria (hbl_0); e) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria (límites indicados con las líneas punteadas) con chadacristales de ortopiroxeno, plagioclasa y biotita; f) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de ortopiroxeno con exsoluciones de clinopiroxeno a partir de los planos de clivaje y reemplazos parciales de hornblenda secundaria (hbl_1) a partir de los bordes y planos de debilidad intracristalinos; g) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se muestra un cristal de clinopiroxeno reemplazado pseudomórficamente hornblenda primaria; h) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa una muestra con alteración intersticial con abundante recristalización secundaria de plagioclasa microcristalina (rspm).

Los cristales de clinopiroxeno representan la fase petrogenética de menor abundancia con proporciones modales que no superan el 3 %. Son anhedrales, de dimensiones variables entre 0,2 y 1,4 mm, frecuentemente son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o casi total por hornblenda primaria (Fig. 7.5g) y ocasionalmente evidencian reemplazos de antofilita a partir de los planos de clivaje.

Los sulfuros y óxidos presentan proporciones modales de hasta 2% y están dispuestos principalmente de manera intersticial entre las fases silicatadas y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa, siendo los sulfuros las fases opacas de mayor abundancia. Los sulfuros intersticiales están representados por cristales de pirrotina que alcanzan dimensiones de hasta 0,8 mm, los cuales frecuentemente presentan calcopirita asociada y producto intermedio (*op. cit.*), y por cristales de pirita primaria de hasta 0,1 mm con reemplazos parciales de ilmenita secundaria a partir de los bordes cristalinos. En tanto, los óxidos intersticiales están representados por cristales de magnetita primaria de hasta 0,5 mm.

En ocasiones, las rocas aflorantes en la porción norte de esta unidad clasifican como meta-noritas hornbléndicas. Esto se debe a que dichas rocas evidencian una marcada alteración con recristalización secundaria de plagioclasa microcristalina (Fig. 7.5h).

7.2.1.2. Unidad Norítica Hornbléndica Media (UNHM-LH)

Esta unidad aflora entre las unidades UNHI-LH y UNHS-LH en el sector principal (Figs. 7.1 y 7.2) y está compuesta por rocas que exhiben una incipiente estratificación ígnea conformada por capas de igual composición litológica que no superan los 30 centímetros de espesor (Fig. 7.6a, b). Microscópicamente muestran una textura xenomórfica inequigranular conformada por cristales de tamaños comprendidos entre 0,2 y 2 mm (Fig. 7.6c) y una asociación mineral petrogenética compuesta por pl+hbl₀+opx±cpx. Si bien en estas rocas la relación modal opx/hbl₀ es inferior a 1, se diferencian de las rocas de la UNHI-LH por no contener oikocristales de hornblenda primaria.

Los cristales de plagioclasa presentan proporciones modales comprendidas entre 30 y 45 %, son anhedrales y de dimensiones variables entre 0,2 y 1,6 mm. Frecuentemente muestran maclas polisintéticas y de deformación. Contienen inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,25 mm, ortopiroxeno de hasta 0,16 mm, apatito de hasta 0,02 mm (Fig. 7.6d) y pirrotina de hasta 0,08mm. Asimismo, estos cristales presentan bordes de reacción en los contactos con los cristales de hornblenda primaria, conformados por un fino intercrecimiento secundario entre anfíbol, plagioclasa y cuarzo (Fig. 7.6d).

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales variables entre 30 y 42 %, son anhedrales y de dimensiones que varían entre 0,2 y 2 mm. Contienen inclusiones anhedrales de ortopiroxeno de hasta 0,15 mm, plagioclasa de hasta 0,12 mm, biotita de hasta 0,05 mm y pirrotina de hasta 0,08 mm. Ocasionalmente muestran reemplazos parciales de antofilita a partir de los bordes cristalinos.

Los cristales de ortopiroxeno tienen proporciones modales variables entre 18 y 23 %, son anhedrales y de tamaños comprendidos entre 0,2 y 2 mm. Frecuentemente poseen reemplazos parciales de hornblenda secundaria y antofilita a partir de los planos de debilidad intracristalinos, exsoluciones

de clinopiroxeno y contienen inclusiones de plagioclasa de hasta 0,1 mm y pirrotina inferiores a 0,06 mm.

Los cristales de clinopiroxeno presentan proporciones modales que no superan el 4 %, son anhedrales y de tamaños variables entre 0,3 y 0,8 mm. Frecuentemente son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o casi total por hornblenda primaria (Fig. 7.6e) y contienen inclusiones de pirrotina de hasta 0,02 mm.

Cabe mencionar que en ocasiones rocas aflorantes en la porción norte de esta unidad clasifican como meta-noritas hornbléndicas, dado que evidencian sectores con alteración intersticial con recristalización secundaria de plagioclasa microcristalina (Fig. 7.6f). Asimismo, estas rocas contienen hasta un 4% de sulfuros y óxidos, representados principalmente por magnetita secundaria e ilmenita secundaria, alojados en los intersticios de las fases microcristalinas (Fig. 7.6g).

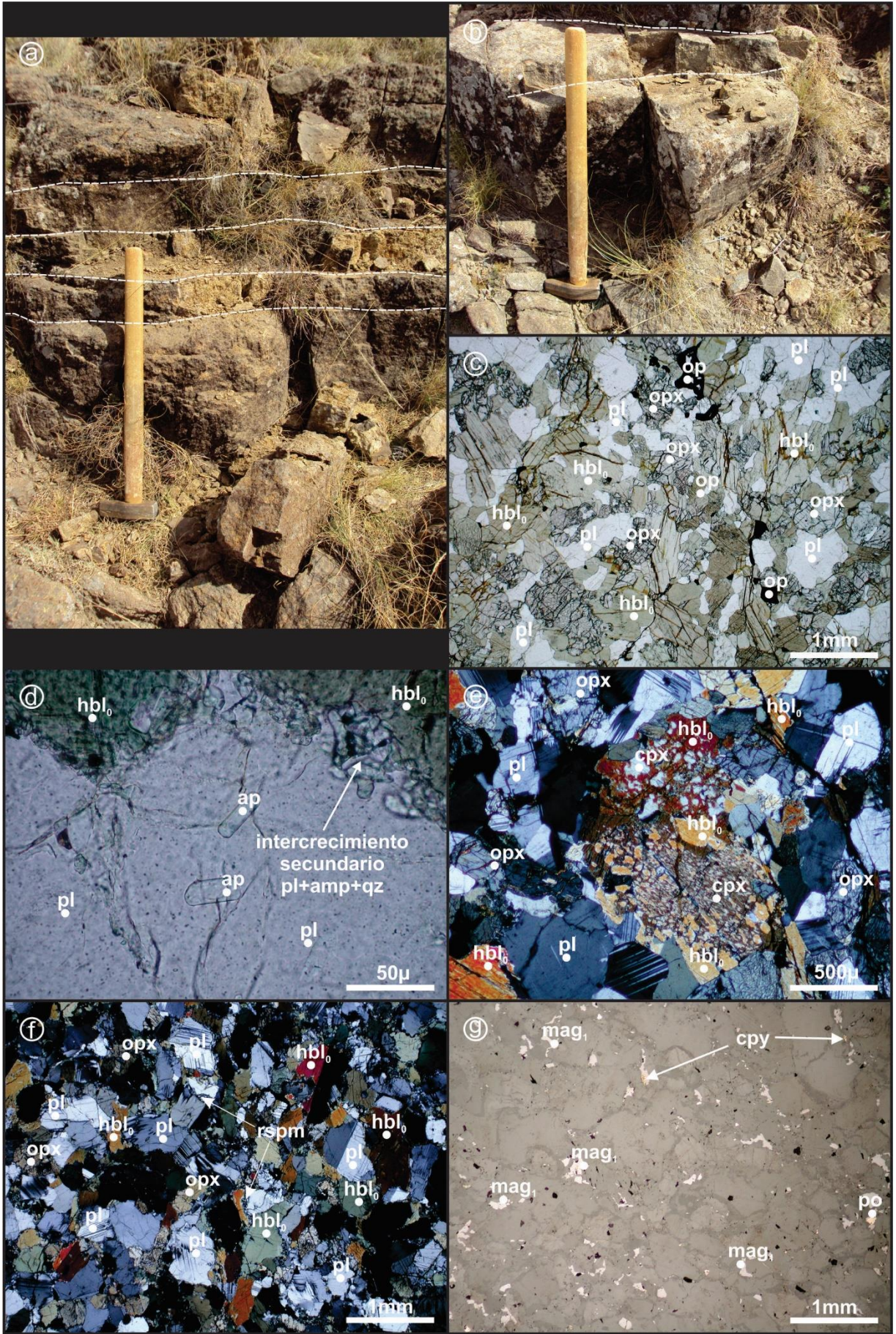


Figura 7.6. Fotografías de la UNHM-LH. a, b) Fotografías de los afloramientos de la UNHM-LH, en la cual se puede observar la incipiente estratificación ígnea; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se muestra un borde de reacción en el contacto entre los cristales de plagioclasa y hornblenda primaria (hbl₀); e) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de clinopiroxeno reemplazado pseudomórficamente hornblenda primaria; f) Microfotografía sin polarizador interpuesto de una muestra con alteración intersticial con abundante recristalización secundaria de plagioclasa microcristalina (rspm); g) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se muestran sulfuros secundarios y óxidos secundarios vinculados a los sectores con alteración intersticial.

7.2.1.3. Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-LH)

Esta unidad aflora en la porción occidental del sector principal, limitada al este por la UNHM-LH y al oeste por una zona de falla de rumbo NNE-SSO que la separa de las rocas metamórficas de caja. En afloramiento, las rocas que la componen esta unidad tienen aspecto masivo y tonalidad gris oscura (Fig. 7.7a). Microscópicamente poseen una textura inequigranular xenomórfica conformada por cristales de tamaños variables entre 0,3 y 2,2 mm y una asociación mineral petrogenética compuesta por $pl+opx+hbl_0\pm cpx$, en la cual la relación modal opx/hbl_0 es superior a 1 (Fig. 7.7b).

La fase mineralógica de mayor abundancia está representada por cristales de plagioclasa, los cuales presentan proporciones modales variables entre 30 y 50 %. Son anhedrales, de tamaños comprendidos entre 0,3 y 2 mm y frecuentemente poseen maclas de tipo polisintéticas y de deformación. Asimismo, contienen inclusiones anhedrales de magnetita primaria de hasta 0,07 mm, pirrotina de hasta 0,075 mm y pirita primaria de hasta 0,05 mm.

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones modales variables 20 y 37 %, son anhedrales y de tamaños que oscilan entre 0,4 y 1,8 mm. Frecuentemente se observan reemplazos parciales de hornblenda secundaria y antofilita a partir de los planos de debilidad intracristalinos, exsoluciones de clinopiroxeno (Fig. 7.7c) e inclusiones anhedrales de hornblenda primaria de hasta 0,5 mm, plagioclasa de hasta 0,1 mm y magnetita primaria de hasta 0,05 mm.

Los cristales de hornblenda primaria presentan proporciones modales en torno al 20 %, son anhedrales, de tamaños variables entre 0,3 y 2,2 mm y ocasionalmente poseen maclas simples. Frecuentemente contienen inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,16 mm, ortopiroxeno de hasta 0,15 mm, magnetita primaria de hasta 0,07 mm y pirrotina de hasta 0,06 mm.

La fase mineral petrogenética más escasa está representada por cristales anhedrales de clinopiroxeno de tamaño variable entre 0,1 y 2 mm, los cuales no superan el 3 % de la moda mineral. Frecuentemente estos son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o casi total por hornblenda primaria (Fig. 7.7c), tienen reemplazos parciales de antofilita a partir de planos de debilidad intracrystalinos y contienen inclusiones anhedrales de pirrotina inferiores a 0,04 mm.

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos principalmente de manera intersticial entre las fases silicatadas y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, hornblenda primaria y clinopiroxeno, siendo los sulfuros las fases opacas de mayor abundancia. Los minerales opacos intersticiales están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,4 mm con calcopirita asociada y reemplazos parciales de magnetita secundaria (Fig. 7.7d), por cristales de pirita primaria de hasta 0,075 mm y por cristales de magnetita primaria que no superan los 0,1 mm.

Al igual que lo mencionado en la unidad anterior, las rocas aflorantes en la porción norte de esta unidad en ocasiones clasifican como meta-norita hornbléndicas, dado que presentan una abundante alteración con recristalización secundaria de plagioclasa microcristalina (Fig. 7.7e). Estas rocas contienen hasta un 3% de sulfuros y óxidos alojados en los sectores con alteración intersticial, representados principalmente por magnetita secundaria e ilmenita secundaria y en menor medida por pirita secundaria, ninguno de los cuales supera los 0,08 mm (Fig. 7.7f).

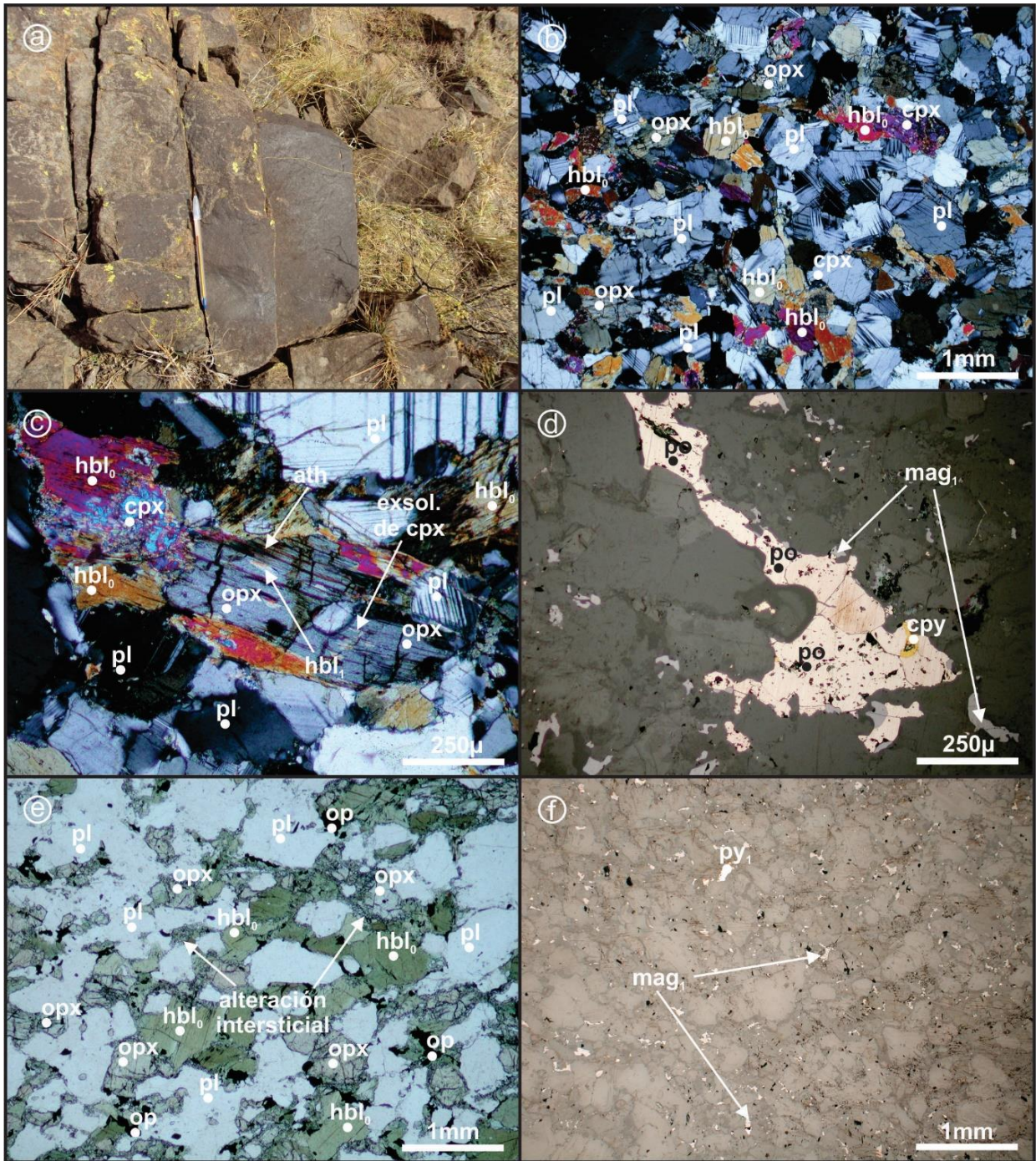


Figura 7.7. Fotografías de la UNHS-LH. a) Fotografía de los afloramientos de la UNHS-LH, en la cual se puede observar su aspecto masivo; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de las rocas que componen esta unidad; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de un cristal de ortopiroxeno con reemplazos parciales de hornblenda secundaria (hbl_1), alteración a antofilita y exsoluciones de clinopiroxeno a partir de los planos de clivaje y planos de debilidad intracrystalinos; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan cristales intersticiales de pirrotina, con calcopirita asociada y reemplazos de magnetita secundaria (mag_1); e) Microfotografía sin polarizador interpuesto de una muestra con alteración intersticial con abundante recrystalización secundaria de plagioclasa microcrystalina; f) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan sulfuros secundarios y óxidos secundarios vinculados a los sectores con alteración intersticial.

7.2.2. Sector marginal

Este sector conforma la porción oriental del cuerpo intrusivo y está limitado en sus márgenes este y oeste por zonas de falla de rumbo NNE-SSO que lo separan de las rocas metamórfica encajonantes y del sector principal, respectivamente (Fig. 7.1). El mismo está representado por la UMSB-LH.

7.2.2.1. *Unidad Marginal sin bandeamiento (UMBS-LH)*

Se compone principalmente de noritas hornbléndicas, las cuales constituyen la roca de caja de un enjambre de diques gabro hornblendíferos y de pegmatitas gábricas aflorantes en el sector sur del cuerpo intrusivo, y en menor medida por noritas olivínicas hornblendíferas y piroxenitas olivínicas hornblendíferas, las cuales presentan texturas de tipo coroníticas y simplectíticas.

7.2.2.1.1. *Noritas hornbléndicas*

En afloramiento, son rocas de aspecto masivo y tonalidades pardo-grisáceas (Fig. 7.8a, b). Microscópicamente presentan una textura inequigranular xenomórfica conformada por cristales de tamaño variable entre 0,2 y 2,5 mm (Fig. 7.8c) y una asociación mineral petrogenética compuesta por $pl+hbl_0+opx\pm cpx$, en la cual los cristales de plagioclasa representan la fase mineralógica de mayor abundancia, con proporciones modales que varían entre 45 y 60 %. Estos cristales son anhedrales, de tamaños comprendidos entre 0,4 y 2,5 mm y presentan maclas polisintéticas. Ocasionalmente contienen inclusiones de magnetita primaria de hasta 0,05 mm y pirrotina de hasta 0,07 mm.

Los cristales de hornblenda primaria están presentes en proporciones modales variables entre 20 y 25 %, son de hábito anhedral y pueden alcanzar dimensiones de hasta 2,5 mm. En estos son

frecuentes las inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,25 mm, ortopiroxeno de hasta 0,2 mm y magnetita primaria, las cuales suelen ser de habito primático y de longitudes de hasta 0,4 mm (Fig. 7.8d). En ocasiones, es posible apreciar biotita reemplazando a la hornblenda primaria a partir de los bordes cristalinos (Fig. 7.8d).

Los cristales de ortopiroxeno presentan proporciones variables entre 12 y 26 %, son anhedrales y de dimensiones que oscilan entre 0,2 y 1,2 mm. Frecuentemente poseen reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria y de antofilita a partir de planos de debilidad y/o de bordes cristalinos (Fig. 7.8e) e inclusiones anhedrales de plagioclasa de hasta 0,1 mm, pirrotina de hasta 0,035 mm y magnetita primaria de hasta 0,075 mm.

Los cristales de clinopiroxeno representan la fase mineral petrogenética de menor abundancia, con proporciones modales que no superan el 4%. Son cristales anhedrales con dimensiones variables entre 0,1 y 0,8 mm, y presentan inclusiones de magnetita primaria de hasta 0,02 mm.

Los sulfuros y óxidos están presentes en proporciones accesorias, dispuestos principalmente como inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa, hornblenda primaria, ortopiroxeno y clinopiroxeno y en menor medida de manera intersticial entre las fases silicatadas, siendo los óxidos las fases opacas de mayor abundancia. Los minerales opacos intersticiales están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,4 mm, los cuales frecuentemente presentan asociaciones de calcopirita y reemplazos pseudomórficos parciales de pirita secundaria y magnetita secundaria; y por cristales de magnetita primaria de hasta 0,2 mm.



Figura 7.8. Fotografías de la UMSB-LH. a, b) Fotografías de los afloramientos de la UMSB-LH, en las cuales se observan las noritas hornbléndicas intruidas por un enjambre de diques gabro hornbléndicos. Noritas hornbléndicas: c) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de estas rocas; d) Microfotografía sin polarizador interpuesto de cristales de hornblenda primaria (hbl_0) con inclusiones de plagioclasa, numerosas inclusiones de morfología prismáticas de magnetita primaria (mag_0) y cristales de biotita vinculados a los bordes de los cristales de hornblenda primaria; e) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestran cristales de ortopiroxeno con reemplazos pseudomórficos parciales de hornblenda secundaria (hbl_1) y de antofilita a partir de planos de debilidad y/o de bordes cristalinos.

7.2.2.1.2. Gabros hornbléndicos (diques)

Estas rocas afloran en discordancia con las noritas hornbléndicas encajonantes, son masivas y de tonalidad gris oscura (Fig. 7.8a, b). Microscópicamente presentan una textura inequigranular xenomórfica conformada por cristales de tamaño variable entre 0,2 y 1 mm (Fig. 7.9a) y una asociación mineral petrogenética compuesta por hbl_0+pl

Los cristales de hornblenda primaria representan la fase mineralógica más abundante, con proporciones modales que alcanzan el 50%. Son cristales anhedrales a subhedrales, de dimensiones que varían entre 0,2 y 1 mm y ocasionalmente poseen maclas simples y reemplazos parciales de antofilita en los bordes cristalinos (Fig. 7.9b). Frecuentemente contienen inclusiones de plagioclasa de hasta 0,16 mm, magnetita primaria de hasta 0,75 mm y pirrotina de hasta 0,075 mm (Fig. 7.9c). Estas últimas presentan calcopirita asociada (Fig. 7.9c).

Los cristales de plagioclasa representan una proporción modal del 43 %, son anhedrales y de dimensiones variables entre 0,2 y 1 mm. Poseen maclas polisintéticas y ocasionalmente contiene de inclusiones de apatito de hasta 0,025 mm, magnetita primaria de hasta 0,1 mm y pirrotina de hasta 0,07 mm.

Los cristales correspondientes a biotita son muy escasos, con proporciones modales que no superan el 5 %. Son euhedrales a subhedrales, tiene una dimensiones de hasta 0,4 mm y frecuentemente están reemplazando a la hornblenda primaria a partir de los bordes cristalinos (Fig. 7.9b).

Los sulfuros y óxidos alcanzan proporciones modales de hasta 6%, están dispuestos principalmente de manera intersticial y en menor medida como inclusiones dentro de los cristales de hornblenda primaria y plagioclasa, siendo los óxidos los de mayor abundancia. Los minerales opacos intersticiales están representados por cristales de magnetita primaria de hasta 0,14 mm, pirita primaria de hasta 0,03 mm y pirrotina de hasta 0,08 mm.

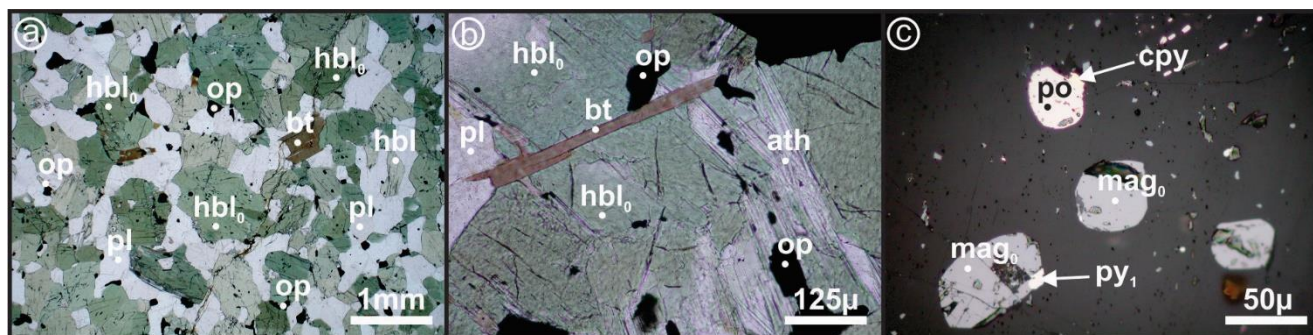


Figura 7.9. Diques gabro hornbléndicos de la UMSB-LH. a) Microfotografía sin polarizador interpuesto de la textura general de los diques; b) Microfotografía sin polarizador interpuesto de cristales de hornblenda primaria (hbl_0) con alteración a antofilita, inclusiones de minerales opacos primarios y reemplazos de biotita; c) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan inclusiones de magnetita primaria (mag_0) y pirrotina en los cristales de hornblenda primaria.

7.2.2.1.3. *Noritas olivínicas hornblendíferas*

En afloramiento tienen un aspecto granudo y tonalidad gris media (Fig. 7.10a). Microscópicamente presentan una textura inequigranular xenomórfica (Fig. 7.10b) con sectores caracterizados por texturas de tipo coroníticas y simplectíticas (Fig. 7.10b, c), cristales que pueden alcanzar los 6,4 mm y una asociación mineral petrogenética compuesta por $opx_0+hbl_0+ol+pl+cpx$. Asimismo, cabe mencionar que en estas rocas se diferencian dos generaciones de cristales de ortopiroxeno y dos generaciones de cristales de anfíbol, los cristales petrogenéticos (opx_0 , hbl_0) y los vinculados a los arreglos texturales de tipo coroníticos (opx_1 , amp_1). Respecto a esto, cabe aclarar que en el área de estudio solo se identificaron dos generaciones de piroxenos en las rocas con olivino, es

por ello que en este trabajo solo se hace la diferenciación de piroxenos primarios (px₀) y secundarios (px₁) en las variedades litológicas que contienen dicho mineral.

En aquellos sectores que no presentan texturas de tipo simplectíticas, los cristales de ortopiroxeno (opx₀) conforman oikocristales de dimensiones variables entre 3,2 y 6,4 mm, los cuales contienen numerosos chadacristales de olivino, que pueden alcanzar longitudes de 1 mm (Fig. 7.10d) y escasos chadacristales de plagioclasa de hasta 0,48 mm y de pirrotina de hasta 0,25 mm. Estos últimos, evidencian exsoluciones de calcopirita y exsoluciones tipo *flame* de pentlandita (Fig. 7.10e). Los cristales de olivino son anhedrales, de hasta 2 mm y presentan una abundante cantidad de fracturas, las cuales frecuentemente están rellenas por magnetita secundaria (Fig. 7.10f). Los cristales de plagioclasa son anhedrales, pueden alcanzar dimensiones de hasta 1,6 mm y contienen numerosas inclusiones pseudoparalelas de cristales de hornblenda (hbl₀) de hábito prismático de hasta 0,4 mm. Por su parte, los cristales de clinopiroxeno son muy escasos, de hábito anhedral y de tamaño variable entre 0,4 y 1,6 mm. Asimismo se observan sectores con oikocristales de hornblenda primaria (hbl₀) de hasta 6 mm, los cuales contienen chadacristales de olivino de hasta 1,2 mm que están rodeados por coronas de ortopiroxeno (opx₁) y chadacristales de plagioclasa de hasta 1 mm (Fig. 7.10c).

En lo que respecta a los sectores con arreglos de tipo coronítico y simplectítico, se observa una secuencia conformada por ol:opx₁:hbl₀:simplectita(amp₁+spl₁):pl, donde los cristales de olivino y plagioclasa representan los extremos de dicha secuencia (Fig. 7.10g). En estos arreglos texturales, los cristales de olivino están rodeados por bandas de espesor variable entre 0,08 y 0,4 mm, compuestas por cristales de ortopiroxeno (opx₁) dispuestos en forma perpendicular al contacto ol-opx₁. Alrededor de estas bandas de ortopiroxeno (opx₁) se presentan capas monominerales de hornblenda primaria (hbl₀), las cuales son a su vez rodeadas por capas de hasta 1,2 mm de espesor, en las cuales el anfíbol secundario (amp₁) forma intercrecimientos simplectíticos con espinelo secundario (spl₁) de color verde.

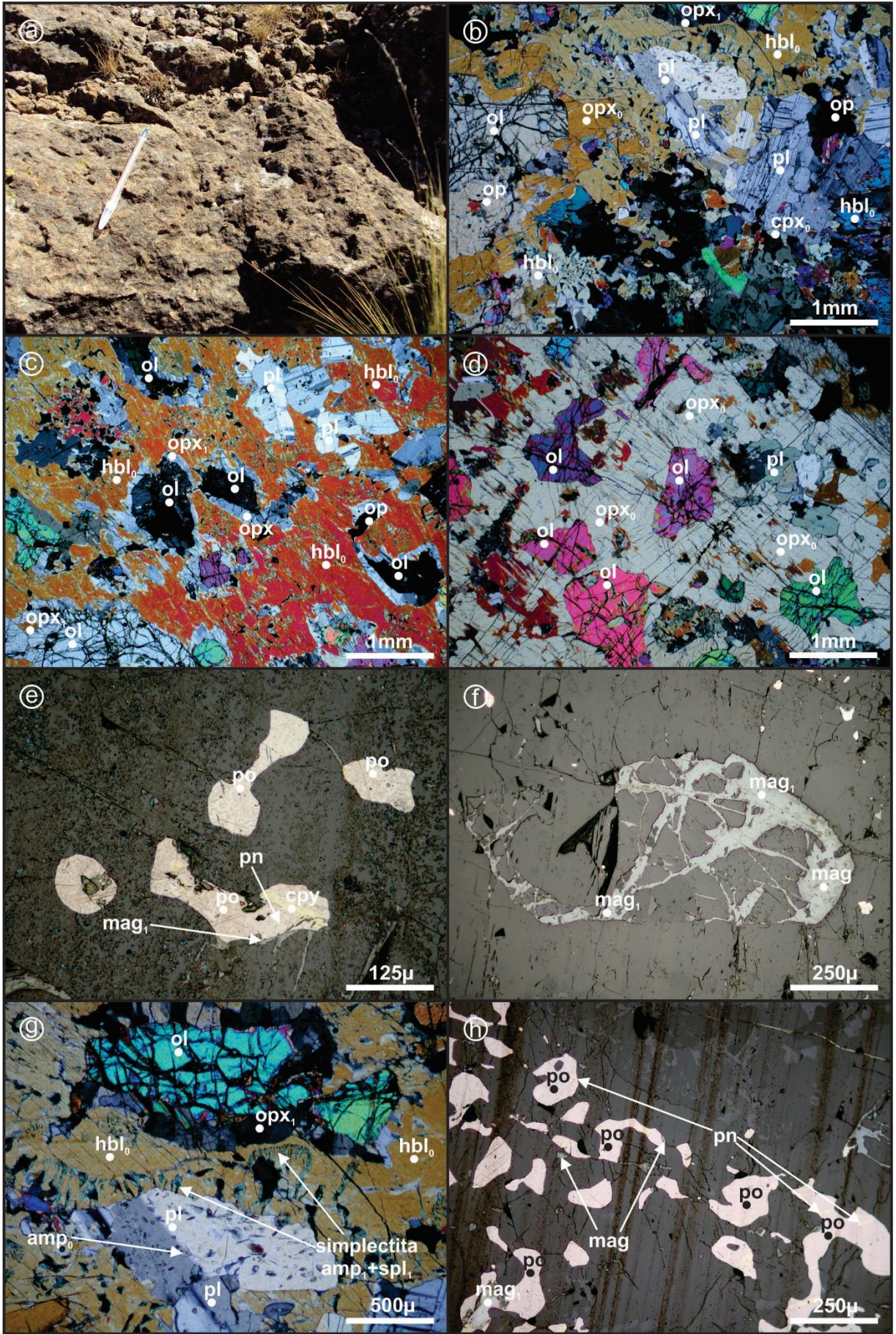


Figura 7.10. Noritas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH. a) Fotografía de los afloramientos de esta variedad litológica; b) Microfotografía con polarizador interpuesto de la textura general de estas rocas; c) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de hornblenda primaria (hbl_0) con chadacristales de olivino rodeados por coronas de ortopiroxeno (opx_1) y con chadacristales de plagioclasa; d) Microfotografía con polarizador interpuesto de un oikocristal de ortopiroxeno (opx_0) con chadacristales de olivino y plagioclasa; e) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se muestran chadacristales de pirrotina con exsoluciones de calcopirita y exsoluciones tipo *flame* de pentlandita contenidos en oikocristales de ortopiroxeno (opx_0); f) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se observan fracturas rellenas por magnetita secundaria (mag_1) en cristal de olivino; g) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se muestra un arreglo de tipo coronítico conformado por la secuencia $ol:opx_1:hbl_0:simplectita(amp_1+spl_1):pl$ y numerosas inclusiones prismáticas de hornblenda primaria en un cristal de plagioclasa; h) Microfotografía sin polarizador interpuesto de cristales de pirrotina con exsoluciones de clacopirita y tipo *flame* de pentlandita y reemplazos de magnetita secundaria, dispuestos de manera intersticial en los límites de las bandas opx_1-amp_1 .

El análisis calcográfico permitió determinar que los sulfuros son más abundantes que los óxidos, constituyendo entre ambos el 3% de la moda mineral. Los sulfuros están representados por cristales de pirrotina de hasta 0,1 mm con exsoluciones tipo *flame* de pentlandita, mientras que los óxidos están representados únicamente por magnetita secundaria, la cual reemplaza parcialmente a la pirrotina. Los sulfuros descritos están presentes principalmente como inclusiones dentro de los cristales de ortopiroxeno (opx_0) y de manera intersticial en los límites de las bandas opx_1-hbl_0 (Fig. 7.10h). Asimismo, es frecuente observar cristales de pirrotina de tamaño inferior a 0,02 mm asociados a los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol secundario y espinelo secundario.

7.2.2.1.4. Piroxenitas olivínicas hornblendíferas

En afloramiento son rocas de aspecto granudo y tonalidad gris oscura (Fig. 7.11a). Microscópicamente presentan una textura inequigranular xenomórfica (Fig. 7.11b) compuesta por cristales que alcanzan dimensiones de hasta 5,2 mm, una asociación mineral petrogenética constituida por $cpx+hbl_0+ol+opx+pl$ y sectores caracterizados por texturas de tipo coroníticas y simplectíticas (Fig. 7.11c). Al igual que en la variedad litológica descrita previamente, se reconocieron dos

generaciones de cristales de piroxeno, los petrogenéticos (opx_0 , cpx_0) y los vinculados a los arreglos texturales de tipo coroníticos (opx_1 , cpx_1).

En los sectores carentes de texturas de tipo coronítica, los cristales de clinopiroxeno (cpx_0) son anhedrales, pueden alcanzar dimensiones de hasta 5,2 mm, frecuentemente son reemplazados pseudomórficamente de manera parcial o casi total por hornblenda primaria (hbl_0) (Fig. 7.11b, d) y contienen inclusiones de calcopirita de hasta 0,6 mm y de pirrotina con reemplazos parciales de magnetita secundaria de hasta 0,4 mm. Los cristales de hornblenda primaria alcanzan dimensiones de hasta 3 mm y contienen inclusiones de ortopiroxeno (opx_0) de hasta 0,3 mm y de pirrotina de hasta 0,13 mm. Los cristales de ortopiroxeno (opx_0) son de morfología anhedral, de dimensiones variables entre 0,4 y 2 mm y frecuentemente presentan inclusiones de pirrotina y de magnetita primaria de hasta 0,1 mm y 0,06 mm, respectivamente. El olivino está representado por cristales subhedrales a anhedrales, de dimensiones que varían entre 0,4 y 1,6 mm y están fuertemente fracturados. Los cristales de plagioclasa son anhedrales, alcanzan dimensiones de hasta 4,8 mm, contienen numerosas inclusiones de hornblenda primaria de hasta 0,2 mm y presentan maclas de tipo polisintéticas.

En aquellos sectores con arreglos texturales de tipo coroníticos se observan cristales de olivino rodeados por coronas de ortopiroxeno (opx_1), las cuales tienen un espesor variable entre 0,2 y 0,4 mm, y por bandas conformadas por intercrecimientos simplectíticos entre clinopiroxeno (cpx_1) y espinelo secundario de color verde, las cuales son de espesor variable entre 0,2 y 0,6 mm (Fig. 7.11e, f). Cabe mencionar que a diferencia de las noritas olivínicas hornblendíferas, en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas no se puede apreciar una secuencia clara entre los cristales de olivino y plagioclasa.

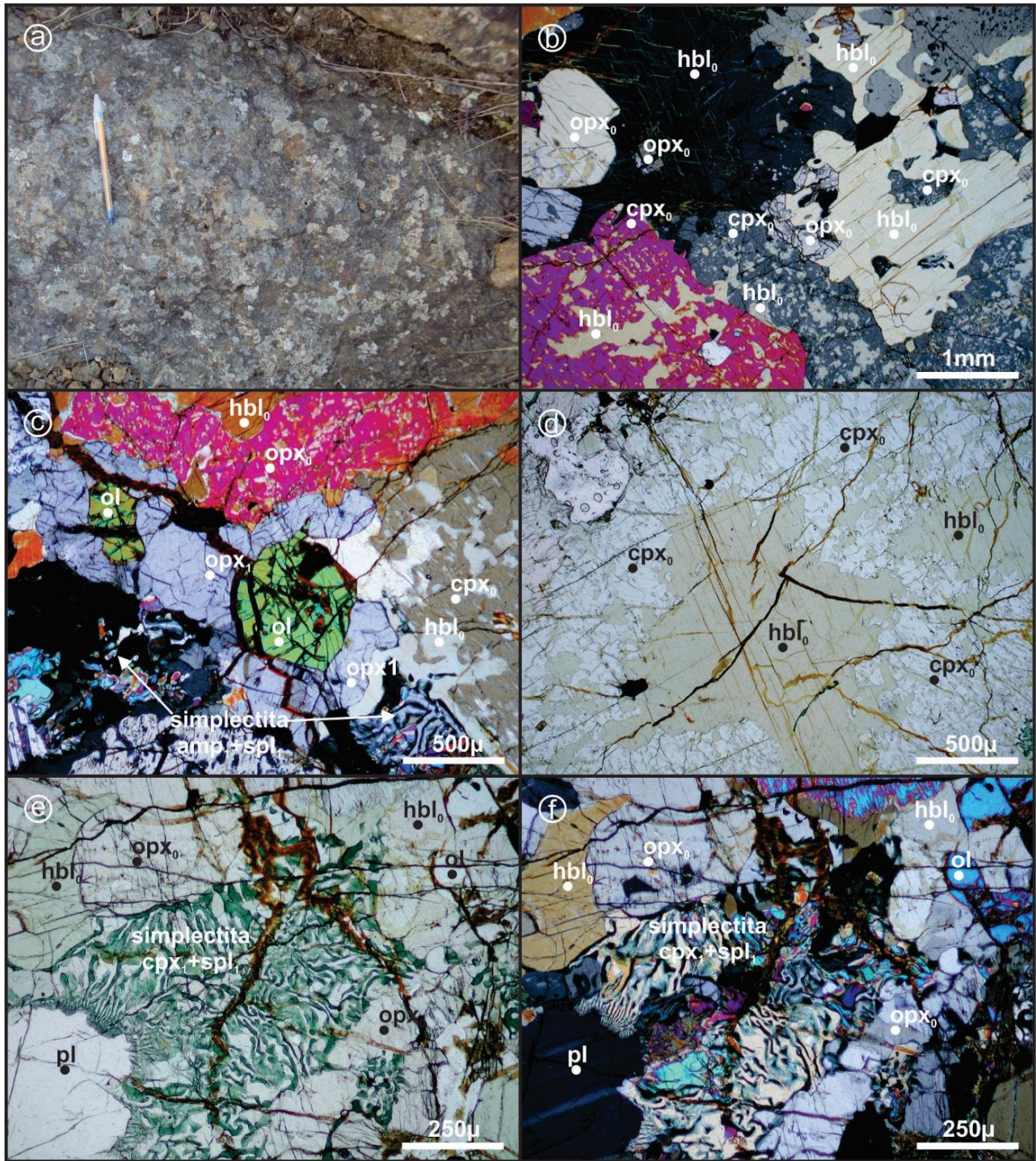


Figura 7.11. Piroxenitas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH. a) Fotografía de los afloramientos de esta variedad litológica; b) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa la textura general de estas rocas y cristales de clinopiroxeno (cpx_0) reemplazados pseudomórficamente por hornblenda primaria (hbl_0); c) Microfotografía sin polarizador interpuesto en la que se muestran texturas de tipo coroníticas y simplectíticas; d) Microfotografía con polarizador interpuesto en la que se observa un cristal de clinopiroxeno primario reemplazado pseudomórficamente por hornblenda primaria; e) Microfotografía sin polarizador interpuesto de un intercrecimiento simplectítico entre clinopiroxeno (cpx_1) y espinelo secundario (spl_1); f) Microfotografía con polarizador interpuesto de un intercrecimiento simplectítico entre clinopiroxeno y espinelo secundario.

7.3. Química mineral

7.3.1. Elementos mayoritarios

A continuación se detallan los resultados obtenidos a partir de análisis de química mineral de elementos mayoritarios llevados a cabo en cristales de anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y olivino, contenidos en muestras provenientes de las diferentes unidades definidas en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los cuadros 7.2 a 7.6 muestran los valores mínimos y máximos de cada una de las muestras analizadas. Para ver la totalidad de los resultados obtenidos en las muestras provenientes de dichas unidades ver los anexos 7.1 a 7.5 (*Cd-Rom*).

7.3.1.1. *Anfíbol*

Los análisis de química mineral realizados en los cristales de anfíbol contenidos en las diferentes unidades que componen el cuerpo intrusivo Las Higueras permitieron establecer que la clasificación de los mismos varía principalmente entre tschermakita y Mg-hornblenda (Leake *et al.* 1997). Más precisamente, en las tres unidades que componen el sector principal la clasificación de los cristales analizados varía entre Tsch-hornblenda y Mg-hornblenda, mientras que en el sector marginal la clasificación de los mismos varía entre Tsch-hornblenda y Mg-hornblenda en las noritas hornbléndicas, entre tschermakita y Tsch-hornblenda en los diques gabro hornbléndicos y es de tipo Tsch-hornblenda en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas (Fig. 7.12a; Cuadro 7.2). Una excepción a esto son los cristales de anfíbol contenidos en las noritas olivínicas hornblendíferas del sector marginal, cuya composición es de tipo tschermakita en el caso de los cristales primarios y de tipo pargasita en el caso de los cristales secundarios que forman intercrecimientos simplectíticos con espinelo secundario.

La concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO evidencia una correlación negativa entre dichos elementos en todas las unidades que conforman el cuerpo intrusivo Las Higueras (Fig. 7.12b).

En lo que respecta al sector principal, las unidades que lo componen presentan valores de #Mg que varían entre 0,58 y 0,81 en la UNHI-LH, entre 0,54 y 0,62 en la UNHM-LH y entre 0,61 y 0,67 en la UNHS-LH. En tanto, en las rocas que componen la UMSB-LH del sector marginal, el valor de #Mg varía entre 0,64 y 0,69 en las noritas hornbléndicas, entre 0,59 y 0,61 en los dique gabro hornbléndicos, entre 0,77 y 0,78 en las noritas olivínicas hornblendíferas y entre 0,79 y 0,82 en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas (Cuadro 7.2).

7.3.1.2. *Ortopiroxeno*

Los cristales de ortopiroxeno analizados en las diferentes litologías que componen el cuerpo intrusivo Las Higueras son de tipo enstatita (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 7.12c). La composición de estos cristales en las unidades del sector principal es $\text{En}_{(57,09-72,79)} \text{Fs}_{(26,56-42,39)} \text{Wo}_{(0,5-0,81)}$ en la UNHI-LH, $\text{En}_{(54,96-57,89)} \text{Fs}_{(41,25-44,09)} \text{Wo}_{(0,64-1,11)}$ en la UNHM-LH y $\text{En}_{(56,15-66,52)} \text{Fs}_{(32,75-42,82)} \text{Wo}_{(0,52-1,07)}$ en la UNHS-LH. Por otra parte, la composición de los cristales de ortopiroxeno en las rocas que componen la UMSB-LH es $\text{En}_{(59,83-64,51)} \text{Fs}_{(34,84-39,68)} \text{Wo}_{(0,34-1,41)}$ en las noritas hornbléndicas, $\text{En}_{(76,33-77,09)} \text{Fs}_{(22,43-23,2)} \text{Wo}_{(0,46-0,74)}$ en las noritas olivínicas hornblendíferas y $\text{En}_{(77,27-80,08)} \text{Fs}_{(19,51-22,05)} \text{Wo}_{(0,41-0,81)}$ en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas (Cuadro 7.3).

En la figura 7.12d se representa la concentración de $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO en los cristales de ortopiroxeno. La misma evidencia una correlación negativa en las diferentes rocas que componen el cuerpo intrusivo. El valor de #Mg de los cristales de ortopiroxeno contenidos en las unidades del sector principal varía entre 0,57 y 0,74 en la UNHI-LH, entre 0,55 y 0,59 en la UNHM-LH y entre 0,58 y 0,67 en la UNHS-LH. En lo que respecta a las rocas que componen la UMSB-LH, esta relación varía entre 0,62 y 0,65 en las noritas hornbléndicas, entre 0,77 y 0,79 en las noritas olivínicas hornblendíferas y entre 0,78 y 0,81 en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas (Cuadro 7.3).

Cuadro 7.2. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de anfíbol.

| Muestra | FC14 | FC39A | FC37 | FC16A | FC18 | FC33 | LH14 | FC47B | FC40 | UM | | | | | | | | | | |
|--|---------------------|--------|--------|---------|----------|--------|---------------------|--------------------|---------------------------------|-------------------------------------|--------|--------|--------|--------|----------|----------|--------------|----------|----------|----------|
| Sector | principal | | | | | | marginal | | | | | | | | | | | | | |
| Unidad | UNHI-LH | | | UNHM-LH | UNHS-LH | | | UMSB-LH | | | | | | | | | | | | |
| Litología | Norita hornbléndica | | | | | | Nortia hornbléndica | Gabro hornbléndico | Norita olivínica hornblendífera | Piroxenita olivínica hornblendífera | | | | | | | | | | |
| Mineral | Anfibol | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 47,50 | 49,83 | 48,66 | 50,23 | 43,43 | 45,39 | 42,36 | 45,23 | 42,90 | 46,50 | 47,19 | 50,09 | 44,31 | 46,69 | 42,09 | 43,38 | 42,08 | 43,72 | 43,92 | 44,87 |
| TiO ₂ | 0,71 | 1,28 | 0,46 | 0,81 | 0,90 | 1,35 | 0,95 | 2,35 | 0,74 | 1,89 | 0,77 | 1,72 | 0,76 | 1,43 | 1,01 | 1,32 | 0,10 | 1,24 | 0,61 | 0,96 |
| Al ₂ O ₃ | 8,08 | 9,31 | 7,66 | 8,71 | 11,86 | 12,81 | 10,44 | 12,93 | 9,72 | 12,75 | 7,48 | 10,02 | 9,75 | 11,51 | 13,79 | 15,05 | 15,20 | 16,86 | 13,41 | 14,23 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,08 | 0,06 | 0,19 | 0,01 | 0,07 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,44 |
| MnO | 0,10 | 0,15 | 0,17 | 0,22 | 0,13 | 0,22 | 0,14 | 0,23 | 0,14 | 0,18 | 0,11 | 0,15 | 0,19 | 0,24 | 0,18 | 0,25 | 0,06 | 0,12 | 0,07 | 0,11 |
| FeO _{total} | 7,31 | 8,15 | 9,70 | 11,03 | 13,49 | 14,92 | 13,48 | 15,75 | 10,67 | 13,97 | 8,71 | 9,91 | 11,41 | 12,94 | 13,21 | 14,09 | 7,30 | 8,07 | 6,44 | 7,33 |
| MgO | 16,61 | 17,79 | 14,99 | 16,48 | 11,63 | 12,36 | 10,47 | 12,35 | 11,96 | 13,34 | 14,79 | 16,56 | 13,02 | 14,54 | 11,06 | 11,84 | 14,67 | 15,57 | 15,41 | 16,41 |
| CaO | 11,84 | 12,26 | 11,46 | 11,95 | 11,10 | 11,65 | 11,32 | 11,88 | 11,69 | 13,02 | 11,83 | 12,26 | 11,28 | 11,72 | 11,10 | 11,49 | 11,81 | 12,39 | 12,20 | 12,74 |
| Na ₂ O | 0,79 | 0,98 | 0,66 | 0,93 | 1,29 | 1,53 | 1,09 | 1,43 | 0,82 | 1,41 | 0,77 | 1,09 | 0,69 | 1,15 | 1,48 | 1,79 | 2,07 | 2,59 | 1,69 | 1,94 |
| K ₂ O | 0,28 | 0,52 | 0,33 | 0,47 | 0,40 | 0,55 | 0,69 | 1,03 | 0,33 | 0,69 | 0,39 | 0,67 | 0,36 | 0,67 | 0,58 | 0,71 | 0,18 | 0,59 | 0,14 | 0,33 |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,07 |
| Sum | 96,27 | 97,30 | 97,06 | 98,31 | 96,35 | 98,03 | 96,54 | 97,72 | 95,69 | 97,09 | 97,03 | 98,39 | 95,66 | 96,69 | 96,81 | 97,60 | 96,87 | 97,94 | 96,17 | 96,83 |
| Cationes calculados en base a 23 oxígenos y 15 cationes +K +Na | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,87 | 7,08 | 6,99 | 7,17 | 6,43 | 6,63 | 6,34 | 6,71 | 6,47 | 6,76 | 6,82 | 7,13 | 6,63 | 6,84 | 6,26 | 6,39 | 6,09 | 6,28 | 6,37 | 6,48 |
| Ti | 0,08 | 0,14 | 0,05 | 0,09 | 0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,26 | 0,08 | 0,21 | 0,08 | 0,19 | 0,08 | 0,16 | 0,11 | 0,15 | 0,01 | 0,13 | 0,07 | 0,10 |
| Al | 1,35 | 1,58 | 1,29 | 1,47 | 2,06 | 2,21 | 1,82 | 2,26 | 1,71 | 2,18 | 1,26 | 1,71 | 1,69 | 1,99 | 2,40 | 2,64 | 2,58 | 2,85 | 2,28 | 2,43 |
| Cr | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | 0,88 | 0,98 | 1,15 | 1,33 | 1,65 | 1,86 | 1,66 | 1,98 | 1,29 | 1,76 | 1,04 | 1,19 | 1,40 | 1,61 | 1,63 | 1,74 | 0,88 | 0,97 | 0,78 | 0,88 |
| Mg | 3,57 | 3,77 | 3,23 | 3,49 | 2,57 | 2,69 | 2,35 | 2,73 | 2,58 | 2,96 | 3,19 | 3,49 | 2,88 | 3,19 | 2,45 | 2,60 | 3,15 | 3,34 | 3,33 | 3,53 |
| Ca | 1,82 | 1,88 | 1,75 | 1,83 | 1,77 | 1,85 | 1,81 | 1,91 | 1,87 | 2,02 | 1,82 | 1,88 | 1,77 | 1,86 | 1,76 | 1,83 | 1,82 | 1,91 | 1,88 | 1,97 |
| Na | 0,22 | 0,27 | 0,18 | 0,26 | 0,37 | 0,44 | 0,31 | 0,41 | 0,23 | 0,41 | 0,21 | 0,30 | 0,20 | 0,33 | 0,43 | 0,51 | 0,58 | 0,72 | 0,47 | 0,54 |
| K | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,10 | 0,13 | 0,20 | 0,06 | 0,13 | 0,07 | 0,12 | 0,07 | 0,13 | 0,11 | 0,14 | 0,03 | 0,11 | 0,03 | 0,06 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Mg # | 0,78 | 0,81 | 0,71 | 0,75 | 0,58 | 0,62 | 0,54 | 0,62 | 0,61 | 0,67 | 0,73 | 0,77 | 0,64 | 0,69 | 0,59 | 0,61 | 0,77 | 0,78 | 0,79 | 0,82 |
| | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Mg-hbl | Tsch-hbl | Tsch-hbl | Tschemarkita | Tsch-hbl | Tsch-hbl | Tsch-hbl |

Cuadro 7.3. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de ortopiroxeno.

| Muestra | FC14 | | FC39A | | FC37 | | FC16A | | FC18 | | FC33 | | LH14 | | FC40 | | UM | |
|--|---------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------------------|-----------|---------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|
| Sector | principal | | | | | | | | | | | | marginal | | | | | |
| Unidad | UNHI-LH | | | | UNHM-LH | | | | UNHS-LH | | | | UMSB-LH | | | | | |
| Litología | Norita hornbléndica | | | | | | | | | | | | Norita hornbléndica | | Norita olivínica hornblendífera | | Piroxenita olivínica hornblendífera | |
| Mineral | Ortopiroxeno | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 52,41 | 54,59 | 53,31 | 54,14 | 50,93 | 51,99 | 51,28 | 51,64 | 49,75 | 51,82 | 53,27 | 54,28 | 50,65 | 52,57 | 53,58 | 54,71 | 53,55 | 54,83 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,09 | 0,01 | 0,06 | 0,04 | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,01 | 0,10 | 0,04 | 0,10 | 0,03 | 0,11 | 0,03 | 0,07 | 0,01 | 0,06 |
| Al ₂ O ₃ | 1,18 | 1,54 | 1,06 | 1,23 | 1,70 | 2,24 | 1,16 | 1,73 | 1,16 | 1,57 | 0,70 | 1,31 | 0,94 | 1,86 | 1,84 | 2,93 | 2,22 | 3,45 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,08 |
| FeO _{total} | 17,15 | 17,70 | 20,94 | 22,60 | 25,37 | 26,11 | 25,05 | 26,75 | 24,83 | 26,27 | 20,85 | 22,07 | 21,65 | 24,30 | 14,50 | 14,92 | 12,71 | 14,14 |
| MnO | 0,40 | 0,44 | 0,58 | 0,71 | 0,52 | 0,57 | 0,66 | 0,71 | 0,69 | 0,75 | 0,52 | 0,58 | 0,67 | 0,78 | 0,30 | 0,34 | 0,29 | 0,35 |
| MgO | 25,81 | 26,62 | 22,37 | 23,74 | 19,63 | 20,01 | 18,71 | 19,73 | 19,28 | 20,31 | 22,41 | 23,72 | 20,56 | 22,48 | 27,37 | 28,29 | 27,48 | 29,25 |
| CaO | 0,25 | 0,39 | 0,27 | 0,40 | 0,24 | 0,39 | 0,31 | 0,53 | 0,39 | 0,51 | 0,26 | 0,52 | 0,17 | 0,68 | 0,23 | 0,37 | 0,21 | 0,41 |
| NiO | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,06 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,03 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 |
| Total | 98,23 | 100,45 | 100,26 | 101,03 | 99,43 | 100,48 | 98,87 | 99,90 | 97,39 | 99,36 | 99,74 | 100,97 | 98,07 | 99,29 | 99,51 | 100,44 | 98,66 | 99,98 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,94 | 1,97 | 1,97 | 1,98 | 1,94 | 1,96 | 1,96 | 1,98 | 1,93 | 1,97 | 1,97 | 2,00 | 1,94 | 1,97 | 1,92 | 1,95 | 1,92 | 1,96 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,10 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,09 | 0,15 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 |
| Fe ²⁺ | 0,49 | 0,53 | 0,64 | 0,70 | 0,79 | 0,82 | 0,79 | 0,86 | 0,75 | 0,79 | 0,64 | 0,69 | 0,67 | 0,73 | 0,41 | 0,45 | 0,36 | 0,42 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,41 | 1,43 | 1,24 | 1,30 | 1,11 | 1,12 | 1,07 | 1,12 | 1,11 | 1,15 | 1,24 | 1,30 | 1,17 | 1,25 | 1,47 | 1,50 | 1,48 | 1,56 |
| Ca | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| #Mg | 0,73 | 0,74 | 0,64 | 0,67 | 0,57 | 0,59 | 0,55 | 0,59 | 0,58 | 0,60 | 0,64 | 0,67 | 0,62 | 0,65 | 0,77 | 0,79 | 0,78 | 0,81 |
| En | 71,85 | 72,79 | 63,32 | 66,39 | 57,09 | 57,83 | 54,96 | 57,89 | 56,15 | 58,74 | 63,84 | 66,52 | 59,83 | 64,51 | 76,33 | 77,09 | 77,27 | 80,08 |
| Fs | 26,56 | 27,64 | 32,84 | 35,88 | 41,49 | 42,39 | 41,25 | 44,09 | 40,43 | 42,85 | 32,75 | 35,26 | 34,84 | 39,68 | 22,43 | 23,20 | 19,51 | 22,05 |
| Wo | 0,50 | 0,77 | 0,54 | 0,82 | 0,50 | 0,81 | 0,64 | 1,11 | 0,82 | 1,07 | 0,52 | 1,04 | 0,34 | 1,41 | 0,46 | 0,74 | 0,41 | 0,81 |
| | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita | Enstatita |

7.3.1.3. Clinopiroxeno

Esta fase mineral es escasa en la mayoría de las unidades estratigráficas que componen el cuerpo intrusivo Las Higueras, es por ello que solo pudieron analizarse cristales de clinopiroxeno en las rocas que componen las unidades UNHS-LH y UMSB-LH. En estas, los cristales de clinopiroxeno clasifican como diópsido (Morimoto *et al.* 1988) (Fig. 7.12e) y su composición es $\text{En}_{(39,4-39,55)} \text{Fs}_{(13,13-13,37)} \text{Wo}_{(47,23-47,32)}$ en la UNHS-LH, $\text{En}_{(44,18-44,39)} \text{Fs}_{(7,57-7,72)} \text{Wo}_{(47,94-48,1)}$ en las noritas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH y $\text{En}_{(44,02-45,01)} \text{Fs}_{(6,18-7,49)} \text{Wo}_{(47,64-49,54)}$ en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH (Cuadro 7.4).

En estas rocas, el #Mg de los cristales de clinopiroxeno varía entre 0,81 y 0,82 en la UNHS-LH, entre 0,87 y 0,88 en las noritas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH y entre 0,86 y 0,91 en las piroxenitas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH (Cuadro 7.4).

7.3.1.4. Plagioclasa

Los cristales de plagioclasa analizados en las diferentes unidades estratigráficas que componen el cuerpo intrusivo Las Higueras son de tipo bitownita a anortita (Deer *et al.* 1992) (Fig. 7.12f). En las unidades que componen el sector principal sus proporciones son $\text{An}_{(83,39-93,2)} \text{Ab}_{(6,7-16,38)} \text{Or}_{(0-0,23)}$ en la UNHI-LH, $\text{An}_{(87,32-87,33)} \text{Ab}_{(12,51-12,57)} \text{Or}_{(0,1-0,17)}$ en la UNHM-LH y $\text{An}_{(84,9-89,96)} \text{Ab}_{(10,03-15)} \text{Or}_{(0,01-0,17)}$ en la UNHS-LH. En tanto, en las rocas que componen la UMSB-LH, la composición de los cristales de plagioclasa es $\text{An}_{(84,16-85,72)} \text{Ab}_{(14,22-15,74)} \text{Or}_{(0,02-0,21)}$ en las noritas hornbléndicas, $\text{An}_{(90,36-91,49)} \text{Ab}_{(8,39-9,57)} \text{Or}_{(0-0,13)}$ en los diques gabro hornbléndicos y $\text{An}_{(96,54-97,13)} \text{Ab}_{(2,87-3,46)} \text{Or}_{(0-0,05)}$ en las noritas olivínicas hornblendíferas. (Cuadro 7.5).

En la figura 7.12g se puede observar que la concentración de CaO *versus* Na₂O en los cristales de plagioclasa de las diferentes unidades presenta una correlación con tendencia negativa.

Cuadro 7.4. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de clinopiroxeno.

| Muestra | FC18 | | FC40 | | UM | |
|--|---------------------|----------|---------------------------------|----------|-------------------------------------|----------|
| Sector | principal | | marginal | | | |
| Unidad | UNHS-LH | | UMSB-LH | | | |
| Litología | Norita hornbléndica | | Norita olivínica hornblendífera | | Piroxenita olivínica hornblendífera | |
| Mineral | Clinopiroxeno | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 51,20 | 51,34 | 52,42 | 52,90 | 52,04 | 52,71 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,12 | 0,16 | 0,19 | 0,15 | 0,28 |
| Al ₂ O ₃ | 1,36 | 1,58 | 2,83 | 3,26 | 2,00 | 3,17 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,17 |
| FeO _{total} | 8,30 | 8,16 | 4,79 | 4,83 | 3,90 | 4,67 |
| MnO | 0,27 | 0,27 | 0,12 | 0,15 | 0,13 | 0,16 |
| MgO | 13,72 | 13,79 | 15,52 | 15,73 | 15,32 | 15,90 |
| CaO | 22,88 | 22,96 | 23,51 | 23,71 | 23,19 | 24,41 |
| NiO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 |
| Na ₂ O | 0,34 | 0,37 | 0,20 | 0,24 | 0,07 | 0,12 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 |
| Total | 98,23 | 98,60 | 100,06 | 100,41 | 98,68 | 99,69 |
| Cationes calculados en base a 6 oxígenos | | | | | | |
| Si | 1,94 | 1,93 | 1,92 | 1,93 | 1,91 | 1,95 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 |
| Al | 0,06 | 0,07 | 0,12 | 0,14 | 0,09 | 0,14 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe ³⁺ | 0,08 | 0,08 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,04 |
| Fe ²⁺ | 0,18 | 0,17 | 0,11 | 0,13 | 0,08 | 0,14 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Mg | 0,77 | 0,77 | 0,85 | 0,86 | 0,84 | 0,87 |
| Ca | 0,93 | 0,93 | 0,92 | 0,93 | 0,92 | 0,96 |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,01 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| #Mg | 0,81 | 0,82 | 0,87 | 0,88 | 0,86 | 0,91 |
| En | 39,40 | 39,55 | 44,18 | 44,39 | 44,02 | 45,01 |
| Fs | 13,13 | 13,37 | 7,57 | 7,72 | 6,18 | 7,49 |
| Wo | 47,23 | 47,32 | 47,94 | 48,10 | 47,64 | 49,54 |
| | Diópsido | Diópsido | Diópsido | Diópsido | Diópsido | Diópsido |

Cuadro 7.5. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de plagioclasa.

| Muestra | FC14 | | FC39A | | FC37 | | FC16A | | FC18 | | FC33 | | LH14 | | FC47B | | FC40 | |
|---|--------------------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------------------|-----------|-------------------|----------|---------------------------------|----------|
| Sector | principal | | | | | | | | | | | | marginal | | | | | |
| Unidad | UNHI-LH | | | | UNHM-LH | | | | UNHS-LH | | | | UMSB-LH | | | | | |
| Litología | Norita hornblédica | | | | | | | | | | | | Norita hornblédica | | Gabro hornblédico | | Norita olivínica hornblendífera | |
| Mineral | Plagioclasa | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. | Mín. | Máx. |
| SiO ₂ | 44,63 | 44,77 | 46,59 | 47,11 | 43,75 | 45,49 | 46,01 | 45,97 | 44,86 | 45,66 | 45,85 | 46,33 | 46,10 | 46,34 | 44,37 | 44,84 | 43,64 | 43,74 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 34,61 | 34,86 | 33,73 | 34,01 | 35,47 | 35,77 | 34,70 | 34,42 | 34,19 | 34,75 | 33,90 | 34,28 | 34,08 | 34,31 | 35,12 | 35,28 | 35,28 | 35,42 |
| FeO _{total} | 0,02 | 0,17 | 0,07 | 0,23 | 0,09 | 0,29 | 0,11 | 0,13 | 0,25 | 0,45 | 0,04 | 0,20 | 0,25 | 0,28 | 0,15 | 0,29 | 0,00 | 0,00 |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| CaO | 18,11 | 18,50 | 17,15 | 17,39 | 18,91 | 19,09 | 17,88 | 17,99 | 17,79 | 18,10 | 17,36 | 17,58 | 17,14 | 17,52 | 18,73 | 18,83 | 19,38 | 19,74 |
| Na ₂ O | 1,10 | 1,19 | 1,69 | 1,86 | 0,76 | 0,85 | 1,42 | 1,43 | 1,26 | 1,45 | 1,53 | 1,67 | 1,67 | 1,79 | 0,95 | 1,00 | 0,32 | 0,39 |
| K ₂ O | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Cationes calculados en base a 16 oxígenos | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,05 | 2,07 | 2,08 | 2,15 | 1,99 | 2,10 | 2,10 | 2,10 | 2,07 | 2,10 | 2,06 | 2,13 | 2,10 | 2,13 | 2,03 | 2,06 | 2,03 | 2,05 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 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 | 1,88 | 1,89 | 1,82 | 1,87 | 1,86 | 1,92 | 1,87 | 1,85 | 1,85 | 1,89 | 1,83 | 1,87 | 1,83 | 1,85 | 1,88 | 1,90 | 1,94 | 1,95 |
| Fe ³⁺ | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,09 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,07 | 0,02 | 0,07 | 0,03 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,00 | 0,01 |
| Fe ²⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 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 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,90 | 0,91 | 0,84 | 0,88 | 0,86 | 0,94 | 0,88 | 0,88 | 0,88 | 0,89 | 0,85 | 0,88 | 0,84 | 0,86 | 0,91 | 0,92 | 0,97 | 0,99 |
| Na | 0,10 | 0,11 | 0,12 | 0,16 | 0,07 | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 0,08 | 0,10 | 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 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| An | 89,36 | 90,18 | 83,39 | 87,65 | 86,69 | 93,20 | 87,32 | 87,33 | 87,11 | 89,96 | 84,90 | 87,53 | 84,16 | 85,72 | 90,36 | 91,49 | 96,54 | 97,13 |
| Ab | 9,74 | 10,64 | 12,20 | 16,38 | 6,70 | 13,29 | 12,51 | 12,57 | 10,03 | 12,83 | 12,44 | 15,00 | 14,22 | 15,74 | 8,39 | 9,57 | 2,87 | 3,46 |
| Or | 0,00 | 0,16 | 0,03 | 0,23 | 0,00 | 0,10 | 0,17 | 0,10 | 0,01 | 0,17 | 0,01 | 0,15 | 0,02 | 0,21 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,05 |
| | Bitownita | Anortita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Anortita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Bitownita | Anortita | Anortita | Anortita | Anortita |

7.3.1.5. Olivino

Los cristales de olivino analizados en las noritas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH clasifican como crisolita de composición $Fo_{(72,97-73,54)}Fa_{(26,46-27,03)}$ y presentan valores de #Mg variables entre 0,73 y 0,74 (Cuadro 7.6).

Cuadro 7.6. Concentración mínima y máxima de elementos mayoritarios en cristales de olivino.

| Muestra | FC40 | |
|------------------------------------|------------------------------------|-------|
| Sector | marginal | |
| Unidad | UMSB-LH | |
| Litología | norita olivínica hornblendífera | |
| Mineral | Olivino | |
| | Min | Max |
| SiO ₂ | 37,71 | 38,22 |
| TiO ₂ | 0,00 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 0,00 | 0,01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 |
| FeO _{total} | 23,90 | 24,47 |
| MnO | 0,28 | 0,32 |
| MgO | 37,06 | 37,63 |
| NiO | 0,01 | 0,06 |
| CaO | 0,00 | 0,04 |
| Na ₂ O | 0,00 | 0,01 |
| Normalización en base a 3 cationes | | |
| Si | 0,99 | 1,00 |
| Ti | 0,00 | 0,00 |
| Al | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 |
| Fe ²⁺ | 0,53 | 0,54 |
| Mn ²⁺ | 0,01 | 0,01 |
| Mg | 1,45 | 1,47 |
| Ni | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,00 | 0,00 |
| Scat | 3,00 | 3,01 |
| | | |
| mg# | 0,73 | 0,74 |
| | | |
| Fo | 72,97 | 73,54 |
| Fa | 26,46 | 27,03 |

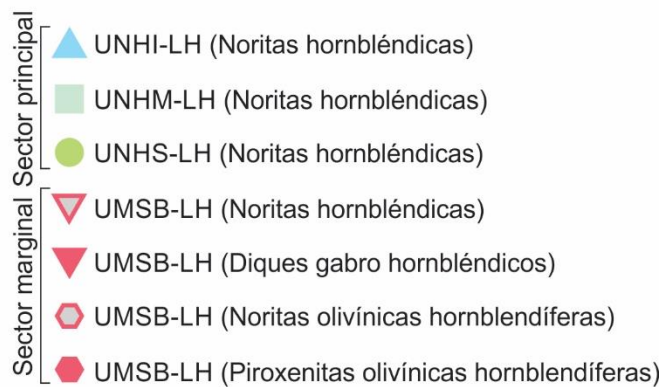
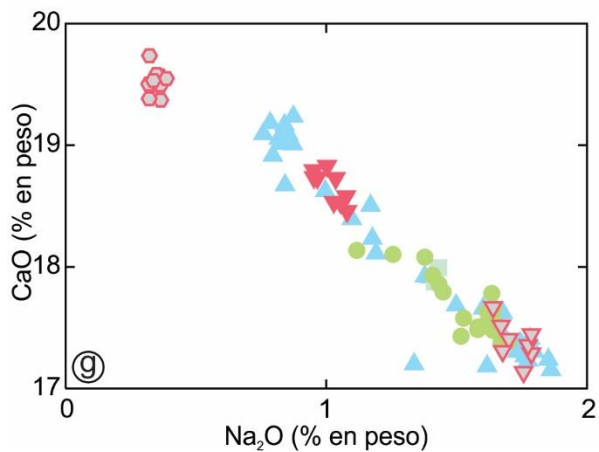
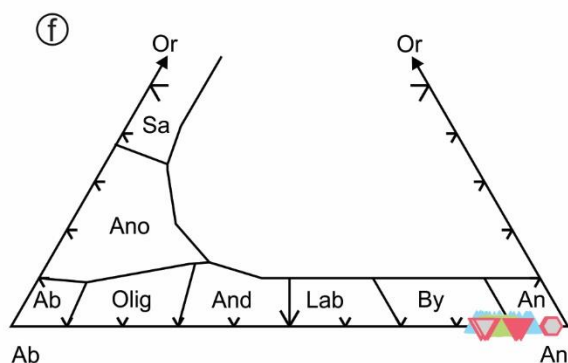
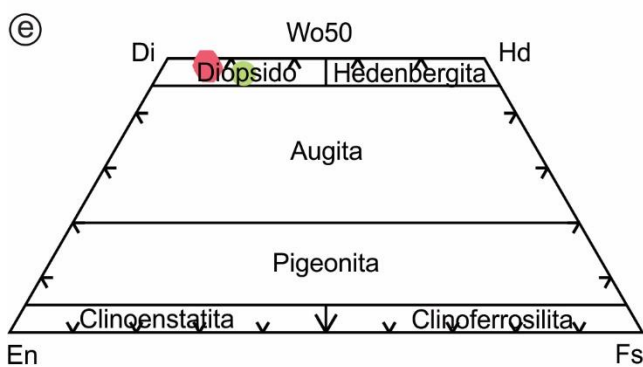
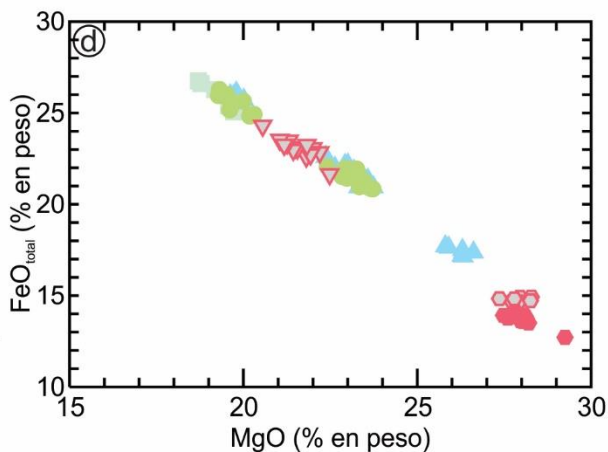
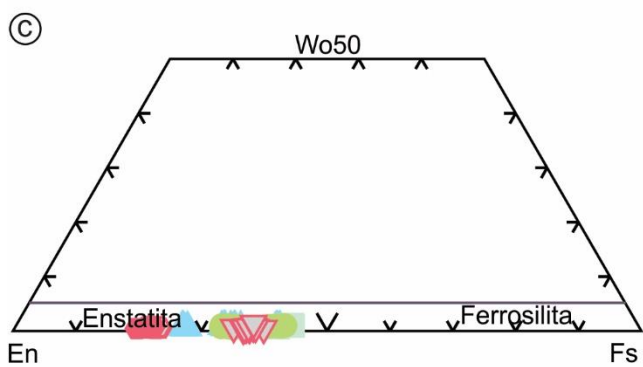
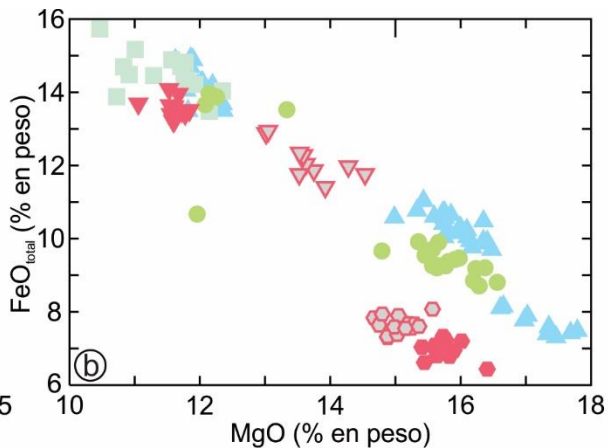
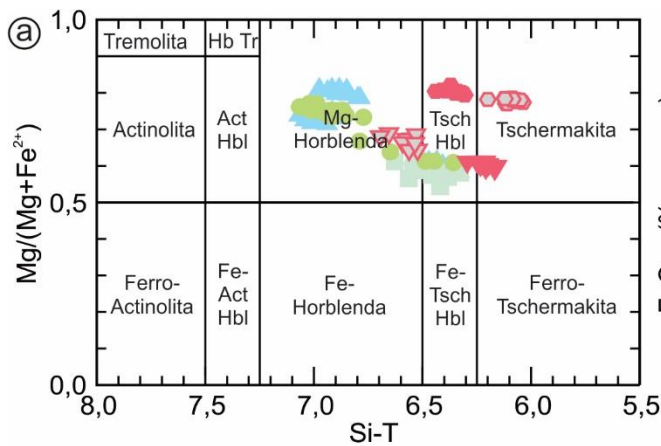


Figura 7.12. a) Diagrama de clasificación de anfíbol según Leake *et al.* (1997); b) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en anfíbol; c) diagrama de clasificación de ortopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); d) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en ortopiroxeno; e) diagrama de clasificación de clinopiroxeno según Morimoto *et al.* (1988); f) diagrama de clasificación de feldespatos según Deer *et al.* (1992); g) CaO vs. Na₂O en plagioclasa.

7.3.2. Elementos traza y elementos de las tierras raras

En el cuadro 7.7 se muestran los resultados de los análisis de química mineral de elementos traza y tierras raras realizados en cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa contenidos en la muestra FC16A, correspondiente a la UNHM-LH del sector principal.

7.3.2.1. *Hornblenda*

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible observar que los cristales de hornblenda analizados se encuentran en general enriquecidos, aproximadamente, entre 45 y 105 veces (Fig. 7.13a). Este diagrama presenta patrones levemente enriquecidos en ETRL respecto de los ETRP con valores para la relación La_N/Yb_N comprendidos entre 1,57 y 1,63 (Cuadro 7.7). Asimismo, estos patrones de distribución presentan una anomalía negativa de europio, con valores de Eu/Eu^* variables entre 0,62 y 0,66 (Cuadro 7.7).

En el diagrama multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) los cristales analizados poseen un elevado grado de enriquecimiento en todos los elementos analizados, sin embargo, la mayoría de los elementos *LILE* presentan un menor grado de enriquecimiento respecto de los elementos *HFSE*. En este diagrama, asimismo, se destacan marcadas anomalías negativas de Th, Sr, Zr y Ti (Fig. 7.13b).

7.3.2.2. *Ortopiroxeno*

Los cristales de ortopiroxeno evidencian patrones de ETRL y ETRM empobrecidas respecto del condrito (Sun y McDonough 1989), mientras que los ETRP tienden a estar levemente enriquecidas

(Fig. 7.13c). Este fuerte empobrecimiento en ETRL respecto de los ETRP es evidenciado por una relación La_N/Yb_N con valores de 0,02. Asimismo, las concentraciones de Eu varían fuertemente, por lo que la relación Eu/Eu^* varía ampliamente entre 0,51 y 1,34.

El diagrama multielemental normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) evidencia que los elementos *LILE* y la mayoría de los elementos *HFSE*, a excepción de Tm, Yb y Lu, se encuentran empobrecidos (Fig. 7.13d). Dichos elementos presentan un patrón de distribución irregular, con marcadas anomalías negativas de Nb y Sr, y una leve anomalía positiva de Ti.

7.3.2.3. *Plagioclasa*

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) se observa que los cristales de plagioclasa evidencian patrones enriquecidos en los ETRL y empobrecidos en el caso de los ETRP (Fig. 7.13e), característica que es consistente con los elevados valores de la relación La_N/Yb_N , los cuales varían entre 125,78 y 160,68.

En lo que respecta al diagrama de multielementos, se pueden observar patrones de distribución muy irregulares, en el cual los elementos *LILE* están tanto enriquecidos como empobrecidos respecto al condrito (Sun y McDonough 1989), mientras que los elementos *HFSE* se encuentran empobrecidos. (Fig. 7.13f). Asimismo estos patrones de distribución evidencian marcadas anomalías negativas de Nb, Zr, Ti, y anomalías positivas de Sr y Eu.

Cuadro 7.7. Concentración de elementos traza y ETR en cristales de hornblenda primaria, ortopiroxeno y plagioclasa contenidos en la muestra FC16A de la UNHM-LH.

| Muestra | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A | FC16A |
|----------------------------------|----------|----------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Mineral | hbl | hbl | hbl | opx | opx | opx | pl | pl | pl |
| Ti | 11108,77 | 11609,52 | 11114,90 | 593,21 | 598,92 | 555,95 | 17,37 | 17,73 | 16,15 |
| Rb | 5,63 | 5,75 | 5,68 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,20 | 0,19 | 0,19 |
| Sr | 48,14 | 56,92 | 54,66 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 612,43 | 575,43 | 549,70 |
| Y | 77,07 | 80,06 | 77,84 | 0,75 | 0,93 | 0,86 | 0,16 | 0,15 | 0,13 |
| Zr | 31,19 | 34,05 | 36,02 | 0,91 | 0,95 | 0,52 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Nb | 6,65 | 7,16 | 7,44 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 |
| Cs | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,12 | 0,11 | 0,12 |
| Ba | 83,08 | 80,27 | 74,63 | 0,04 | 0,08 | 0,04 | 36,47 | 41,06 | 40,36 |
| La | 18,70 | 18,98 | 18,63 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 7,54 | 7,48 | 7,84 |
| Ce | 74,47 | 77,15 | 74,94 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 10,62 | 10,11 | 10,11 |
| Pr | 11,71 | 12,42 | 12,09 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,71 | 0,76 | 0,70 |
| Nd | 57,39 | 59,25 | 57,39 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 1,64 | 1,93 | 1,66 |
| Sm | 15,34 | 15,49 | 15,43 | 0,04 | 0,09 | 0,04 | 0,09 | 0,19 | 0,26 |
| Eu | 3,24 | 3,16 | 3,10 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,88 | 0,81 | 0,77 |
| Gd | 14,86 | 15,03 | 15,36 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,08 | 0,15 | 0,07 |
| Tb | 2,17 | 2,28 | 2,35 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| Dy | 14,55 | 15,39 | 15,68 | 0,11 | 0,11 | 0,14 | 0,06 | 0,06 | 0,05 |
| Ho | 3,00 | 3,11 | 2,97 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Er | 8,49 | 8,43 | 8,37 | 0,12 | 0,14 | 0,12 | 0,05 | 0,02 | 0,02 |
| Tm | 1,24 | 1,22 | 1,29 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Yb | 8,56 | 8,45 | 8,19 | 0,28 | 0,30 | 0,34 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| Lu | 1,24 | 1,21 | 1,14 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Hf | 2,43 | 2,66 | 2,78 | 0,10 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| Ta | 0,29 | 0,33 | 0,31 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Pb | 1,57 | 1,62 | 1,51 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 6,38 | 5,60 | 5,52 |
| Th | 0,19 | 0,35 | 0,29 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| U | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 |
| La _N /Yb _N | 1,57 | 1,61 | 1,63 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 125,78 | 134,14 | 160,68 |
| Eu/Eu* | 0,66 | 0,63 | 0,62 | 0,51 | 0,52 | 1,34 | 32,11 | 14,52 | 16,94 |

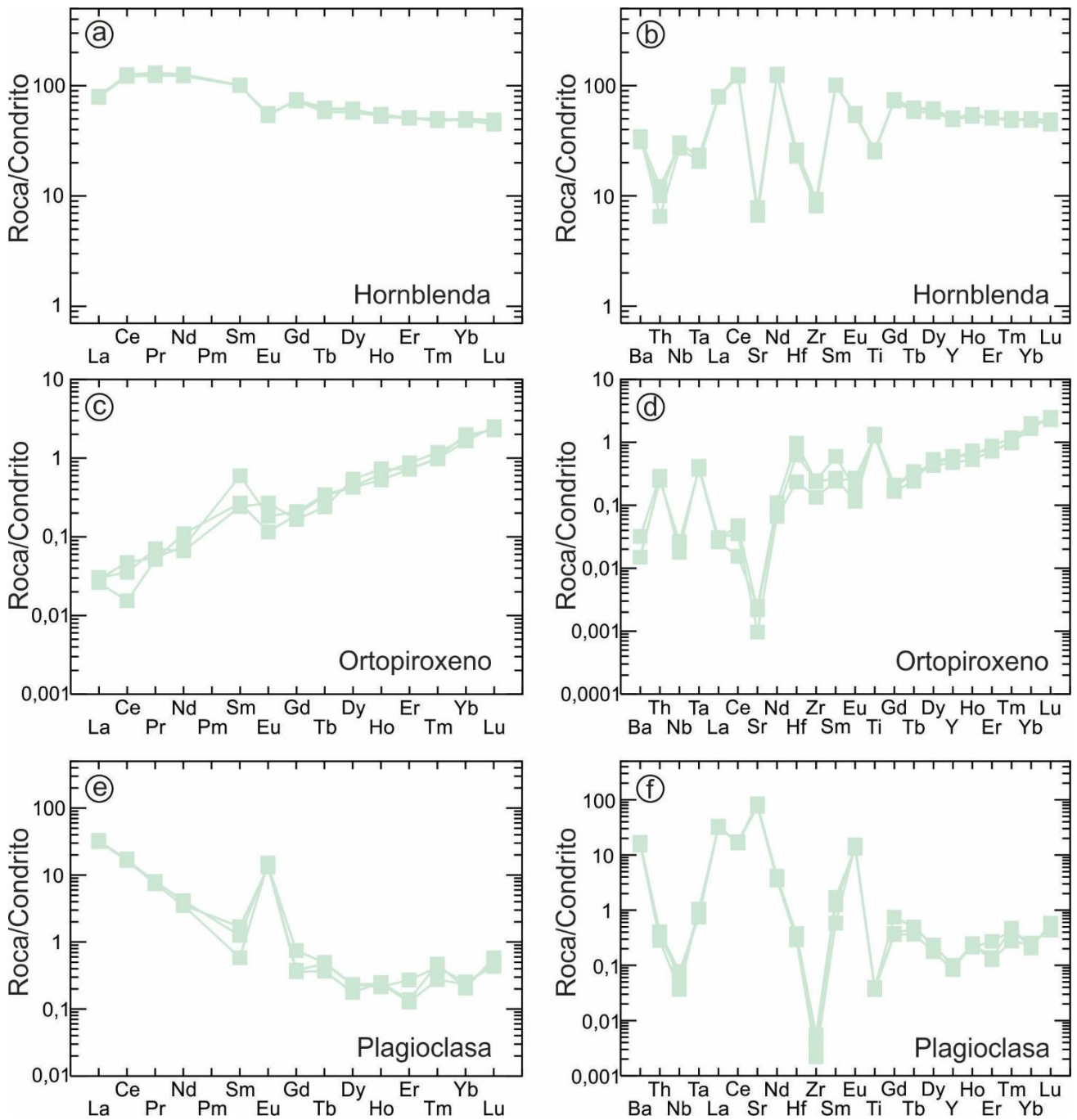


Figura 7.13. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) y diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) de la muestra FC16A correspondiente a la UNHM-LH. a, b) Hornblenda; c, d) ortopiroxeno; e, f) plagioclasa.

7.4. Geoquímica de roca total

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total de las muestras estudiadas en cada una de las unidades estratigráficas se presentan en el cuadro 7.8.

Cuadro 7.8. Análisis geoquímicos de roca total correspondientes a las diferentes unidades estratigráficas que conforman el cuerpo intrusivo Las Higueras.

| Muestra | FC14 | LH22 | FC39A | LH28 | FC37 | FC16A | FC36 | FC18 | FC20 | FC33 | FC12 | LH 14 | FC47B | FC40 | UM |
|----------------------------------|-----------------------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|-----------------------|----------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|--------|
| Sector | principal | | | | | | | | | | marginal | | | | |
| Unidad | UNHI-LH | | | | UNHM-LH | | | UNHS-LH | | | UMSB-LH | | | | |
| Litología | Noritas hornbléndicas | | | | | | | | | | Noritas hornbléndicas | Gabro hornbléndico (dique) | Norita olivínica hornblendífera | Piroxenita olivínica hornblendífera | |
| SiO ₂ | 47,99 | 47,96 | 49,26 | 47,95 | 45,43 | 46,11 | 49,98 | 46,90 | 48,73 | 50,27 | 49,86 | 46,36 | 42,08 | 43,35 | 47,20 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,92 | 0,22 | 0,46 | 1,10 | 1,17 | 0,41 | 1,76 | 0,92 | 0,64 | 0,88 | 0,49 | 1,83 | 0,28 | 0,25 |
| Al ₂ O ₃ | 19,02 | 19,37 | 21,13 | 19,72 | 18,62 | 18,81 | 13,22 | 18,92 | 18,07 | 19,26 | 17,17 | 25,36 | 18,95 | 18,25 | 13,19 |
| FeO _{total} | 7,20 | 11,13 | 6,67 | 8,14 | 13,15 | 11,07 | 9,81 | 10,98 | 9,92 | 6,94 | 9,95 | 5,47 | 13,48 | 10,50 | 6,98 |
| MnO | 0,14 | 0,20 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,19 | 0,18 | 0,21 | 0,18 | 0,14 | 0,19 | 0,12 | 0,17 | 0,14 | 0,13 |
| MgO | 10,61 | 7,61 | 7,54 | 8,36 | 8,68 | 7,24 | 13,48 | 7,19 | 8,65 | 8,07 | 7,27 | 4,70 | 8,10 | 16,12 | 14,93 |
| CaO | 11,82 | 11,29 | 13,44 | 12,56 | 11,69 | 12,28 | 10,88 | 12,40 | 11,77 | 13,00 | 12,12 | 13,65 | 12,59 | 9,66 | 15,21 |
| Na ₂ O | 0,76 | 1,07 | 1,20 | 1,09 | 0,86 | 1,00 | 0,84 | 1,00 | 0,92 | 1,11 | 1,10 | 1,47 | 1,39 | 0,99 | 0,54 |
| K ₂ O | 0,13 | 0,32 | 0,18 | 0,22 | 0,19 | 0,33 | 0,20 | 0,17 | 0,22 | 0,22 | 0,26 | 0,15 | 0,53 | 0,32 | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,05 | 0,22 | 0,07 | 0,27 | 0,08 | 0,10 | 0,17 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,01 |
| LOI | 0,70 | 0,01 | 0,78 | 0,79 | 0,70 | 0,38 | 1,63 | 0,22 | 0,64 | 0,75 | 0,19 | 0,69 | 1,09 | 0,90 | 0,91 |
| Total | 98,63 | 99,92 | 100,57 | 99,48 | 100,65 | 98,82 | 100,71 | 100,02 | 100,09 | 100,50 | 99,18 | 98,53 | 100,23 | 100,55 | 99,41 |
| Cr | 130,00 | 28,10 | 200,00 | 36,86 | 90,00 | 60,00 | 500,00 | 50,00 | 120,00 | 60,00 | 70,00 | 38,14 | 60,00 | 30,00 | 793,67 |
| Co | 43,00 | 38,74 | 30,00 | 28,17 | 55,00 | 36,00 | 71,00 | 27,00 | 39,00 | 27,00 | 31,00 | 18,00 | 49,00 | 96,00 | 58,50 |
| Ni | 30,00 | 21,14 | 30,00 | 20,00 | 30,00 | 20,00 | 70,00 | 20,00 | 30,00 | 20,00 | 20,00 | 39,76 | 20,00 | 150,00 | 568,00 |
| Cu | 30,00 | 20,91 | 20,00 | 10,00 | 40,00 | 20,00 | 60,00 | 10,00 | 20,00 | 20,00 | 20,00 | 18,82 | 40,00 | 110,00 | 964,00 |
| Zn | 50,00 | 133,97 | 60,00 | 81,60 | 90,00 | 100,00 | 80,00 | 110,00 | 90,00 | 60,00 | 100,00 | 47,98 | 90,00 | 70,00 | 40,00 |
| Rb | 1,00 | 2,79 | 3,00 | 2,00 | 3,00 | 2,00 | 2,00 | 2,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 2,23 | 5,00 | 9,00 | 1,80 |
| Sr | 255,00 | 260,48 | 297,00 | 262,35 | 265,00 | 302,00 | 162,00 | 306,00 | 249,00 | 278,00 | 279,00 | 371,01 | 325,00 | 250,00 | 109,40 |
| Y | 6,30 | 8,38 | 5,50 | 11,60 | 11,00 | 33,70 | 15,10 | 17,30 | 16,50 | 14,30 | 17,20 | 13,35 | 29,50 | 6,40 | 5,90 |
| Zr | 9,00 | 23,12 | 13,00 | 10,95 | 22,00 | 48,00 | 19,00 | 20,00 | 44,00 | 32,00 | 26,00 | 19,50 | 34,00 | 32,00 | 11,50 |
| Nb | 0,20 | 2,66 | 0,20 | 1,19 | 1,30 | 4,20 | 2,20 | 8,60 | 3,20 | 1,90 | 5,00 | 1,32 | 1,90 | 0,70 | 0,80 |
| Ba | 44,00 | 51,00 | 106,00 | 52,97 | 49,00 | 54,00 | 35,00 | 44,00 | 62,00 | 111,00 | 50,00 | 67,82 | 89,00 | 76,00 | 30,00 |
| La | 2,96 | 5,10 | 5,29 | 6,23 | 5,01 | 14,90 | 6,59 | 10,00 | 7,50 | 9,02 | 9,53 | 5,58 | 5,03 | 5,88 | 1,80 |
| Ce | 6,27 | 9,73 | 9,64 | 13,07 | 12,10 | 40,30 | 16,30 | 23,10 | 17,70 | 19,50 | 21,50 | 12,54 | 16,00 | 11,90 | 4,00 |
| Pr | 0,87 | 1,19 | 1,11 | 1,76 | 1,66 | 5,94 | 2,34 | 3,26 | 2,46 | 2,61 | 2,89 | 1,66 | 2,87 | 1,48 | 0,54 |
| Nd | 3,77 | 5,17 | 4,17 | 8,30 | 7,83 | 26,20 | 10,50 | 15,00 | 10,90 | 11,20 | 13,20 | 8,44 | 15,80 | 5,74 | 2,30 |
| Sm | 1,03 | 1,28 | 0,98 | 2,10 | 1,96 | 6,52 | 2,74 | 3,82 | 2,75 | 2,85 | 3,27 | 2,31 | 4,63 | 1,32 | 0,80 |
| Eu | 0,41 | 0,71 | 0,51 | 0,86 | 0,73 | 1,77 | 0,65 | 1,31 | 0,89 | 1,12 | 1,19 | 0,89 | 1,45 | 0,47 | 0,31 |
| Gd | 1,08 | 1,34 | 1,00 | 2,06 | 2,11 | 6,33 | 2,78 | 3,97 | 2,72 | 2,72 | 3,25 | 2,32 | 5,62 | 1,33 | 1,02 |
| Tb | 0,19 | 0,25 | 0,17 | 0,36 | 0,35 | 1,00 | 0,47 | 0,61 | 0,48 | 0,44 | 0,56 | 0,41 | 0,88 | 0,20 | 0,18 |
| Dy | 1,15 | 1,42 | 1,02 | 2,04 | 2,14 | 5,92 | 2,70 | 3,42 | 2,94 | 2,60 | 3,35 | 2,57 | 5,17 | 1,17 | 1,14 |
| Ho | 0,23 | 0,29 | 0,20 | 0,41 | 0,42 | 1,15 | 0,57 | 0,68 | 0,58 | 0,53 | 0,65 | 0,45 | 1,00 | 0,24 | 0,29 |
| Er | 0,66 | 0,91 | 0,61 | 1,18 | 1,25 | 3,37 | 1,67 | 1,93 | 1,69 | 1,51 | 1,88 | 1,24 | 3,01 | 0,76 | 0,86 |
| Tm | 0,11 | 0,14 | 0,10 | 0,16 | 0,18 | 0,50 | 0,24 | 0,27 | 0,25 | 0,22 | 0,28 | 0,18 | 0,44 | 0,11 | 0,11 |
| Yb | 0,74 | 0,97 | 0,67 | 1,07 | 1,19 | 3,12 | 1,46 | 1,74 | 1,62 | 1,42 | 1,90 | 1,15 | 2,67 | 0,72 | 0,70 |
| Lu | 0,12 | 0,17 | 0,11 | 0,18 | 0,19 | 0,49 | 0,25 | 0,29 | 0,26 | 0,22 | 0,28 | 0,17 | 0,40 | 0,11 | 0,10 |
| Hf | 0,30 | 0,72 | 0,30 | 0,57 | 0,70 | 1,60 | 0,70 | 0,60 | 1,00 | 0,80 | 0,70 | 0,73 | 1,20 | 0,70 | 0,30 |
| Ta | 0,11 | 0,26 | 0,15 | 0,12 | 0,21 | 0,31 | 0,31 | 0,72 | 0,32 | 0,26 | 0,42 | 0,34 | 0,23 | 0,19 | 0,10 |
| Eu/Eu* | 1,18 | 1,66 | 1,56 | 1,26 | 1,09 | 0,84 | 0,72 | 1,03 | 0,99 | 1,23 | 1,12 | 1,18 | 0,87 | 1,08 | 1,05 |
| La _N /Yb _N | 2,87 | 3,76 | 5,66 | 4,18 | 3,02 | 3,43 | 3,24 | 4,12 | 3,32 | 4,56 | 3,60 | 3,46 | 1,35 | 5,86 | 1,84 |

7.4.1. Elementos mayoritarios

En la figura 7.14 se representan los contenidos de SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, Al_2O_3 , CaO , y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ *versus* MgO (% en peso). En la misma se puede observar que el contenido de MgO varía entre 7,19 y 13,48 % en las rocas que componen las unidades del sector principal y entre 4,70 y 16,12 % en las rocas que componen el sector marginal, siendo en este último sector las rocas con olivino las que presentan los valores más elevados de MgO .

Los diagramas bivariantes de SiO_2 y $\text{FeO}_{\text{total}}$ *versus* MgO evidencian concentraciones dispersas (Fig. 7.14a, b), con valores de SiO_2 variables entre 45,43 y 49,98 % en las rocas del sector principal y entre 42,08 y 49,86 en las rocas del sector marginal, y con valores de $\text{FeO}_{\text{total}}$ que oscilan entre 6,67 y 13,15 % en las rocas del sector principal y entre 5,47 y 13,48 % en las rocas del sector marginal. En tanto, los elementos Al_2O_3 , CaO y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ presentan tendencias de correlación negativa con el MgO (Fig. 7.14c, d, e). Las concentraciones de estos elementos varían entre 13,22 y 21,13 % de Al_2O_3 , entre 10,88 y 13,44 % de CaO y entre 0,89 y 1,40 de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en las rocas del sector principal, y entre 13,19 y 25,36 % de Al_2O_3 , entre 9,66 y 15,21 % de CaO y entre 0,6 y 1,92 de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en las rocas del sector marginal.

7.4.2. Elementos traza

En la figura 7.15 se representan las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu, Ni, Co y Cr *versus* MgO . En la misma se observa que dichos elementos muestran tendencias de correlación positivas con el MgO . En las unidades analizadas estos elementos poseen valores de concentración comprendidos entre 10 y 110 ppm de Cu (Fig. 7.15a), entre 20 y 150 ppm de Ni (Fig. 7.15b), entre 27 y 96 ppm de Co (Fig. 7.15c) y entre 28 y 200 ppm de Cr (Fig. 7.15d). Asimismo, cabe mencionar que las piroxenitas olivínicas hornblendíferas de la UMSB-LH poseen contenidos anómalos de Cu, Ni y Cr (Fig. 7.15a, b, c), con concentraciones de 964 ppm, 568 ppm y 793 ppm, respectivamente.

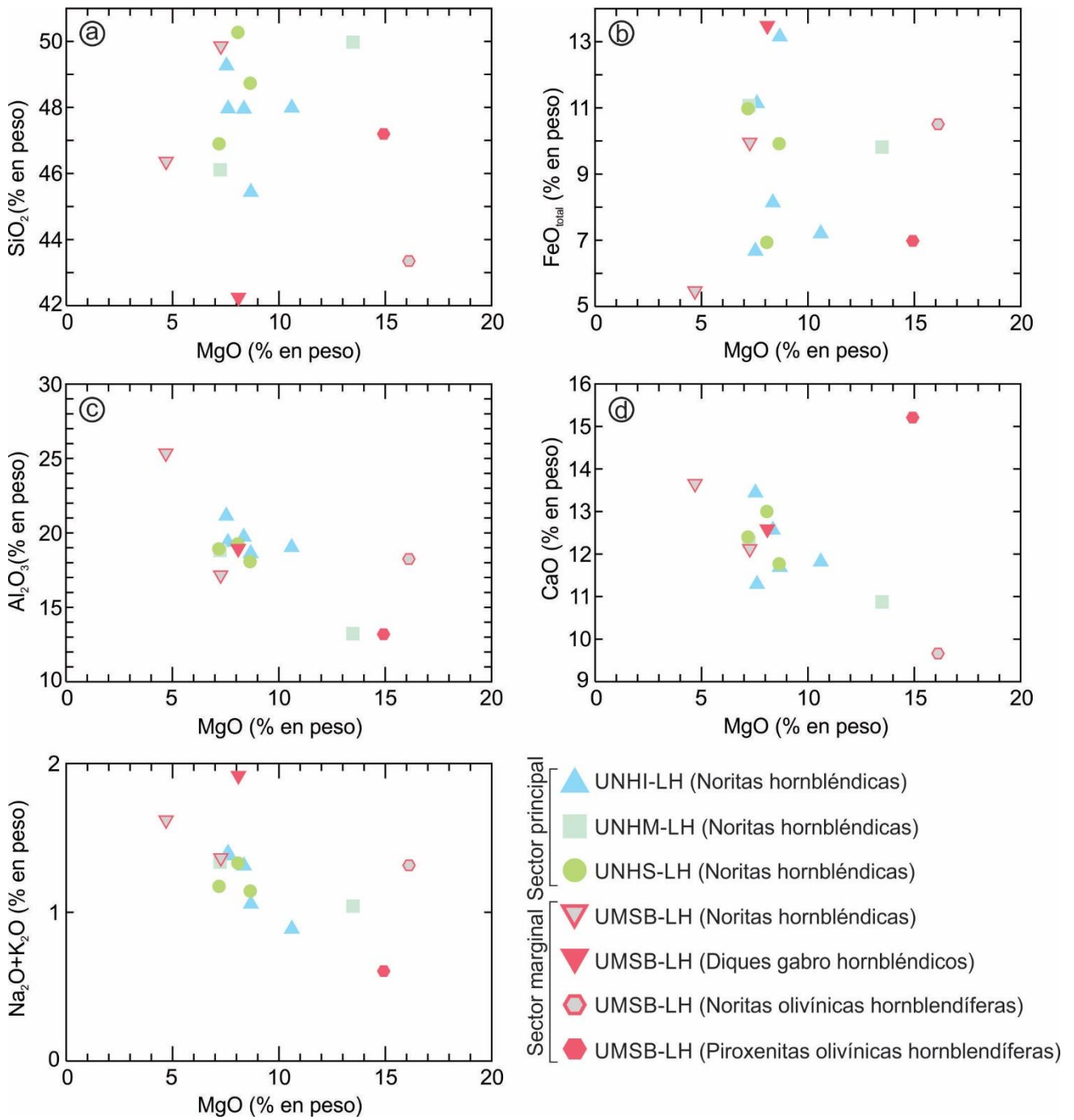


Figura 7.14. Diagramas de elementos mayoritarios *versus* MgO. a) SiO₂ vs. MgO; b) FeO_{total} vs. MgO; c) Al₂O₃ vs. MgO; d) CaO vs. MgO; e) Na₂O+ K₂O vs. MgO.

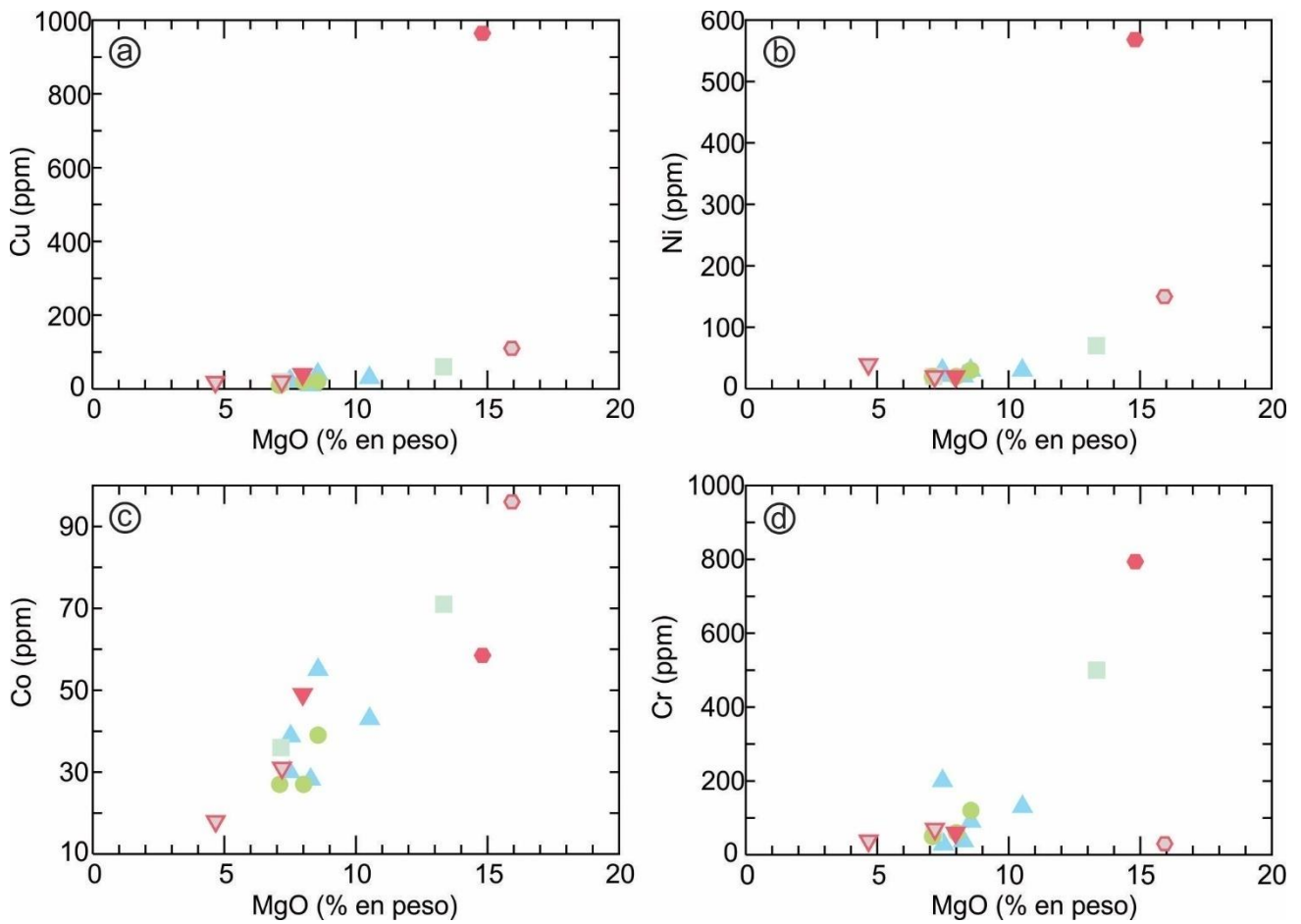


Figura 7.15. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 7.14.

Las correlaciones entre los elementos traza incompatibles Y, Zr, Nb, Hf, Ta y Eu *versus* MgO fueron representadas en los diagramas bivariantes de la figura 7.16. En la misma se observa que la mayoría de estos elementos presentan valores dispersos, ya que no evidencian una correlación con el MgO. Una excepción a esto son los elementos Ta y Eu, los cuales presentan una tendencia de correlación negativa con el MgO. Las concentraciones de dichos elementos varían entre 5,50 y 33,70 ppm de Y (Fig. 7.16a), entre 9 y 48 ppm de Zr (Fig. 7.16b), entre 0,2 y 8,6 ppm de Nb (Fig. 7.16c), entre 0,30 y 1,70 ppm de Hf (Fig. 7.16d), entre 0,10 y 0,72 ppm de Ta (Fig. 7.16e) y entre 0,31 y 1,77 ppm de Eu (Fig. 7.16f).

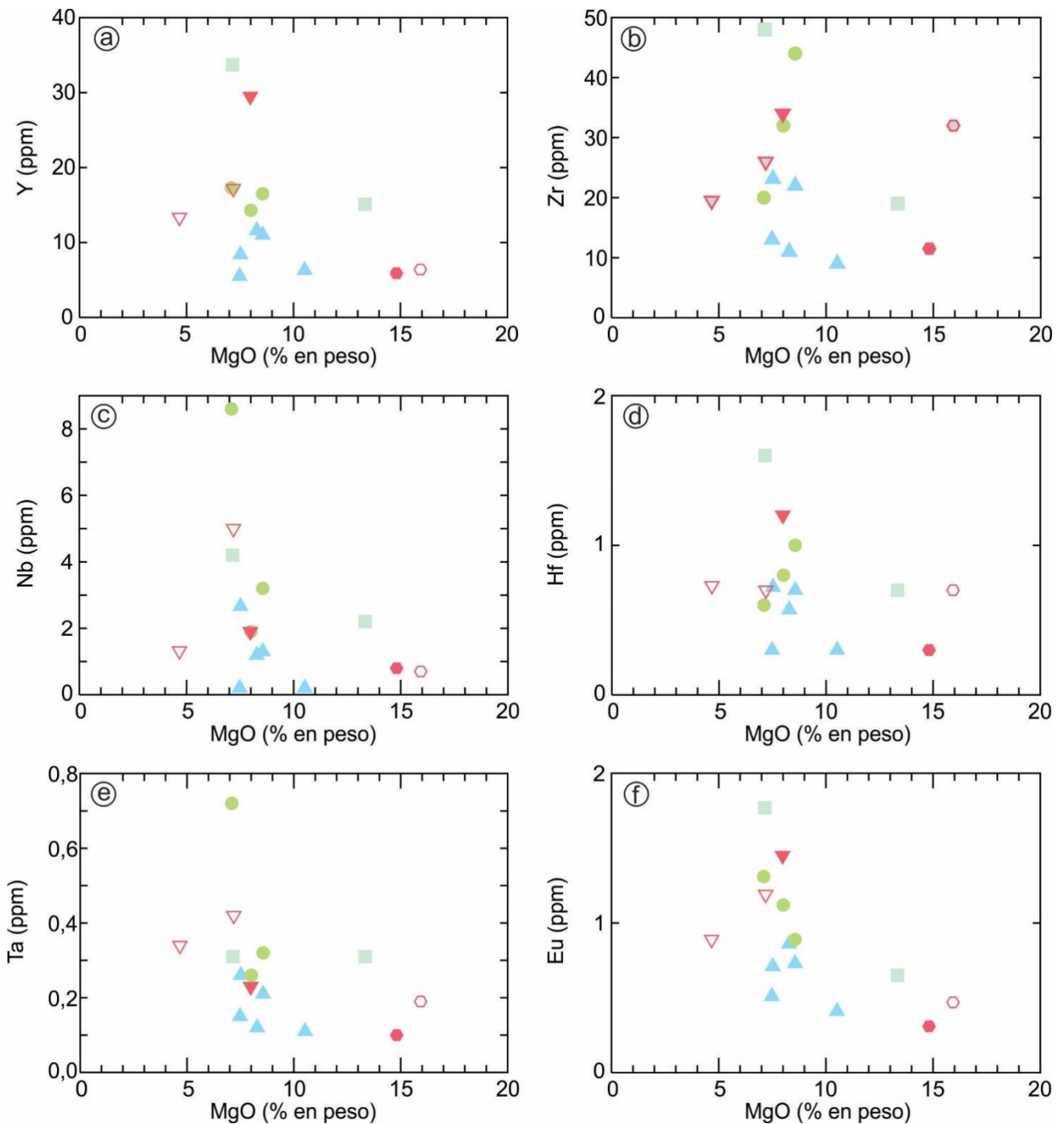


Figura 7.16. Diagramas de elementos traza incompatibles *versus* MgO. a) Y *vs.* MgO; b) Zr *vs.* MgO; c) Nb *vs.* MgO; d) Hf *vs.* MgO; e) Ta *vs.* MgO; f) Eu *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 7.14.

7.4.3. Elementos de las tierras raras

En el diagrama de ETR normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) se puede observar que todas las muestras analizadas están enriquecidas (Figs. 7.17a, b, c, d), aunque con variaciones en

el grado de enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP y en el valor de la anomalía de Eu, según la unidad estratigráfica y el tipo de roca analizada (Cuadro 7.8).

En lo que respecta al sector principal, las muestras correspondientes a la UNHI-LH evidencian grados de enriquecimiento en ETR que varían aproximadamente entre 5 y 30 veces respecto el condrito (Fig. 7.17a). Las mismas presentan un mayor enriquecimiento de los ETRL respecto de los ETRP, lo cual es evidenciado por una relación La_N/Yb_N con valores variables entre 2,87 y 5,66, y anomalías positivas de Eu, con valores de Eu/Eu^* comprendidos entre 1,09 y 1,67. Por su parte, la UNHM-LH muestra un patrón cuyo grado de enriquecimiento en ETR varía entre 10 y 70 veces al condrito (Fig. 7.17b), con un mayor enriquecimiento en los ETRL respecto de los ETRP, caracterizado por una relación La_N/Yb_N con valores variables entre 3,24 y 3,43, y marcadas anomalías negativas de Eu, con valores para la relación Eu/Eu^* comprendidos entre 0,72 y 0,84. En tanto, las muestras de roca provenientes de la UNHS-LH presentan un grado de enriquecimiento en ETR variable entre 10 y 45 veces el condrito (Fig. 7.17c). Al igual que el resto de las unidades que conforman este sector, las rocas que componen la UNHS-LH se encuentran enriquecidas en los ETRL respecto de los ETRP, con valores para la relación La_N/Yb_N que oscilan entre 3,32 y 4,56, mientras que la anomalía de Eu es mayormente positiva, con valores para la relación Eu/Eu^* variables entre 1 y 1,23.

En lo que respecta a la UMSB-LH, el diagrama de ETR muestra diferentes patrones según la variedad litológica analizada (Fig. 7.17d). En el caso de las noritas hornbléndicas, el grado de enriquecimiento en ETR respecto al condrito varía entre 7 y 40 veces, muestran un enriquecimiento en los ETRL respecto de los ETRP, caracterizado por una relación La_N/Yb_N con valores que varían entre 3,46 y 3,60, y leves anomalías positivas de Eu, con valores para la relación Eu/Eu^* variables entre 1,12 y 1,18 (Fig. 7.17d). En el caso de los diques gabro hornbléndicos, el diagrama de ETR exhibe un patrón con una marcada concavidad hacia abajo, un enriquecimiento en ETR respecto al condrito variable aproximadamente entre 15 y 30 veces, un leve enriquecimiento en ETRL respecto de los ETRP, caracterizado por una relación La_N/Yb_N con un valor de 1,35, y una anomalía negativa de Eu,

con un valor para la relación Eu/Eu^* de 0,87 (Fig. 7.17d). En tanto, las rocas que contienen olivino presentan un enriquecimiento en ETR respecto al condrito variable aproximadamente entre 4 y 26 veces, un pronunciado enriquecimiento en ETRL respecto de los ETRP, en el caso de las noritas olivínicas hornblendíferas con un valor de 5,86 para la relación La_N/Yb_N , y más leve en el caso de las piroxenitas olivínicas hornblendíferas, con un valor para la La_N/Yb_N de 1,84. Asimismo, estas variedades litológicas presentan leves anomalías positivas de Eu, con valores para la relación Eu/Eu^* comprendidos entre 1,05 y 1,08 (Fig. 7.17d).

En el diagrama de multielementos normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) es posible observar que las muestras analizadas en ambos sectores están enriquecidas y muestran patrones enriquecidos en elementos *LILE* con respecto a los elementos *HFSE* (Fig. 7.17e, f, g, h). Particularmente, las rocas que conforman la UNHI-LH muestran anomalías negativas de Nb y Zr y una anomalía positiva de Sr, mientras que el Ti posee anomalías tanto positivas como negativas (Fig. 7.17e). A diferencia de las rocas de la UNHI-LH, los patrones de las rocas contenidas en las unidades UNHM-LH y UNHS-LH muestran únicamente anomalías negativas de Zr y Ti, en el caso de la UNHM-LH, y de Zr en el caso de la UNHS-LH, siendo la anomalía de Ti en esta última tanto negativa como positiva. Asimismo, las variedades litológicas que componen la UMSB-LH muestran en su mayoría anomalías negativas de Nb, Zr y Ti y una anomalía positiva de Sr.

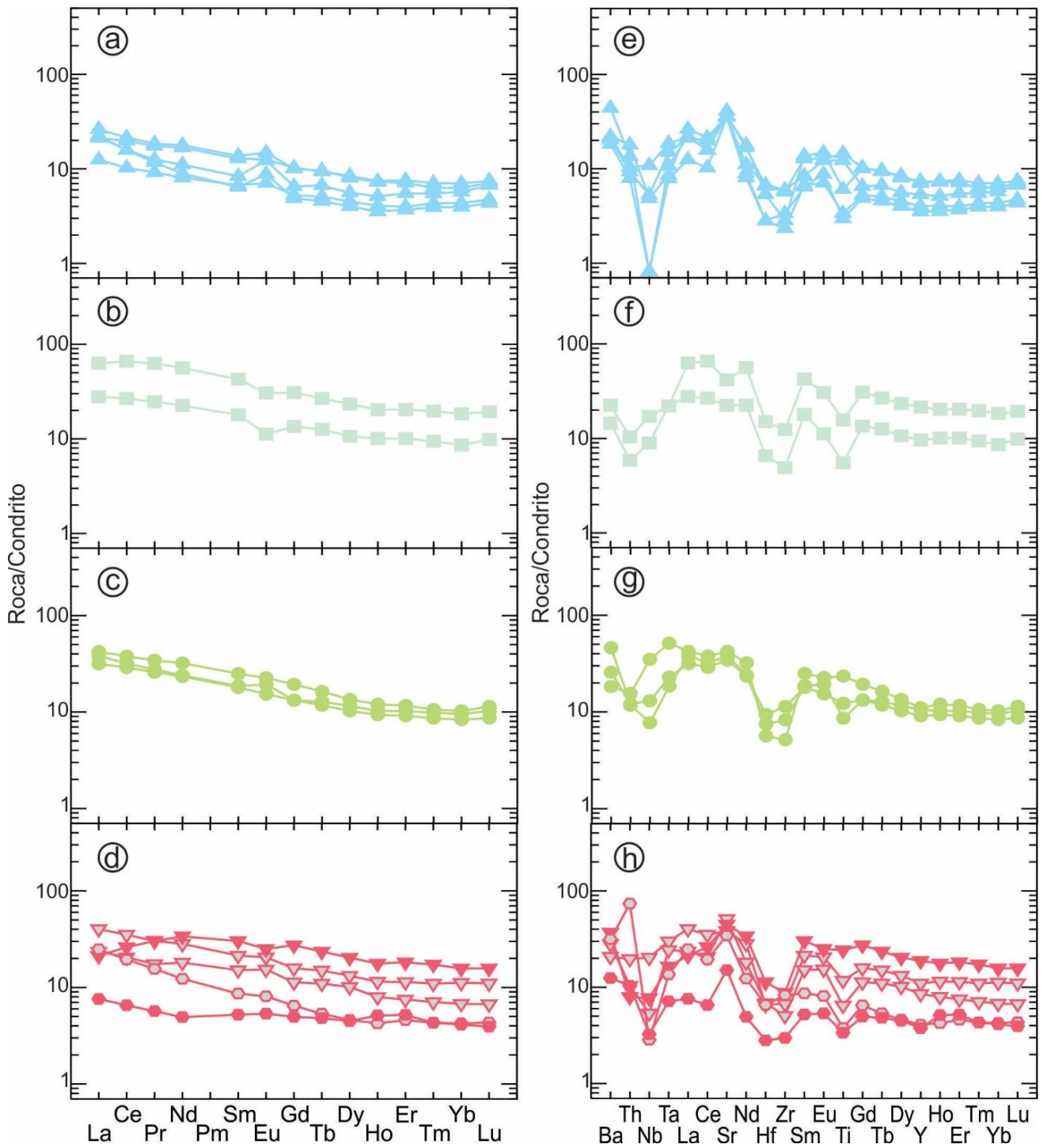


Figura 7.17. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): a) UNHI-LH; b) UNHM-LH; c) UNHS-LH; d) UMSB-LH. Diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989): e) UNHI-LH; f) UNHM-LH; g) UNHS-LH; h) UMSB-LH. Simbología indicada en la figura 7.14.

CAPÍTULO 8

RASGOS ESTRUCTURALES

8.1. Introducción

La historia geológica de las Sierras de San Luis involucra diversos eventos orogénicos que marcaron una impronta estructural en la zona de estudio. Si bien no es objeto de este trabajo el estudio estructural detallado de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos y de las rocas metamórficas que los rodean, resulta apropiado hacer mención a los principales rasgos estructurales reconocidos en la zona de estudio. Esto, no solo permitirá tener un conocimiento más acabado de la geología del área, sino que también será de utilidad para confeccionar un modelo estratigráfico ígneo que involucre las diferentes porciones estratigráficas definidas en los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras.

Los principales rasgos estructurales del área de trabajo están representados por zonas de falla, mayormente vinculadas a los márgenes de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos, y por planos de foliación y de diaclasamiento. Estos últimos están contenidos tanto en los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos como en las rocas metamórficas encajonates y en las brechas de falla vinculadas a los márgenes de los mismos. En la figura 8.1 se pueden observar los principales rasgos estructurales del área de estudio y los diagramas de densidad de proyección de igual área de polo a plano correspondientes a planos de foliación medidos en los cuerpos intrusivos estudiados y en las rocas metamórficas y brechas de falla localizadas en los sectores marginales de los mismos.

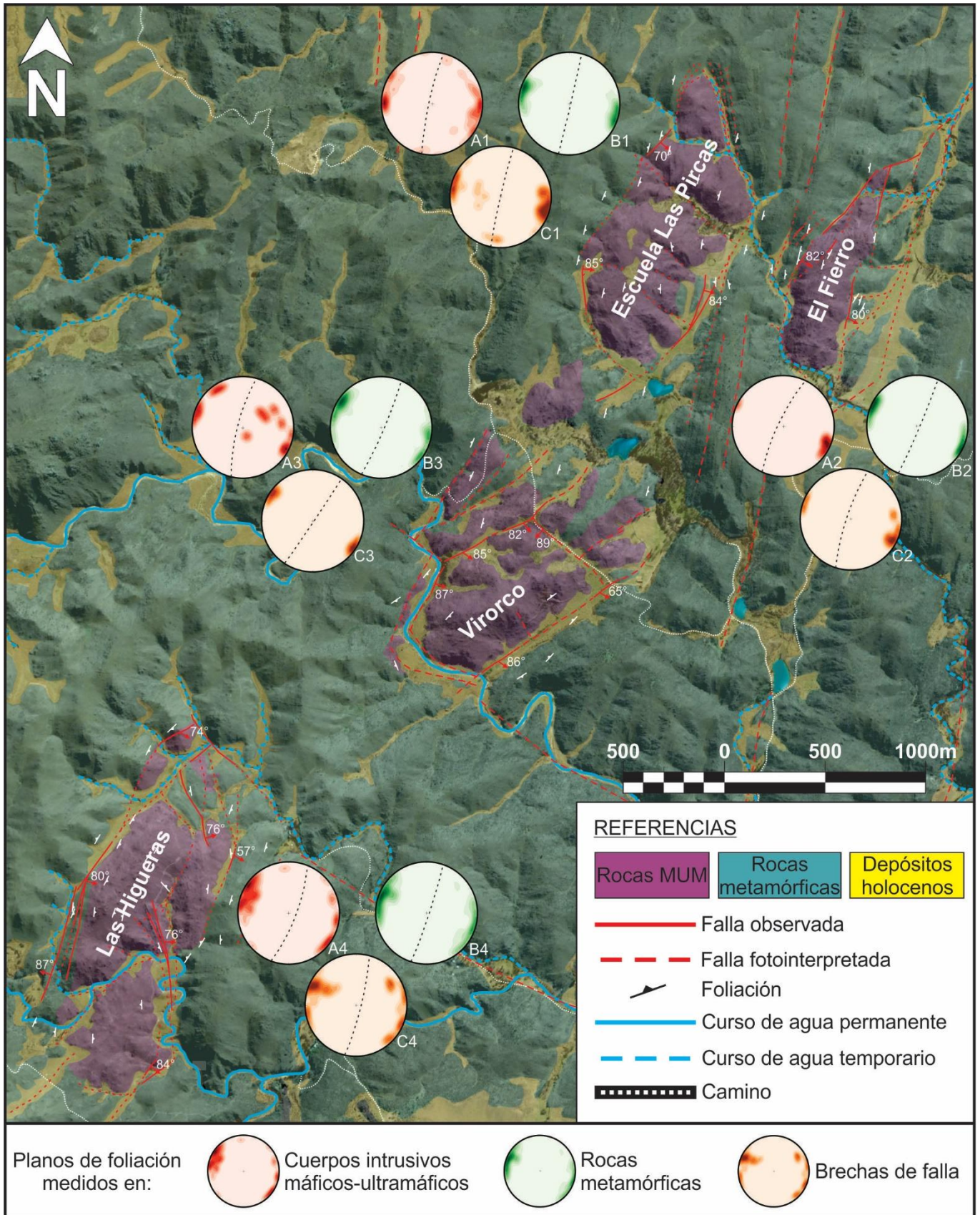


Figura 8.1. Mapa geológico simplificado del área de estudio en el cual se muestran los principales rasgos estructurales. Los diagramas de densidad de proyección de igual área de polo a plano corresponden a mediciones de planos de foliación

desarrollados en los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos y en las rocas metamórficas y brechas de falla localizadas en los sectores marginales de las intrusiones. La nomenclatura utilizada para identificar cada diagrama está conformada por una letra, la cual indica litología que representan (A: cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos; B: rocas metamórficas encajonantes; C: brechas de fallas), y por un número, que hace referencia al sector al cual corresponden dichos diagramas (1: sector de Escuela Las Pircas; 2: sector de El Fierro; 3: sector de Virorco; 4: sector de Las Higueras). La línea punteada presente en cada diagrama corresponde al plano medio de foliación (S_m). MUM: máficas-ultramáficas.

8.2. Zonas de falla

Tal como se mencionó en los capítulos anteriores, los cuerpos intrusivos estudiados se encuentran limitados por zonas de fallas, las cuales ponen en contacto a las rocas máficas-ultramáficas que los componen con las rocas metamórficas encajonantes (Figs. 8.1 y 8.2). En su mayoría, estas zonas de falla están dispuestas en forma paralela a los márgenes este y oeste de los cuerpos intrusivos, aunque en ocasiones pueden ser transversales a la orientación general de la faja máfica-ultramáfica.

Las mediciones realizadas sobre brechas de falla identificadas en los sectores marginales al este y oeste de los cuerpos intrusivos, coincidentes con las zonas de falla de mayor extensión, evidencian que las fallas presentan un rumbo predominante NNE-SSO, coincidente con la dirección en la cual están dispuestos los cuerpos intrusivos estudiados, y fuertes buzamientos mayormente hacia el este. En tanto, las mediciones realizadas en brechas de falla contenidas en aquellas zonas de falla de dirección perpendicular o semi-perpendicular al rumbo general de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos, evidencian que estas fallas tienen un rumbo general ONO-ESE y buzan fuertemente hacia el NNE.

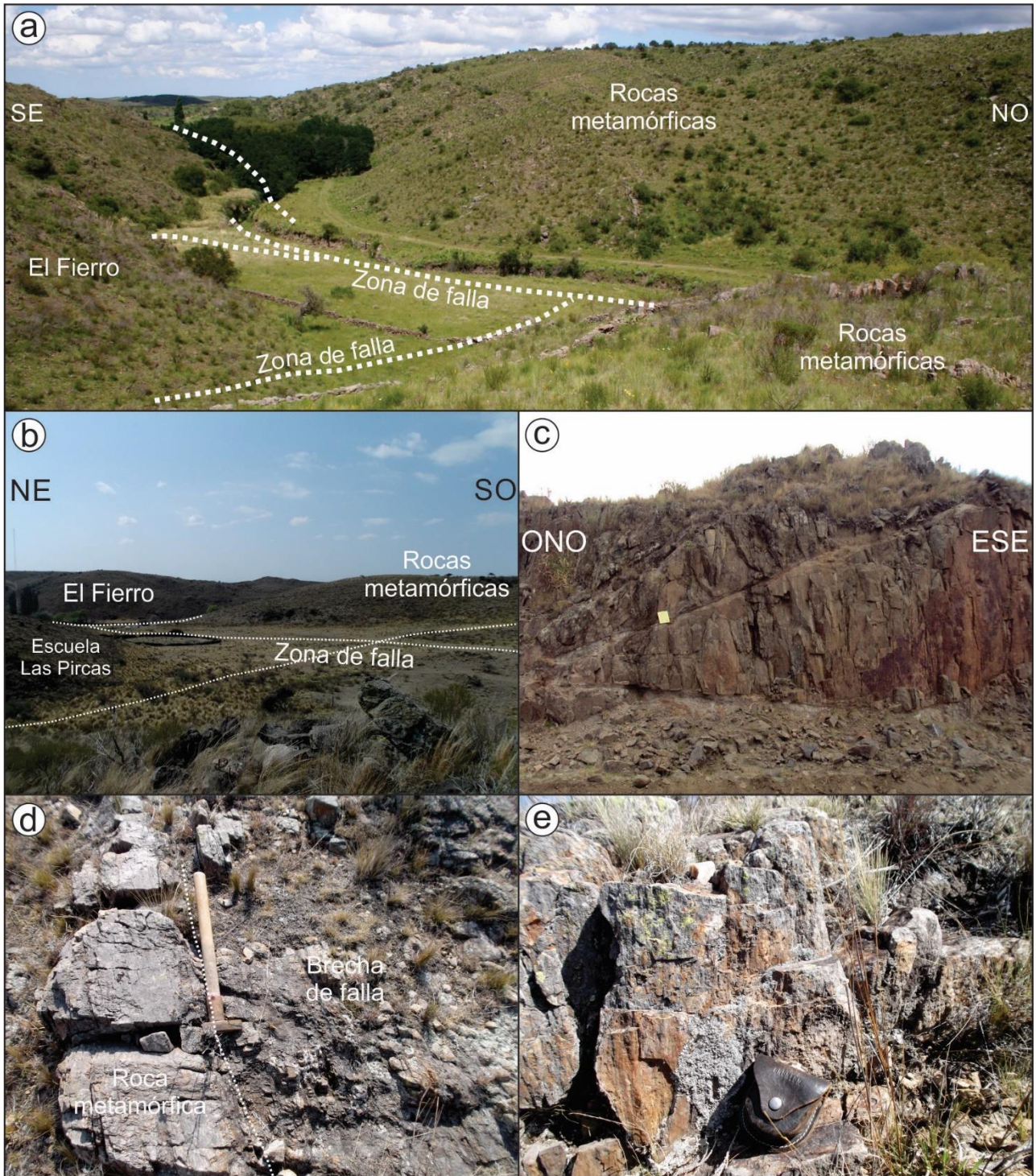


Figura 8.2. a) Zonas de falla localizadas en el margen oeste del cuerpo intrusivo El Fierro; b) Zonas de falla que separan tectónicamente los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas y El Fierro de las rocas metamórficas encajonantes; c) Plano de falla correspondiente a una zona de falla de rumbo ONO-ESE (perpendicular a la dirección en la que están dispuestos los cuerpos intrusivos); d) Brecha de falla en contacto con la roca metamórfica encajante del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas; e) Plano de falla en el margen este del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas.

8.3. Planos de foliación y planos de diaclasamiento

8.3.1. Cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos

El rasgo estructural predominante de los cuerpos intrusivos aflorantes en el área de estudio está representado por planos de foliación de rumbo NNE-SSO con altos ángulos de buzamiento tanto al ONO como ESE (Fig. 8.3a). Ocasionalmente estos cuerpos también presentan planos de foliación de rumbo NO-SE, los cuales mayormente buzaban hacia el SO (Fig. 8.3a).

Otro rasgo estructural de relevancia en estos cuerpos intrusivos es la presencia de diaclasas, las cuales tienen tres orientaciones diferentes. Los planos de diaclasamiento de mayor representación evidencian un rumbo ONO-ESE y fuertes ángulos de buzamiento, tanto al NNE como al OSO (Fig. 8.3b). En tanto, las diaclasas de menor representación evidencian planos de diaclasamiento de rumbo NNE-SSO, los cuales buzaban fuertemente hacia el ONO y hacia el ESE, y planos pseudo-horizontales (Fig. 8.3b).

En estas rocas fue posible medir planos de diaclasas conjugadas, los cuales permitieron calcular la dirección de esfuerzo principal (σ_1). En la figura 8.4, se presentan los diagramas con las trazas ciclográficas correspondientes a diaclasas conjugadas, donde se observan dos direcciones diferentes de esfuerzo principal, una de orientación NO-SE y otra orientada en dirección este-oeste.

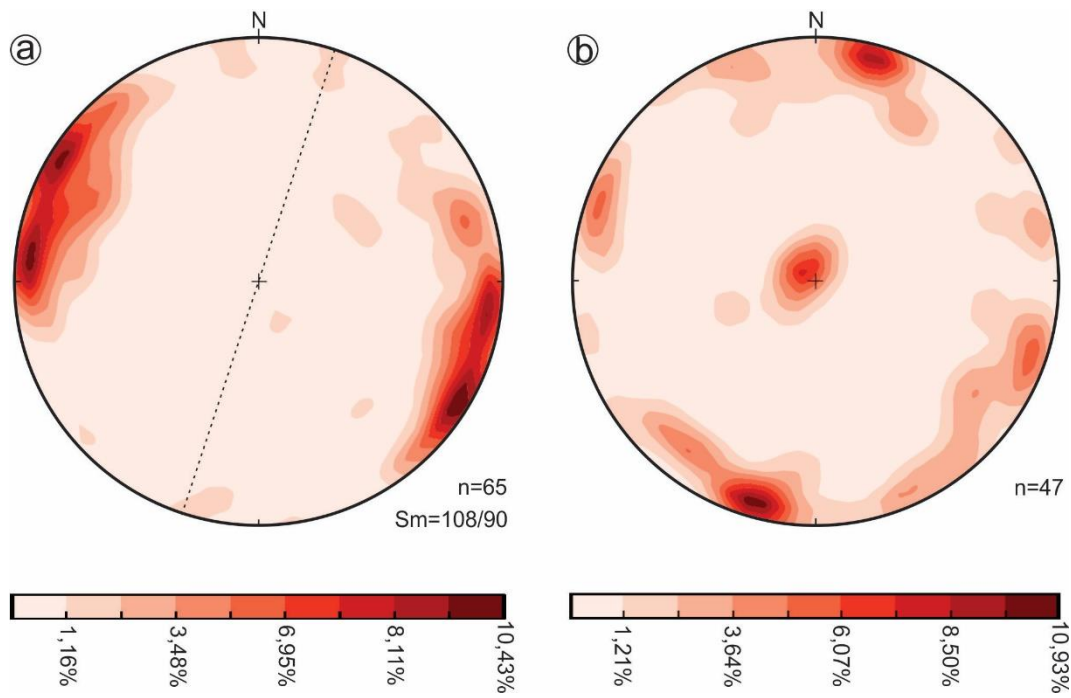


Figura 8.3. Diagramas de densidad de proyección de igual área de polo a plano correspondientes a mediciones realizadas en los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos. a) Planos de foliación (la línea punteada presente en el diagrama corresponde al plano medio de foliación, S_m); b) Planos de diaclasamiento.

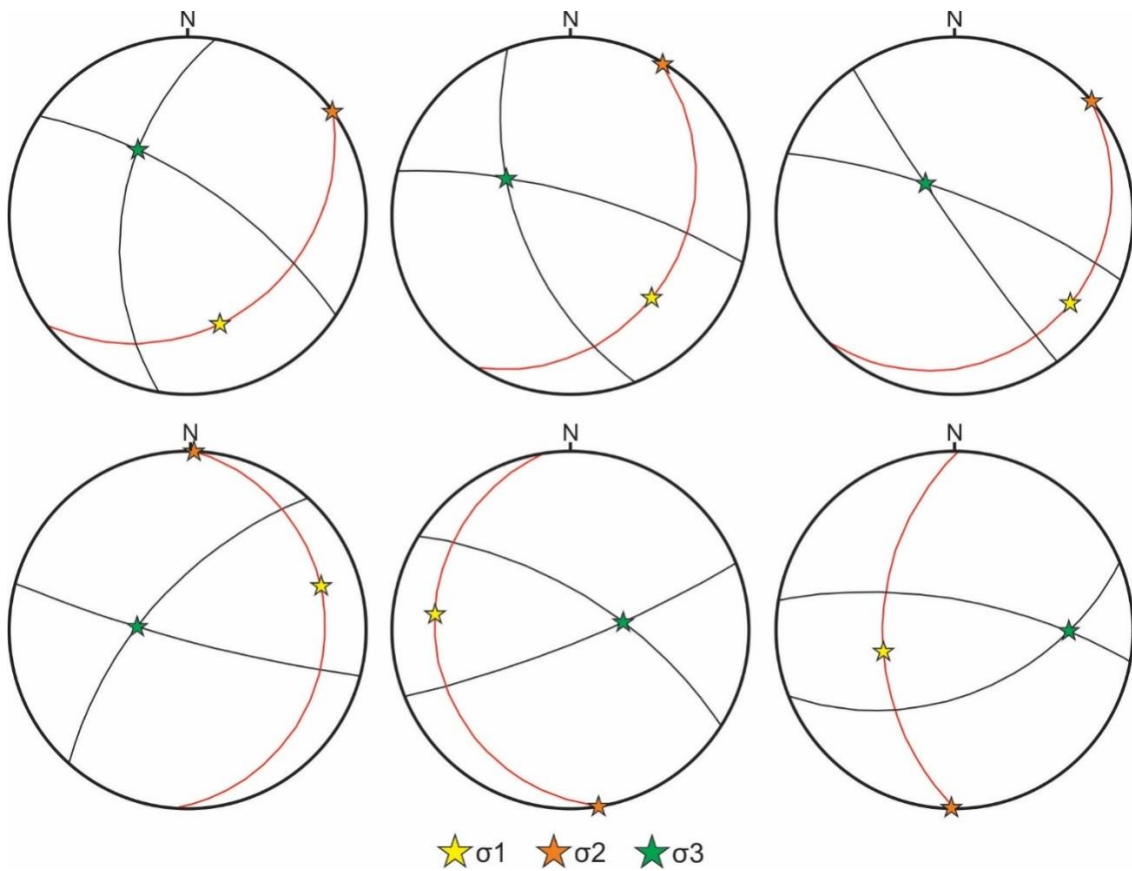


Figura 8.4: Diagramas con las trazas ciclográficas correspondientes a diaclasas conjugadas presentes en las rocas máficas-ultramáficas.

8.3.2. Rocas metamórficas encajonantes

En el diagrama de densidad de proyección de igual área de polo a plano de la figura 8.5 se representaron los planos de foliación y los planos de diaclasamiento medidos en rocas metamórficas aflorantes en las proximidades de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos. Esta figura evidencia que los planos de foliación, los cuales representan el rasgo estructural más frecuente en estas rocas, tienen un rumbo predominante NNE-SSO con fuertes buzamientos, en mayor medida, hacia el ESE (Fig. 8.5a). Asimismo, es posible apreciar que estas rocas contienen tres juegos de diaclasas diferentes, donde el de mayor representación es de rumbo NO-SE y buza fuertemente tanto hacia el NE como hacia el SO, y los de menor representación corresponden a planos de rumbo NE-SO, un grupo mayormente buzantes con altos ángulos hacia el SE y otros pseudo-horizontales (Fig. 8.5b).

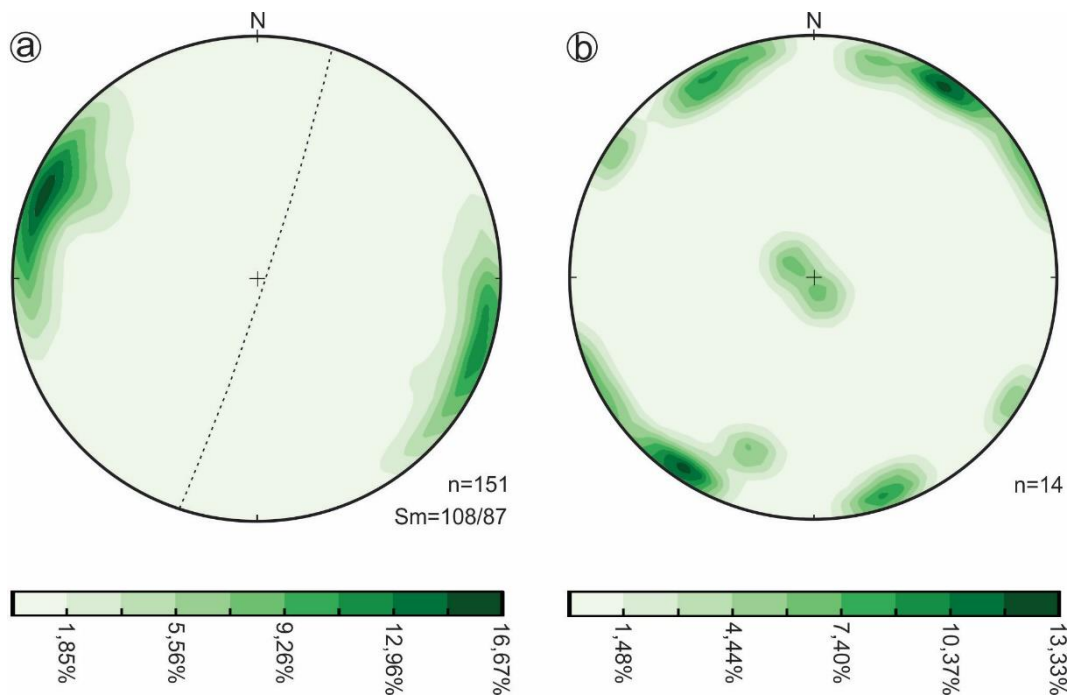


Figura 8.5. Diagramas de densidad de proyección de igual área de polo a plano correspondientes a mediciones realizadas en las rocas metamórficas encajonantes. a) Planos de foliación (la línea punteada presente en el diagrama corresponde al plano medio de foliación, S_m); b) Planos de diaclasamiento.

8.3.3. Brechas de falla localizadas en los sectores marginales de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos

Al igual que en las litologías mencionadas anteriormente, en las brechas de falla el rasgo estructural de mayor representación corresponde a planos de foliación, los cuales presentan un rumbo NNE-SSO y son fuertemente buzantes, en mayor medida hacia el ONO (Fig. 8.6a). En tanto, los planos de diaclasas, los cuales son frecuentes en las rocas máficas-ultramáfica y en las rocas metamórficas, son escasos en las brechas de falla. El reducido número de diaclasas medidas en estas rocas son mayormente de rumbo NNE-SSO y buzant fuertemente tanto hacia el ESE como al ONO, mientras que las de menor representación son de rumbo NNO-SSE y fuertemente buzantes hacia el ENE y hacia el OSO, y de rumbo ONO-ESE, con elevados ángulos de buzamiento hacia el SSO (Fig. 8.6b).

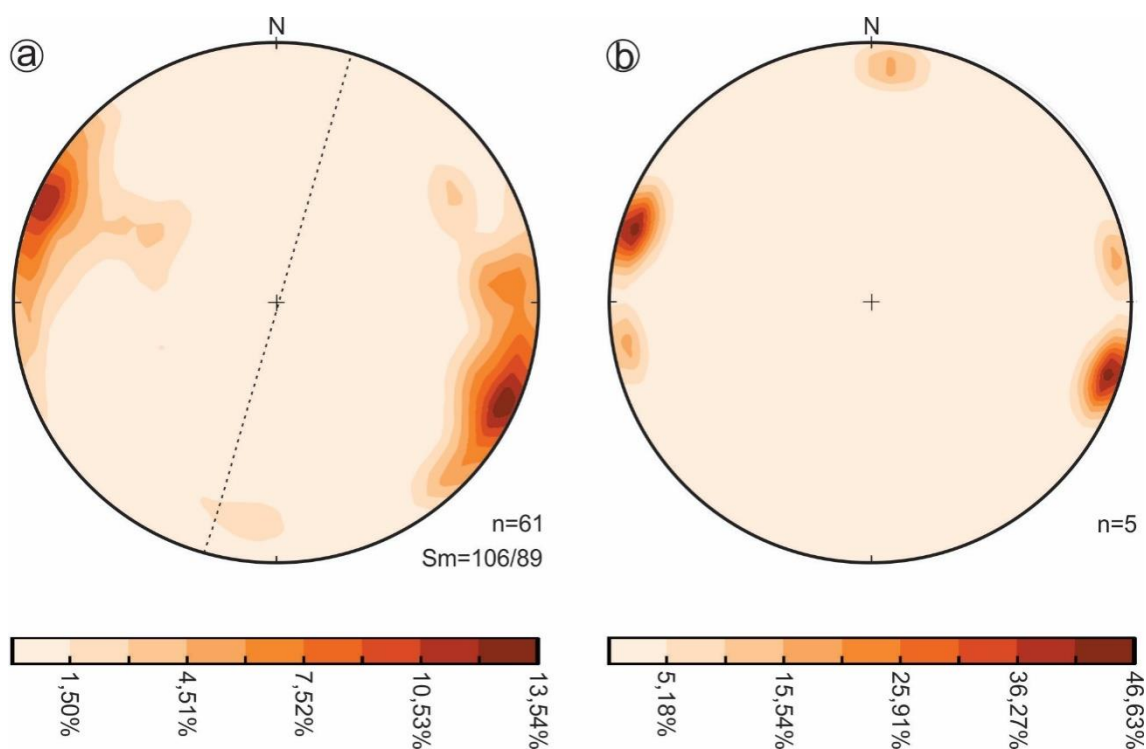


Figura 8.6. Diagramas de densidad de proyección de igual área de polo a plano correspondientes a mediciones realizadas en brechas de falla localizadas en los sectores marginales de los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos. a) Planos de foliación (la línea punteada presente en el diagrama corresponde al plano medio de foliación, S_m); b) Planos de diaclasamiento.

CAPÍTULO 9

GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA

9.1. Introducción

Las determinaciones geotermométricas y geobarométricas constituyen una herramienta de relevancia para el estudio de las condiciones físicas (temperatura y presión) vinculadas a la génesis de las intrusiones ígneas. En este capítulo se presentan los resultados obtenidos en base a cálculos termométricos y barométricos llevados a cabo a partir de las composiciones químicas de diferentes minerales contenidos en las rocas provenientes de los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras.

Estas determinaciones fueron realizadas en base a los cálculos propuestos por numerosos autores, los cuales pueden ser dependientes o independientes de la presión, en el caso de los geotermómetros, y son independientes de la temperatura en el caso de los geobarómetros. Las mismas fueron llevadas a cabo mediante hojas de cálculo, según lo indicado por cada uno de los autores que confeccionaron los geotermómetros y los geobarómetros utilizados. Los resultados de química mineral empleados para la realización de estos cálculos corresponden a análisis realizados en cristales carentes de alteración. Asimismo, para las determinaciones termométricas que involucran dos fases minerales diferentes, se utilizaron los resultados de análisis de química mineral de cristales en contacto mutuo correspondientes a dichas fases.

Los resultados obtenidos en base a cada una de las metodologías utilizadas se muestran en los cuadros 9.1, 9.2, 9.3, 9.4 y 9.5 y solo se incluyen en el texto los valores termométricos y barométricos promedio mínimos y máximos de cada intrusión. Esto se debe a que una descripción textual en la que

se especifiquen los valores obtenidos a partir de los diferentes métodos utilizados para cada una de las porciones estratigráficas que componen los cuerpos intrusivos representaría una gran extensión y dificultaría la lectura del presente capítulo.

9.2. Geobarometría

9.2.1. Contenido de Al^{total} en hornblenda (Schmidt 1992) (Independiente de la temperatura)

Este cálculo geobarométrico está basado en la correlación lineal observada entre la cantidad de Al^{total} contenido en hornblenda magmática (primaria) en átomos por fórmula unidad (apfu) y la presión de cristalización. Dicha correlación viene dada por la ecuación:

$$P (\pm 0,6 \text{ Kb}) = -3,01 + 4,76 * Al^{total} ; \quad r^2 = 0,99$$

Si bien este geobarómetro fue calibrado experimentalmente en rocas tonalíticas a presiones variables entre 2,5 y 13 Kb, y temperaturas comprendidas en un rango de 655 a 700 °C, el autor indica que el mismo es apropiado para el cálculo de presiones de cristalización a temperaturas más elevadas.

Según Schmidt (1992), las principales ventajas que ofrece la aplicación de esta metodología son: 1) la similitud entre los valores barométricos calculados mediante la calibración experimental y los valores obtenidos mediante una calibración empírica de campo; y 2) la menor importancia que tienen los procesos *subsólidos* en cambios en el contenido de Al^{total} .

La aplicación de esta metodología permitió determinar presiones de cristalización promedio mínimas y máximas que varían entre 2,073 y 4,497 Kb en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, entre 2,403 y 4,122 Kb en el cuerpo intrusivo El Fierro y entre 3,542 y 6,617 Kb en el cuerpo intrusivo Viroco. En tanto, en el cuerpo intrusivo Las Higueras dichas presiones de cristalización varían entre 3,682 y 6,836 Kb en el sector principal y entre 5,725 y 9,825 Kb en el sector marginal. Los valores promedio de presión de cristalización para las diferentes muestras que componen cada unidad de estos

cuerpos intrusivos se presentan en el cuadro 9.1. En tanto, la totalidad de los resultado se muestra en el anexo 9.1 (*Cd-Rom*).

Cuadro 9.1. Valor promedio de la presión de cristalización estimada según los cálculos barométricos propuestos por Schmidt (1992).

| Muestra | Sector | Unidad | Miembro | Al ⁴⁺ en T | Al ⁶⁺ en C | P (Kb) | Cantidad de determinaciones por unidad |
|--------------------|-----------|----------|---------|-----------------------|-----------------------|--------|--|
| Escuela Las Pircas | | | | | | | |
| HPP06 | - | UHPP-ELP | - | 0,793 | 0,275 | 2,073 | 19 |
| OHP45 | - | UOHP-ELP | - | 1,023 | 0,326 | 3,410 | 19 |
| NH1a49 | - | UNHI-ELP | a | 1,002 | 0,337 | 3,360 | 17 |
| NH1b24 | - | | b | 1,180 | 0,221 | 3,662 | |
| NHSa42 | - | UNHS-ELP | a | 1,192 | 0,385 | 4,497 | 65 |
| NHSa25 | - | | | 1,139 | 0,317 | 3,919 | |
| NHSb40 | - | | b | 1,090 | 0,373 | 3,954 | |
| NHSb26 | - | | | 1,065 | 0,308 | 3,525 | |
| NHSb24 | - | | | 0,968 | 0,281 | 2,934 | |
| El Fierro | | | | | | | |
| PP59 | - | UEM-EF | - | 1,138 | 0,361 | 4,122 | 12 |
| PP62 | - | UEM-EF | - | 0,886 | 0,307 | 2,669 | 7 |
| PP65 | - | UEM-EF | - | 1,035 | 0,348 | 3,572 | 12 |
| PP67C | - | UEM-EF | - | 1,106 | 0,297 | 3,666 | 15 |
| PP68A1 | - | UEM-EF | - | 0,912 | 0,225 | 2,403 | 12 |
| PP68B1 | - | UEM-EF | - | 0,954 | 0,170 | 2,343 | 10 |
| EGF11 | - | UEM-EF | - | 1,035 | 0,195 | 2,846 | 6 |
| Virorco | | | | | | | |
| UEM1T | Este | UEM-Vi | - | 1,568 | 0,455 | 6,617 | 9 |
| UPME57 | Central | UPME-Vi | - | 1,117 | 0,306 | 3,767 | 28 |
| UPME67 | | | - | 1,302 | 0,310 | 4,659 | |
| UG34 | | UG-Vi | - | 1,082 | 0,294 | 3,542 | 13 |
| UG14 | | | - | 1,328 | 0,341 | 4,933 | |
| UG32B | | | - | 1,207 | 0,323 | 4,274 | |
| UB41 | Oeste | UB-Vi | - | 1,415 | 0,388 | 5,575 | 11 |
| UNH19A | | UNH-Vi | - | 1,392 | 0,435 | 5,685 | 18 |
| UNH19B | | | - | 1,454 | 0,421 | 5,912 | |
| UGN48C | | UGN-Vi | - | 1,311 | 0,276 | 4,544 | 5 |
| Las Higueras | | | | | | | |
| FC14 | Principal | UNHI-LH | - | 1,124 | 0,326 | 3,895 | 49 |
| FC39A | | | - | 1,020 | 0,341 | 3,470 | |
| FC37 | | | - | 1,541 | 0,527 | 6,836 | |
| FC16A | Marginal | UNHM-LH | - | 1,526 | 0,488 | 6,576 | 17 |
| FC33 | | UNHS-LH | - | 1,046 | 0,360 | 3,682 | 15 |
| LH14 | | UMSB-LH | - | 1,423 | 0,412 | 5,725 | 53 |
| FC47B | | | - | 1,783 | 0,685 | 8,738 | |
| FC40 | - | | 1,907 | 0,790 | 9,825 | | |
| UM | | | - | 1,652 | 0,682 | 8,102 | |

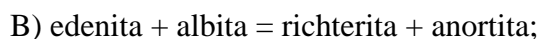
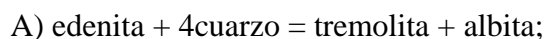
9.3. Geotermometría

En este apartado se presentan los valores de la temperatura de equilibrio para diversos pares minerales presentes en las diferentes unidades estratigráficas que constituyen los cuerpos intrusivos. Para aquellos cálculos geotermométricos que son dependientes de la presión se emplearon los valores barométricos calculados en el apartado anterior según el método de Schmidt (1992).

9.3.1. Par anfíbol-plagioclasa

9.3.1.1. *Holland y Blundy 1994 (Dependiente de la presión)*

Los cálculos geotermométricos planteados por estos autores están basados en las reacciones de equilibrio:



las cuales involucran 36 interacciones de los cationes K-Na-Ca-Mg-Fe²⁺-Fe³⁺-Al-Si dentro y entre cada uno de los sitios cristalográficos del anfíbol A, M4, M1, M3, M2 y T1.

Según estos autores los cálculos termométricos basados en la reacción A pueden ser utilizados en rocas con presencia de cuarzo modal, mientras que los basados en la reacción B pueden ser utilizados tanto en rocas con presencia de cuarzo modal como en rocas carentes de esta fase mineral. Dado que en las rocas que componen los cuerpos intrusivos estudiados el cuarzo es una fase mineral ausente, u ocasionalmente presente como fase accesorio, resulta conveniente realizar las determinaciones geotermométricas mediante el termómetro basado en la reacción B, el cual permite calcular la temperatura de equilibrio entre anfíbol y plagioclasa.

El cálculo de la temperatura de equilibrio basado en la reacción:
edenita+albita=richterita+anortita viene dado por la ecuación:

$$T_B (^{\circ}\text{K}) = [78,44 + Y_{ab-an} - 33,6 * X_{Na-M4} - (66,8 - 2,92 * P) * X_{Al-M2} + 78,5 * X_{Al-T1} + 9,4 * X_{Na-A}] / [0,0721 - R * \ln K^{pl-amp}]$$

Donde $K^{pl-amp} = (27 * X_{Na-M4} * X_{Si-T1} * X_{an-pl}) / (64 * X_{Ca-M4} * X_{Al-T1} * X_{ab-pl})$; Y_{ab-an} para $X_{ab} > 0,5$ es 3,0 kJ y para $X_{ab} < 0,5$ es $12 * (X_{ab} - 1) + 3,0$ kJ; y X_{i-j} corresponde a la fracción molar de la especie (o componente) i en la fase (o sitio cristalográfico) j .

Según lo establecido por estos autores, la diferencia entre la temperatura calculada y temperatura observada, de ahora en adelante llamada temperatura residual, presenta valores de $\pm 35-40^{\circ}\text{C}$, cuando se trabaja con temperaturas variables entre $500-900^{\circ}\text{C}$, y con un rango composicional de $0,1 < X_{an} < 0,9$; $X_{Na-M4} > 0,03$; $Al^{4+} < 1,8$ apfu; $6 < Si$ (apfu) $< 7,7$.

Los cálculos termométricos descritos permitieron estimar la temperatura de equilibrio para numerosos pares minerales anfíbol-plagioclasa contenidos en las diferentes porciones estratigráficas que conforman los cuerpos intrusivos. Los valores termométricos promedio mínimos y máximos varían entre 785 y 898°C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, entre 751 y 893°C en el cuerpo intrusivo El Fierro, entre 757 y 856°C en el cuerpo intrusivo Virorco y entre 785 y 936 en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores promedio de los resultados obtenidos para las diferentes muestras que componen cada unidad de estos cuerpos intrusivos se presentan en el cuadro 9.2. En tanto, la totalidad de los resultados se muestra en el anexo 9.2 (*Cd-Rom*).

Cuadro 9.2. Valor promedio de la temperatura de equilibrio estimada según los cálculos termométricos propuestos por Holland y Blundy (1994). Los valores de presión utilizados para estos cálculos corresponden al valor barométrico promedio determinado para cada muestra según el método de Schmidt (1992).

| Muestra | Sector | Unidad | Miembro | X_{An-pl} | X_{Ab-pl} | P (Kb) | $\ln K^{amp-pl}$ | T°C | Cantidad de determinaciones por unidad |
|--------------------|-----------|----------|---------|-------------|-------------|--------|------------------|---------|--|
| Escuela Las Pircas | | | | | | | | | |
| HPP06 | - | UHPP-ELP | - | 0,925 | 0,074 | 2,073 | 0,308 | 814,886 | 3 |
| NH1a49 | - | UNHI-ELP | a | 0,890 | 0,109 | 3,360 | -0,336 | 789,850 | 7 |
| NH1b24 | - | | b | 0,926 | 0,074 | 3,662 | 0,194 | 842,623 | |
| NHSa42 | - | UNHS-ELP | a | 0,913 | 0,086 | 4,375 | -0,216 | 873,467 | 15 |
| NHSa25 | - | | | 0,946 | 0,054 | 4,375 | 0,609 | 898,377 | |
| NHSb40 | - | | b | 0,905 | 0,094 | 3,507 | -0,358 | 785,656 | |
| NHSb26 | - | | | 0,901 | 0,098 | 3,507 | -0,446 | 791,152 | |
| NHSb24 | - | | | 0,903 | 0,096 | 3,507 | -0,316 | 798,543 | |
| | | | | | | | | | |
| El Fierro | | | | | | | | | |
| PP59A | - | UEM-EF | - | 0,923 | 0,077 | 4,714 | 0,591 | 795,086 | 2 |
| PP62 | - | UEM-EF | - | 0,932 | 0,067 | 2,661 | 0,700 | 838,847 | 4 |
| PP65 | - | UEM-EF | - | 0,947 | 0,052 | 3,562 | 0,816 | 893,492 | 3 |
| PP67C | - | UEM-EF | - | 0,924 | 0,075 | 2,312 | 0,767 | 820,036 | 1 |
| PP67A | - | UEM-EF | - | 0,912 | 0,087 | 3,083 | 1,076 | 751,445 | 2 |
| Virorco | | | | | | | | | |
| UME1T | Este | UME-Vi | - | 0,899 | 0,101 | 6,723 | -0,808 | 856,446 | 2 |
| UG34 | Central | UG-Vi | - | 0,889 | 0,110 | 3,679 | -1,182 | 785,890 | 10 |
| UG32B | | | - | 0,884 | 0,116 | 4,274 | -1,238 | 781,535 | |
| UG14 | | | - | 0,885 | 0,115 | 5,617 | -1,032 | 803,963 | |
| UB41 | Oeste | UB-Vi | - | 0,859 | 0,140 | 5,569 | -1,274 | 801,558 | 6 |
| UNH19a | | UNH-Vi | - | 0,829 | 0,169 | 5,481 | -1,690 | 768,320 | 3 |
| UGN48C | | UGN-Vi | - | 0,771 | 0,225 | 4,804 | -1,813 | 757,068 | 3 |
| Las Higueras | | | | | | | | | |
| FC14 | Principal | UNHI-LH | - | 0,902 | 0,097 | 4,439 | -0,890 | 788,441 | 7 |
| FC39A | | | - | 0,877 | 0,122 | 4,573 | 0,026 | 797,227 | |
| FC37 | | | - | 0,927 | 0,073 | 6,862 | 0,074 | 898,410 | |
| FC16A | Marginal | UNHM-LH | - | 0,881 | 0,119 | 6,275 | -0,801 | 879,539 | 5 |
| FC33 | | UNHS-LH | - | 0,859 | 0,141 | 3,787 | -0,340 | 785,295 | 4 |
| LH14 | | UMSB-LH | - | 0,906 | 0,094 | 7,986 | -0,286 | 936,392 | 10 |
| FC47B | | | - | 0,888 | 0,111 | 7,809 | -0,448 | 891,282 | |
| FC40 | - | | 0,910 | 0,089 | 6,712 | 0,112 | 885,799 | | |

Si bien son numerosos los cristales de plagioclasa analizados con valores de X_{an} mayores a 0,9, en el diagrama binario de temperatura calculada *versus* X_{an-pl} (Fig. 9.1) es posible observar una correlación lineal entre las muestras con un valor de X_{an-pl} comprendido entre 0,73 y 0,94 y la temperatura calculada. Esto indicaría que las determinaciones geotermométricas llevadas a cabo en las

muestras con una $X_{\text{an-pl}}$ comprendida entre 0,9 y 0,95 son correctas, mientras que en las muestras con una $X_{\text{an-pl}}$ mayor a 0,95 las temperaturas calculadas podrían estar levemente sobreestimadas.

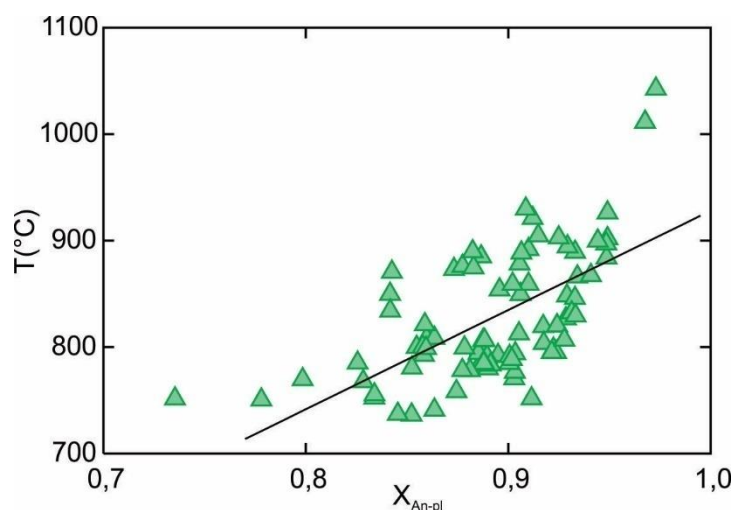
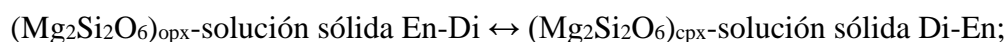


Figura 9.1: Diagrama de temperatura calculada *versus* X_{an} en plagioclasa.

9.3.2. Par ortopiroxeno-clinopiroxeno

9.3.2.1. *Wood y Banno (1973) (Independiente de la presión)*

El cálculo geotermométrico propuesto por estos autores está basado en la solubilidad de enstatita en dióxido en coexistencia con ortopiroxeno, dentro del intervalo de miscibilidad entre dióxido y enstatita, representado por la reacción de equilibrio:



Según estos autores, este termómetro, confeccionado para el sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, permite calcular la temperatura de equilibrio natural en un sistema de dos piroxenos con valores de temperatura residual que no exceden los $\pm 60^\circ\text{C}$. Asimismo, indican que dicho cálculo puede ser llevado a cabo en rocas de composición máfica y ultramáfica que hayan cristalizado a temperaturas comprendidas entre 805 y 1455 °C.

El cálculo geotermométrico basado en la reacción mencionada viene dado por la ecuación:

$$T(^{\circ}\text{K}) = -10202 / [\ln K - 7,65 * X_{\text{Fe-opx}} + 3,88 * (X_{\text{Fe-opx}})^2 - 4,6]$$

Donde $K = a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-cpx}} / a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-opx}}$; $a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-j}}$ es igual a $(X_{\text{Mg-M2}} * X_{\text{Mg-M1}})$ en la fase j ; y X_{i-j} corresponde a la fracción molar de la especie (o componente) i en la fase (o sitio cristalográfico) j .

Esta ecuación para el cálculo geotermométrico permitió determinar temperaturas de equilibrio promedio comprendidas entre 818 y 845 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, de 863 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, variables entre 730 y 908 °C en el cuerpo intrusivo Virorco y comprendidas entre 781 y 920 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores termométricos promedio de cada una de las muestras analizadas provenientes de las diferentes porciones estratigráficas que componen los cuerpos intrusivos estudiados se presentan en el cuadro 9.3. En tanto, la totalidad de los resultados se muestra en el anexo 9.3 (*Cd-Rom*).

9.3.2.2. *Nehru y Willie (1974) (Independiente de la presión)*

El geotermómetro confeccionado por estos autores para el par clinopiroxeno-ortopiroxeno dentro del sistema $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, permite calcular la temperatura de equilibrio de un magma en el que coexisten las soluciones sólidas enstatita y diópsido. El mismo fue calibrado de manera experimental a una temperatura comprendida entre 1000 y 1700°C. Este cálculo termométrico viene dado por la ecuación:

$$T(^{\circ}\text{K}) = [-5006 / (\ln K_d - 1,72)]$$

Esta metodología permitió definir temperaturas de equilibrio variables entre 801 y 880 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, de 870 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, comprendidas entre 714 y 1108 °C en el cuerpo intrusivo Virorco y variables entre 878 y 925 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores promedio de temperatura de equilibrio de las muestras analizadas provenientes

de las diferentes porciones estratigráficas que componen los cuerpos intrusivos estudiados se presentan en el cuadro 9.3. En tanto, la totalidad de los resultados se exhibe en el anexo 9.3 (*Cd-Rom*).

9.3.2.3. Wells (1977) (*Independiente de la presión*)

Al igual que los cálculos geotermométricos mencionados anteriormente, el propuesto por Wells (1977) también está basado en la solubilidad de enstatita en diópsido en coexistencia con ortopiroxeno, sin embargo este fue confeccionado para un sistema $\text{CaSiO}_3\text{-MgSiO}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$, por lo que sería más apropiado para cálculos termométricos en base al par ortopiroxeno-clinopiroxeno que incluyan cristales de piroxeno ricos en aluminio. Este geotermómetro, calibrado experimentalmente en un intervalo de temperatura comprendido entre 785 y 1500°C, y rangos composicionales de $X_{\text{Fe-opx}}$ entre 0 y 1 y de Al_2O_3 entre 0 y 10% en peso, permite calcular la temperatura de equilibrio con valores de temperatura residual que no superan los $\pm 70^\circ\text{C}$. La ecuación para el cálculo geotermométrico confeccionada por este autor es:

$$T(^{\circ}\text{K})=7341/(3,355+2,44*X_{\text{Fe-opx}} - \ln K)$$

Estos cálculos termométricos permitieron determinar temperaturas de equilibrio promedio comprendidas entre 786 y 819 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, de 831 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, variables entre 827 y 927 °C en el cuerpo intrusivo Virorco y comprendidas entre 783 y 884 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores promedio de temperatura de equilibrio de las muestras analizadas provenientes de las diferentes porciones estratigráficas que componen los cuerpos intrusivos estudiados se presentan en el cuadro 9.3. En tanto, la totalidad de los resultados se incluyen en el anexo 9.3 (*Cd-Rom*).

9.3.2.4. Bertrand y Mercier (1985) (Dependiente de la presión)

Este geotermómetro permite calcular la temperatura de equilibrio de un sistema natural en el que coexisten cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno mediante el estudio de la solubilidad de enstatita en dichas fases minerales. Los cálculos termométricos propuestos por estos autores fueron desarrollados para dos tipos de sistemas químicos, el sistema CFMS (CaO, FeO, MgO, SiO₂) y el sistema CMS (CaO, MgO, SiO₂).

Sistema CFMS: el cálculo geotermométrico propuesto para este sistema está basado en la distribución del Ca, Mg y Fe en el sitio cristalográfico M2 de los cristales de piroxeno. Asimismo, para que su aplicación a sistemas naturales sea más precisa se contempla la proporción de Na, dado que este elemento es incorporado en dicho sitio cristalográfico, reduciendo el espacio disponible para la sustitución Mg↔Ca. Según estos autores, este geotermómetro puede ser aplicado en un rango de temperaturas comprendido entre 810 y 1500°C y presiones variables 0 y 100 Kb, con un incertidumbre del 2%. El cálculo de la temperatura de equilibrio en este sistema está dado por la ecuación:

$$T(^{\circ}\text{K}) = (36273 + 399 * P) / [19,31 - 8,314 * \ln(K^*) - 12,15 * (\text{Ca}^*_{\text{cpx}})^2]$$

Donde $K^* = (1 - \text{Ca}^*_{\text{cpx}}) / (1 - \text{Ca}^*_{\text{opx}})$; $\text{Ca}^*_{\text{opx}} = [X_{\text{Ca-M2}} / (1 - X_{\text{Na-M2}})]_{\text{opx}}$; $\text{Ca}^*_{\text{cpx}} = [X_{\text{Ca-M2}} / (1 - X_{\text{Na-M2}}) + (-0,77 + 10^{-3} * T_{\text{cpx}}) * (\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}))]_{\text{cpx}}$.

Esta metodología permitió determinar temperaturas de equilibrio variables entre 784 y 817 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, de 825 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, comprendidas entre 789 y 957 °C en el cuerpo intrusivo Virorco y variables entre 810 y 862 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores promedio de temperatura de equilibrio de las muestras analizadas provenientes de las diferentes porciones estratigráficas que componen los cuerpos intrusivos estudiados se presentan en el cuadro 9.3. En tanto, la totalidad de los resultados se encuentran en el anexo 9.3 (Cd-Rom).

Sistema CMS: el geotermómetro confeccionado para este sistema está basado en la proporción de Ca en el sitio cristalográfico M2 de los cristales de piroxeno, y permite determinar la temperatura de equilibrio entre cristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno para rangos de temperatura comprendidos entre 900 y 1500°C, y presiones variables entre 2 a 60 Kb, con una incertidumbre del 1%. Sin embargo, por encima de los 1300°C el valor absoluto de la temperatura residual se incrementa debido a la baja proporción de Ca en clinopiroxeno.

Dentro del rango de temperatura experimental en el que fue confeccionado este geotermómetro, estos autores afirman que el efecto de la variación composicional del ortopiroxeno en el sistema es despreciable. Así, este termómetro puede ser simplificado y basado únicamente en el *solvus* de clinopiroxeno, lo que permite realizar los cálculos geotermométricos basados únicamente en la composición de los cristales de clinopiroxeno, siempre y cuando estos hayan estado en equilibrio con el ortopiroxeno. De esta manera, el cálculo termométrico viene dado por la ecuación:

$$T_{\text{cpx}}(^{\circ}\text{K})=33696 + 454,5*P/[17,61-8,314*\ln K-12,13*(X_{\text{Ca-M2}})^2]$$

Donde $K^*=(1-X_{\text{Ca-M2}})/0,95$; y $X_{\text{Ca-M2}}$ corresponde a la fracción molar de Ca en el sitio cristalográfico M2 del clinopiroxeno.

Estos cálculos termométricos permitieron determinar temperaturas de equilibrio promedio comprendidas entre 856 y 917 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, de 918 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, variables entre 832 y 1112 °C en el cuerpo intrusivo Virocco y comprendidas entre 919 y 943 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores promedio de temperatura de equilibrio de las muestras analizadas en las diferentes porciones estratigráficas se presentan en el cuadro 9.3. En tanto, la totalidad de los resultados fueron incluidos en el anexo 9.3 (*Cd-Rom*).

Cuadro 9.3. Valor promedio de la temperatura de equilibrio determinada según los cálculos termométricos para el par ortopiroxeno-clinopiroxeno desarrollados por Wood y Banno (1973), Nehru y Willie (1974), Wells (1977) y Bertrand y Mercier (1985) y según los cálculos termométricos para clinopiroxeno desarrollados por Bertrand y Mercier (1985). Para los cálculos geotermométricos dependientes de la presión se utilizó el valor barométrico promedio determinado para cada unidad (o muestra en el caso del cuerpo intrusivo El Fierro) según el método propuesto por Schmidt (1992).

| Muestra | HPP06 | NHSA42 | NHSb26 | NHSb24 | PP65 | UPME57 | UPME67 | UG34 | UNH19A | UGN48C | FC18 | FC40 | UM |
|--|--------------------|----------|---------|---------|-----------|---------|---------|---------|---------|----------|--------------|----------|---------|
| Cuerpo intrusivo | Escuela Las Pircas | | | | El Fierro | Virorco | | | | | Las Higueras | | |
| Sector | - | - | - | - | - | Central | | | Oeste | | Principal | Marginal | |
| Unidad | UHPP-ELP | UNHS-ELP | | | UEM-EF | UPME-Vi | | UG-Vi | UNH-Vi | UGN-Vi | UNHS-LH | UMSB-LH | |
| Miembro | - | a | b | | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| a-en-opx | 0,558 | 0,483 | 0,454 | 0,453 | 0,512 | 0,549 | 0,561 | 0,463 | 0,389 | 0,389 | 0,312 | 0,546 | 0,548 |
| a-en-cpx | 0,030 | 0,027 | 0,017 | 0,033 | 0,036 | 0,035 | 0,043 | 0,039 | 0,015 | 0,058 | 0,023 | 0,039 | 0,047 |
| Ln K | -2,943 | -2,882 | -3,553 | -2,623 | -2,659 | -2,758 | -2,577 | -2,485 | -3,390 | -1,904 | -2,598 | -2,628 | -2,456 |
| T(°C) W y B (1973) | 847,997 | 820,299 | 818,409 | 837,287 | 862,931 | 870,519 | 908,403 | 859,607 | 730,880 | 897,359 | 781,422 | 891,420 | 920,386 |
| T(°C) N y W (1974) | 800,816 | 814,692 | 834,119 | 880,235 | 870,087 | 846,757 | 893,513 | 917,602 | 714,576 | 1108,366 | 886,083 | 878,182 | 925,913 |
| T(°C) Wells (1977) | 797,067 | 786,973 | 792,652 | 819,660 | 831,446 | 826,804 | 864,908 | 845,828 | - | 926,804 | 783,246 | 850,132 | 883,668 |
| P (Kb) | 2,073 | 4,375 | 3,507 | 3,507 | 3,572 | 4,086 | 4,086 | 4,302 | 5,685 | 4,544 | 3,682 | 8,964 | 8,964 |
| Ca* cpx | 0,958 | 0,958 | 0,919 | 0,952 | 0,950 | 0,951 | 0,944 | 0,946 | 0,958 | 0,917 | 0,954 | 0,948 | 0,943 |
| Ca* opx | 0,014 | 0,016 | 0,016 | 0,016 | 0,016 | 0,015 | 0,015 | 0,019 | 0,020 | 0,020 | 0,019 | 0,012 | 0,014 |
| Ln K* | -3,153 | -3,153 | -2,601 | -3,020 | -2,987 | -3,017 | -2,865 | -2,897 | -3,152 | -2,470 | -3,063 | -2,954 | -2,857 |
| T(°C) B y M (1985) cpx-opx | 784,390 | 787,105 | 808,906 | 817,045 | 824,676 | 818,759 | 855,199 | 847,460 | 789,152 | 957,336 | 810,275 | 838,934 | 862,836 |
| X Ca en M2-cpx | 0,940 | 0,935 | 0,950 | 0,926 | 0,926 | 0,927 | 0,919 | 0,914 | 0,946 | 0,858 | 0,927 | 0,923 | 0,922 |
| Ln K** | -2,773 | -2,685 | -3,028 | -2,557 | -2,550 | -2,576 | -2,471 | -2,399 | -2,888 | -1,898 | -2,565 | -2,517 | -2,495 |
| T(°C) B y M (1985) cpx | 856,064 | 882,678 | 905,952 | 916,781 | 918,483 | 912,737 | 941,883 | 962,634 | 832,761 | 1112,400 | 918,699 | 936,324 | 942,742 |
| Cantidad de determinaciones por unidad | 2 | 8 | | | 3 | 10 | | 2 | 3 | 2 | 2 | 4 | |

W y B (1973): Wood y Banno (1973); N y W (1974): Nehru y Willie (1974); B y M (1985): Bertrand y Mercier (1985).

9.3.2.5. Brey y Kohler (1990) (Dependiente de la presión)

De los diferentes geotermómetros propuestos por Brey y Kohler (1990) se utilizó el basado en la proporción del componente dióxido en ortopiroxeno, el cual fue calibrado en rangos de temperatura y presión experimentales variables entre 900 y 1400°C y 10 y 60 Kb, respectivamente. En base a la proporción de Ca en ortopiroxeno, este termómetro permite determinar la temperatura de cristalización de este mineral con valores de temperatura residual de $\pm 19^\circ\text{C}$. La ecuación para el cálculo termométrico planteada por estos autores es:

$$T(^{\circ}\text{K}) = [(6425 + 26,4 * P) / ((-\ln \text{Ca}_{\text{opx}}) + 1,843)]$$

Donde Ca_{opx} es igual a la cantidad de Ca en ortopiroxeno.

En base a dicha ecuación se obtuvieron valores de temperatura de cristalización del ortopiroxeno variables entre 745 y 844 °C en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas, entre 692 y 805 °C en el cuerpo intrusivo El Fierro, entre 734 y 873 °C en el cuerpo intrusivo Virorco y entre 779 y 863 °C en el cuerpo intrusivo Las Higueras. Los valores termométricos promedio de las diferentes muestras que componen cada unidad estratigráfica se incluyen en el cuadro 9.4. En tanto, la totalidad de los resultados se presenta en el anexo 9.4 (*Cd-Rom*).

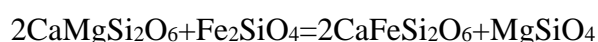
Cuadro 9.4. Valor promedio de la temperatura de cristalización del ortopiroxeno estimada según la metodología propuesta por Brey y Kohler (1990). Los valores barométricos utilizados corresponden a la presión de cristalización promedio determinada para cada unidad (o muestra en el caso del cuerpo intrusivo El Fierro) según el método de Schmidt (1992).

| Muestra | Sector | Unidad | Miembro | P(Kb) | Ca en opx | T(°C) | Cantidad de determinaciones por unidad (o muestra en el caso de EL Fierro) |
|--------------------|-----------|----------|---------|-------|-----------|---------|--|
| Escuela Las Pircas | | | | | | | |
| HPP06 | - | UHPP-ELP | - | 2,073 | 0,014 | 786,953 | 15 |
| OHP45 | - | UOHP-ELP | - | 3,410 | 0,042 | 844,844 | 15 |
| NHIa49 | - | UNHI-ELP | a | 3,360 | 0,014 | 794,722 | 22 |
| NHIb24 | - | | b | 3,662 | 0,011 | 749,563 | |
| NHSa42 | - | UNHS-ELP | a | 4,375 | 0,015 | 810,173 | 72 |
| NHSb40 | - | | b | 3,507 | 0,011 | 745,800 | |
| NHSb26 | - | | | 3,507 | 0,014 | 785,284 | |
| NHSb24 | - | | | 3,507 | 0,014 | 792,828 | |
| El Fierro | | | | | | | |
| PP59 | - | UEM-EF | - | 4,122 | 0,012 | 765,528 | 15 |
| PP62 | - | UEM-EF | - | 3,240 | 0,015 | 805,842 | 15 |
| PP65 | - | UEM-EF | - | 3,105 | 0,014 | 792,237 | 18 |
| PP67C | - | UEM-EF | - | 3,105 | 0,008 | 697,228 | 17 |
| PP68A | - | UEM-EF | - | 3,105 | 0,008 | 692,022 | 13 |
| Virocco | | | | | | | |
| UME1T | Este | UME-Vi | - | 6,617 | 0,009 | 725,320 | 19 |
| UPME57 | Central | UPME-Vi | - | 4,086 | 0,014 | 798,637 | 24 |
| UPME67 | | | - | 4,086 | 0,015 | 810,895 | |
| UG34 | | UG-Vi | - | 4,302 | 0,019 | 852,798 | 10 |
| UG32B | | | - | 4,302 | 0,012 | 774,402 | |
| UG14 | | | - | 4,302 | 0,010 | 734,069 | |
| UB41 | Oeste | UB-Vi | - | 5,575 | 0,015 | 812,503 | 9 |
| UNH19A | | UNH-Vi | - | 5,685 | 0,020 | 872,947 | 4 |
| UGN48C | | UGN-Vi | - | 4,544 | 0,020 | 863,965 | 3 |
| Las Higueras | | | | | | | |
| FC14 | Principal | UNHI-LH | - | 3,586 | 0,014 | 792,863 | 28 |
| FC39A | | | - | 3,586 | 0,014 | 797,958 | |
| FC37 | | | - | 6,836 | 0,014 | 802,302 | |
| FC16A | | UNHM-LH | - | 6,576 | 0,019 | 863,098 | 4 |
| FC18 | | UNHS-LH | - | 3,682 | 0,018 | 840,954 | 26 |
| FC33 | | | - | 3,682 | 0,016 | 818,320 | |
| LH14 | Marginal | UMSB-LH | - | 5,725 | 0,013 | 784,856 | 38 |
| FC40 | | | - | 8,964 | 0,011 | 779,682 | |
| UM | | | - | 8,964 | 0,013 | 802,516 | |

9.3.3. Par olivino-clinopiroxeno

9.3.3.1. *Powell y Powell (1974) (Dependiente de la presión)*

El cálculo de la temperatura de equilibrio para este par mineral fue confeccionado en base al intercambio catiónico de Fe^{2+} y Mg entre el clinopiroxeno rico en Ca y el olivino, el cual está representado por la reacción de equilibrio:



El cálculo geotermométrico planteado en base a esta reacción, viene dado por la ecuación:

$$T(^{\circ}K) = [-2 * x_{Al} * (920000 + 3,6 * P) - 0,0435 * (P - 1) + 10100] / [8 + R * \ln K^{ol-cpx} - 714,3 * (2x_{Al})]$$

Donde $x_{Al} = X_{Al-M1} + X_{Ti-M1} + X_{Cr-M1} + X_{Fe-M1}$; y $K^{ol-cpx} = (X_{Mg-Ol} / X_{Fe-Ol}) * (X_{Fe-M1} / X_{Mg-M1})$.

Estos autores demostraron que los valores de temperatura residual son fuertemente dependientes de la presión, evidenciando un incremento de dichos valores con el aumento de la misma. De esta manera, indican que la variación de la temperatura residual es +/- 5°C por kilobar de presión, pudiendo alcanzar valores de +/-100°C a una presión de 20 Kb.

Debido a la escasa proporción de cristales de olivino y clinopiroxeno en la porción aflorante de los cuerpos intrusivos estudiados, el cálculo termométrico propuesto por Powell y Powell (1974) pudo ser llevado a cabo únicamente en dos pares minerales olivino-clinopiroxeno contenidos en una norita olivínica hornblendífera proveniente de la UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras. El mismo permitió definir valores geotermométricos de $1016 \pm 45^{\circ}C$.

CAPÍTULO 10

DISCUSIONES Y CONSIDERACIONES

10.1. Relaciones de campo y petrografía

Los estudios petrográficos llevados a cabo en muestras provenientes de los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras permitieron distinguir diferentes unidades estratigráficas en la porción aflorante de los mismos. Esta diferenciación estratigráfica está basada fundamentalmente en el resultado de los estudios micro petrográficos y reforzada por los resultados de los análisis geoquímicos de roca total y mineral, dado que los estudios de yacencia solo en ocasiones permiten llevar a cabo distinciones estratigráficas en las intrusiones estudiadas. La distribución de dichas intrusiones en el área de estudio y de las distintas porciones estratigráficas que las conforman se muestra en el anexo 1.1.

El cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas está compuesto por cuatro unidades estratigráficas, dos de composición ultramáfica, denominadas Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP) y Unidad Ortopiroxenítica Hornblendítica con Plagioclasa (UOHP-ELP), y dos de composición máfica, denominadas Unidad Norítica Hornblendítica Inferior (UNHI-ELP) y Unidad Norítica Hornblendítica Superior (UNHS-ELP), (anexo 1.1). Las mismas están constituidas por rocas de textura inequigranular xenomórfica con tamaño de grano fino a medio y una asociación mineral petrogenética dominada principalmente por hornblenda y ortopiroxeno, en el caso de las unidades ultramáficas, y por plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno en el caso de las rocas máficas, siendo la proporción de clinopiroxeno muy escasa en todas las unidades.

Escasos metros al este de la intrusión mencionada se localiza el cuerpo intrusivo El Fierro, el cual está conformado por una única unidad estratigráfica de naturaleza mayormente ultramáfica, denominada Unidad Estratificada Modal (UEM-EF). Esta unidad está caracterizada por una marcada estratificación compuesta principalmente por una intercalación de niveles piroxeníticos y meta-hornblendíticos (anexo 1.1) de espesores variables entre diez centímetros y un metro. Dentro de la misma es posible reconocer una proporción muy escasa de niveles hornblendíticos piroxénicos, noríticos hornbléndicos y gabro hornbléndicos (anexo 1.1). Todas estas variedades litológicas presentan un tamaño de grano fino a medio y una asociación mineral petrogenética compuesta principalmente por ortopiroxeno y hornblenda en los niveles de naturaleza ultramáfica y por ortopiroxeno, hornblenda y plagioclasa en los niveles de naturaleza máfica.

En los afloramientos del cuerpo intrusivo Virorco se reconocen tres sectores estratigráficos diferentes: el sector este, el sector central y el sector oeste (anexo 1.1). El primero de ellos está representado por la Unidad Estratificada Modal (UEM-Vi) (anexo 1.1), la cual al igual que la UEM-EF del cuerpo intrusivo El Fierro, evidencia una fuerte estratificación compuesta por una intercalación de niveles meta-hornblendíticos y piroxeníticos. En el caso del sector central, se pudieron diferenciar dos unidades estratigráficas, la Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada (UPME-Vi), la cual presenta una marcada estratificación compuesta por una secuencia homogénea de capas piroxeníticas hornbléndicas que no superan los 30 centímetros de espesor, y la Unidad Gabroica (UG-Vi), la cual está conformada por noritas clinopiroxenénicas hornblendíferas que muestran una laminación modal producto de las oscilaciones en el contenido de plagioclasa (anexo 1.1). En tanto, el sector oeste está conformado por la Unidad Bandeada (UB-Vi), por la Unidad Norítica Hornbléndica (UNH-Vi) y por la Unidad Gabronorítica (UGN-Vi) (anexo 1.1), las cuales están compuestas por noritas hornbléndicas que presentan bandeamiento de tipo coloforme, en el caso de la UB-Vi, y están atravesadas por pegmatitas gábricas, en el caso de la UNH-Vi.

En el extremo sur de la porción estudiada de la faja máfica-ultramáfica aflora el cuerpo intrusivo Las Higueras (anexo 1.1). Este cuerpo está conformado por dos sectores estratigráficos diferentes, el sector principal y el sector marginal (anexo 1.1). El primero de ellos está compuesto por tres unidades denominadas Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-LH), Unidad Norítica Hornbléndica Media (UNHM-LH) y Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-LH) (anexo 1.1), las cuales están representadas por noritas hornbléndicas que se diferencian en base a rasgos texturales tales como la presencia o ausencia de oikocristales de hornblenda primaria y a la relación de abundancia modal opx/hbl₀. Por otra parte, el sector marginal está representado por una única unidad carente de estratificación y lineaciones, denominada Unidad Marginal sin Bandeamiento (UMSB-LH) (anexo 1.1), la cual está compuesta principalmente por noritas hornbléndicas y en muy bajas proporciones por rocas con textura coronítica, tales como las noritas olivínicas hornblendíferas y piroxenitas olivínicas hornblendíferas. En ocasiones las noritas hornbléndicas son atravesadas por enjambres de diques gabro hornbléndicos y por pegmatitas máficas.

La diversidad litológica predominante en las intrusiones estudiadas se encuentra enmarcada dentro las variaciones litológicas reportadas por Kilmurray y Villar (1981), Sabalúa *et al.* (1981), Sabalúa (1986), Gervilla *et al.* (1993), Brogioni (1994, 2001a, b), Malvicini y Brogioni (1996), Ferracutti y Bjerg (2001) y Ferracutti *et al.* (2007a) para los afloramientos del sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas. Sin embargo, cabe señalar que en este trabajo se incluye la descripción de afloramientos de rocas con contenido de olivino en este sector de la faja, los cuales habían sido reportados únicamente por Cacace *et al.* (2016).

Las variedades litológicas descritas en la zona de estudio presentan una asociación mineral petrogenética representada por $pl+hbl_0+opx\pm cpx\pm ol$ en las rocas máficas y por $hbl_0+opx\pm cpx\pm ol\pm pl$ en las rocas ultramáficas. Esto evidencia que la asociación mineralógica general reportada por Hauzenberger *et al.* (1996, 1997a, b), Felfernig *et al.* (1997), Mogessie *et al.* (2000), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) para las rocas que componen los afloramientos del sector sur de la faja La

Jovita-Las Águilas, la cual está compuesta por $opx+amp+pl\pm cpx\pm bt\pm spl\pm sulfuros\pm MGP\pm ap$, no coincide plenamente con las asociaciones identificadas en este trabajo. Por ello, se debería incorporar olivino a la asociación mineralógica general propuesta por dichos autores.

En cuanto a la distribución de las diferentes litologías que componen las intrusiones estudiadas, los perfiles de muestreo llevados a cabo sobre las mismas permitieron determinar que las variaciones litológicas se disponen normalmente al eje mayor de estos cuerpos, característica que ya había sido reportada previamente por González Bonorino (1961) en los cuerpos intrusivos Virorco y Las Águilas y por Brogioni (2001b) en los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco (El Fierro y Escuela Las Pircas, y Virorco en este trabajo). Asimismo, Brogioni (2001b) señala que los afloramientos de los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco (El Fierro y Escuela Las Pircas, y Virorco en este trabajo) están compuestos principalmente por noritas y gabronoritas y en menor medida por piroxenitas, hornblenditas y anfibolitas restringidas a las porciones marginales de dichas intrusiones. Sin embargo, los perfiles de muestreo llevados a cabo en este trabajo evidencian que las rocas ultramáficas no están restringidas a los bordes de estos cuerpos intrusivos, sino que en ocasiones, tal como sucede en el cuerpo intrusivo El Fierro, constituyen la litología dominante.

Por otra parte, Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2007a) indicaron que en el sector estudiado de la faja máfica-ultramáfica la proporción de afloramientos de rocas ultramáficas se incrementa hacia el norte, siendo la litología dominante en el cuerpo intrusivo El Fierro. Según estos autores, dichas variaciones litológicas se deben a que la porción aflorante de los cuerpos intrusivos localizados en el norte del área de estudio corresponden a niveles estructurales más profundos. Sin embargo, los estudios estratigráficos llevados a cabo en este trabajo demuestran que esto no es válido para todos los cuerpos intrusivos del sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas, y que es necesaria una comparación estratigráfica entre los mismos para determinar la posición dentro de la cámara magmática en la cual habrían cristalizado las diferentes porciones estratigráficas que los conforman.

10.2. Vinculación genética de las intrusiones estudiadas

En conformidad con lo propuesto por Brogioni (2001b), Ferracutti (2005) y Ferracutti *et al.* (2013) para los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos de la zona de estudio, los resultados de los análisis geoquímicos de roca total y mineral sugieren que los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras corresponderían a una misma secuencia magmática.

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total llevados a cabo en muestras provenientes de dichas intrusiones evidencian tendencias de correlación positiva entre SiO_2 y MgO (Fig. 10.1a) y entre $\text{FeO}_{\text{total}}$ y MgO (Fig. 10.1b), las cuales son consistentes con el fraccionamiento de ortopiroxeno (enstatita) y hornblenda (Mg-hornblenda), y tendencias de correlación negativas entre Al_2O_3 y MgO (Fig. 10.1c) y CaO y MgO (Fig. 10.1d), las cuales estarían vinculadas al incremento de las proporciones modales de plagioclasa anortítica en las rocas más evolucionadas. En tanto, las correlaciones con tendencia positiva evidenciadas en los diagramas de elementos traza compatibles Cu, Ni, Co y Cr *versus* MgO (Figs. 10.2a, b, c, d) serían producto del fraccionamiento de minerales opacos capaces de incorporar elevadas concentraciones de dichos elementos en su estructura cristalina. Sin embargo, estas fases fueron reconocidas en proporciones accesorias en la mayoría de las rocas estudiadas, lo que sugiere que el fraccionamiento de ortopiroxeno y hornblenda también podría ser responsable de la tendencia positiva evidenciada por la relación entre estos elementos y el MgO .

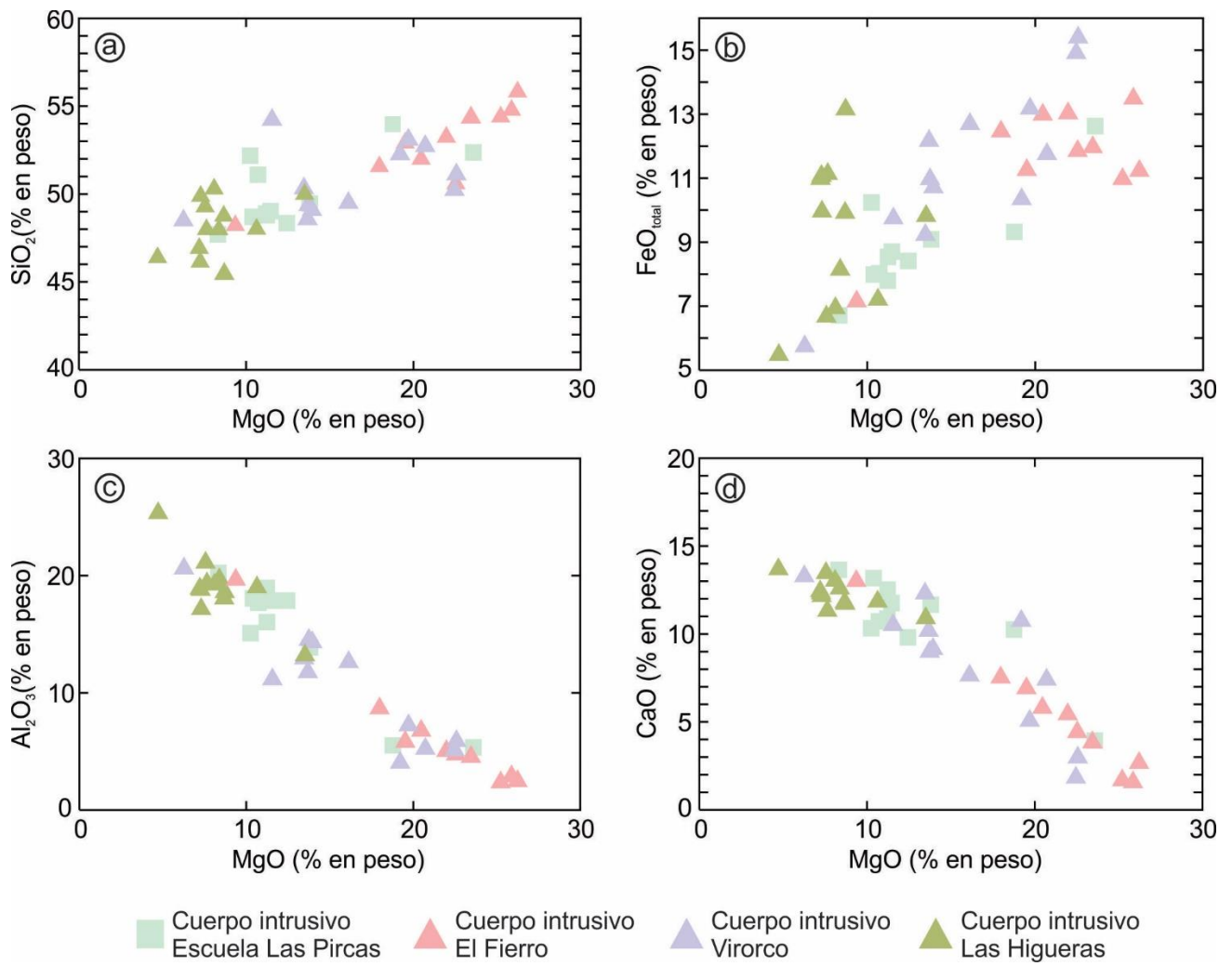


Figura 10.1. Diagramas de elementos mayoritarios *versus* MgO. a) SiO_2 vs. MgO; b) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO; c) Al_2O_3 vs. MgO; d) CaO vs. MgO.

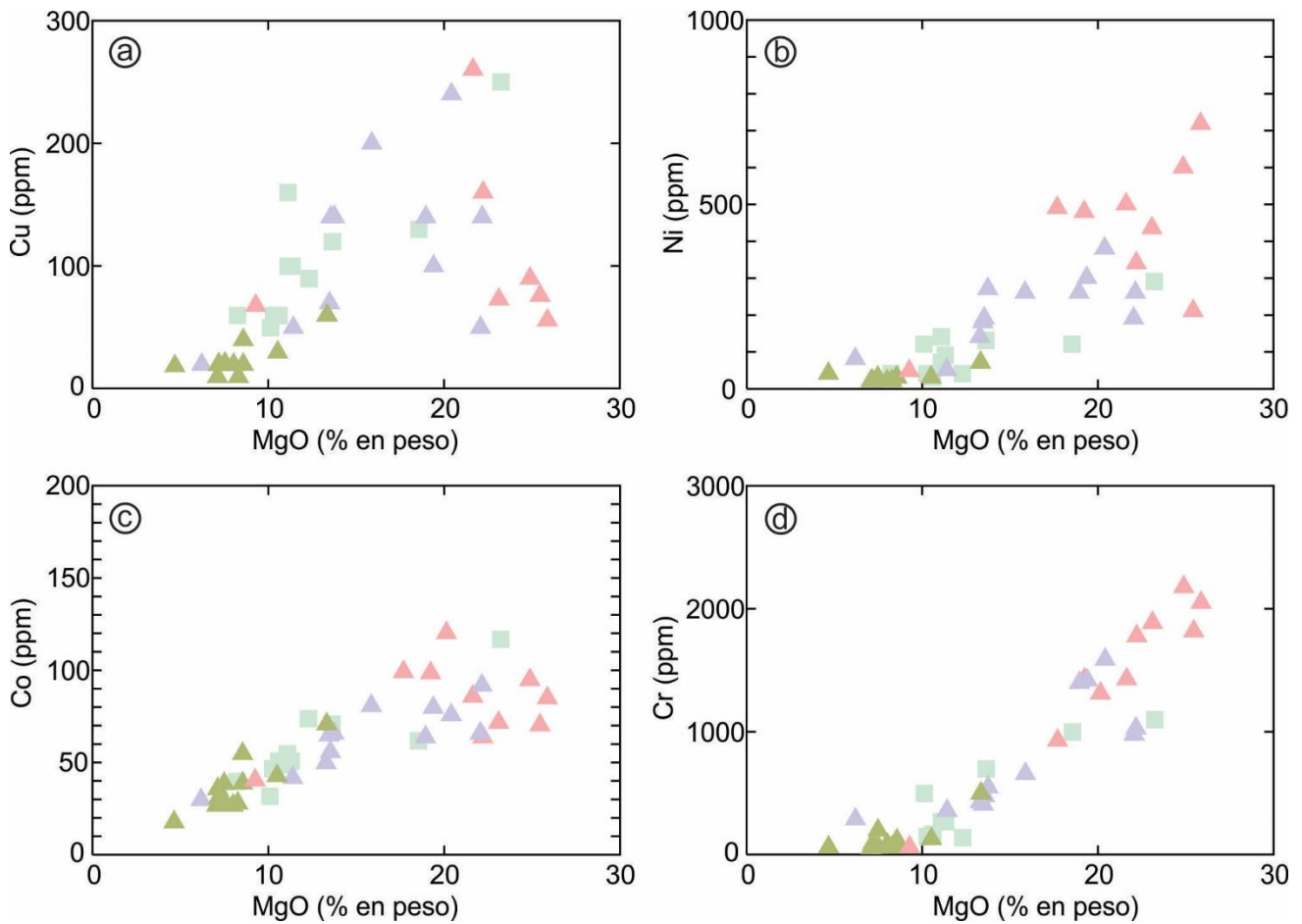


Figura 10.2. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 10.1.

Por otra parte, en los diagramas binarios de elementos traza incompatibles Y, Zr, Hf y Ta *versus* MgO (Fig. 10.3a, b, c, d), no se observan tendencias definidas. Esta alta variabilidad en el contenido de los elementos traza incompatibles también fue observada en el cuerpo intrusivo Skaergaard por McBirney (2002), quien estableció que las intrusiones estratificadas presentan una distribución irregular en el contenido de elementos traza incompatibles, contraria a la observada para los contenidos de elementos mayoritarios y elementos traza compatibles. A pesar de esto, en la figura 10.4 es posible apreciar que las relaciones entre diferentes elementos traza incompatibles, tales como Zr/Hf (Fig. 10.4a) y Zr/Nb (Fig. 10.4b), son relativamente constantes, característica que según Szabados (1997), sugiere que las rocas analizadas corresponderían a una secuencia de rocas genéticamente relacionadas.

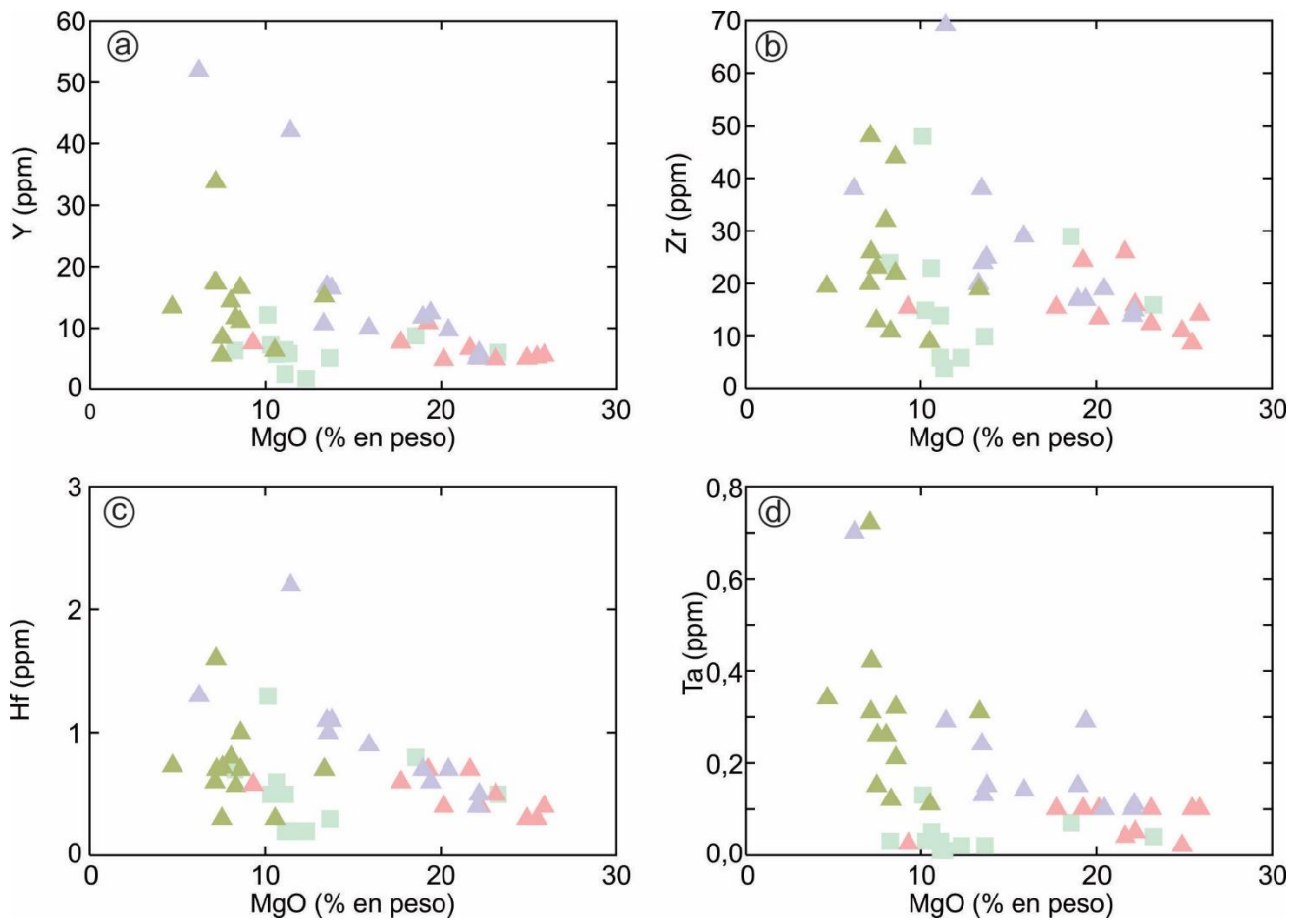


Figura 10.3. Diagramas de elementos traza incompatibles *versus* MgO. a) Y *vs.* MgO; b) Zr *vs.* MgO; c) Hf *vs.* MgO; d) Ta *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 10.1.

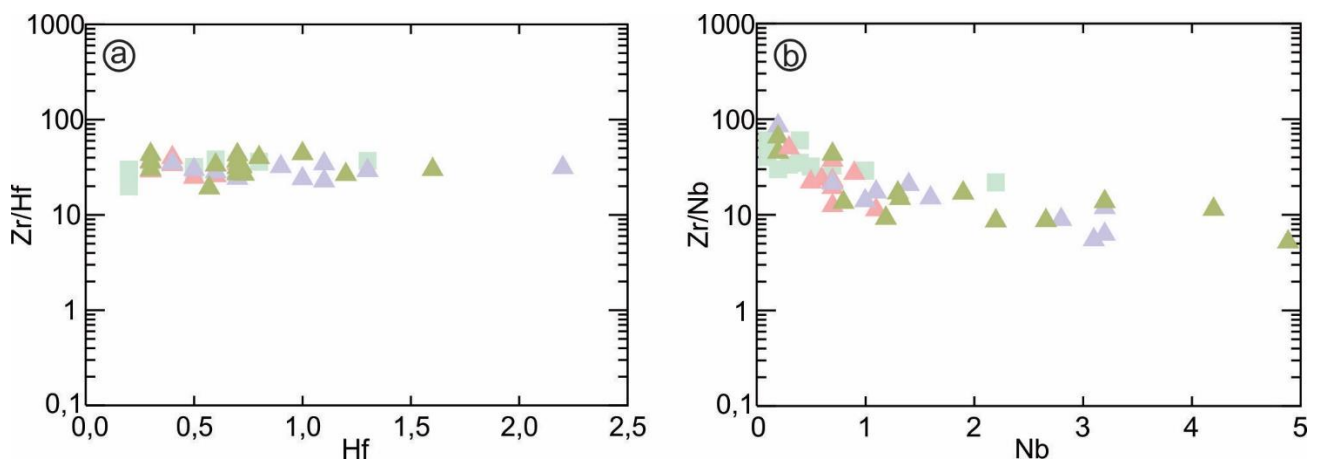


Figura 10.4. Diagramas bivalentes de elementos traza incompatibles. a) Zr/Hf *vs.* Hf; b) Zr/Nb *vs.* Nb. Simbología indicada en la figura 10.1.

Tal como se indicó previamente, los resultados de los análisis de química mineral también aportan evidencias que sugieren una vinculación genética entre las intrusiones estudiadas. En el caso

de los elementos mayoritarios, las correlaciones con tendencia negativa entre los contenidos de $\text{FeO}_{\text{total}}$ y MgO en los cristales de hornblenda primaria (Fig. 10.5a), ortopiroxeno (Fig. 10.5b) y clinopiroxeno (Fig. 10.5c) y entre los contenidos de CaO y Na_2O en los cristales de plagioclasa (Fig. 10.5d) son consistentes con dicha vinculación. En tanto, los diagramas de ETR y diagramas multielementales normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) confeccionados en base a las concentraciones de elementos traza en cristales de hornblenda (Fig. 10.6a, b), ortopiroxeno (Fig. 10.6c, d) y plagioclasa (Fig. 10.6e, f) contenidos en muestras de roca provenientes de los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro y Las Higueras evidencian patrones de distribución similares, reforzando la hipótesis de que las intrusiones estudiadas corresponden a una misma secuencia magmática. Asimismo, la constancia de las relaciones Zr/Hf y Zr/Nb en los cristales analizados (Fig. 10.7a-f) es consistente con dicha hipótesis.

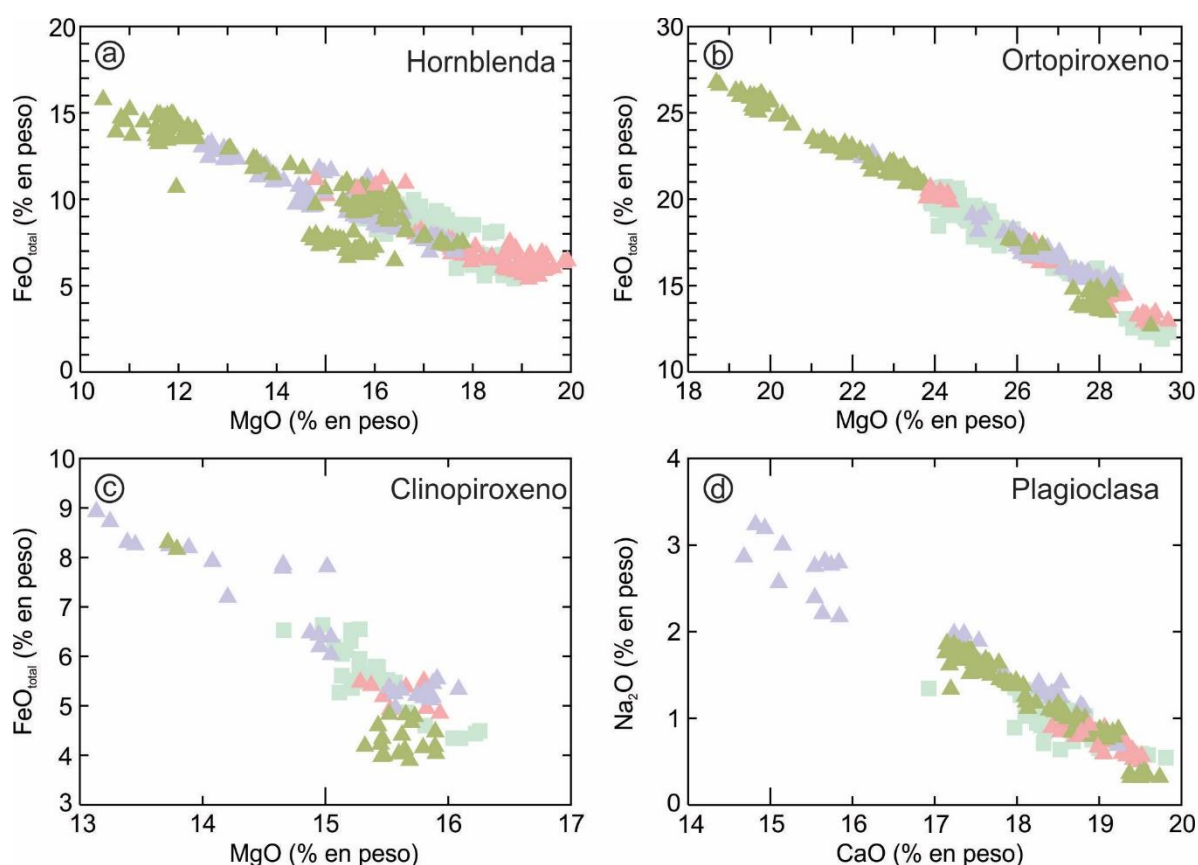


Figura 10.5. a) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en hornblenda primaria; d) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en ortopiroxeno; c) $\text{FeO}_{\text{total}}$ vs. MgO en clinopiroxeno; d) Na_2O vs. CaO en plagioclasa. Simbología indicada en la figura 10.1.

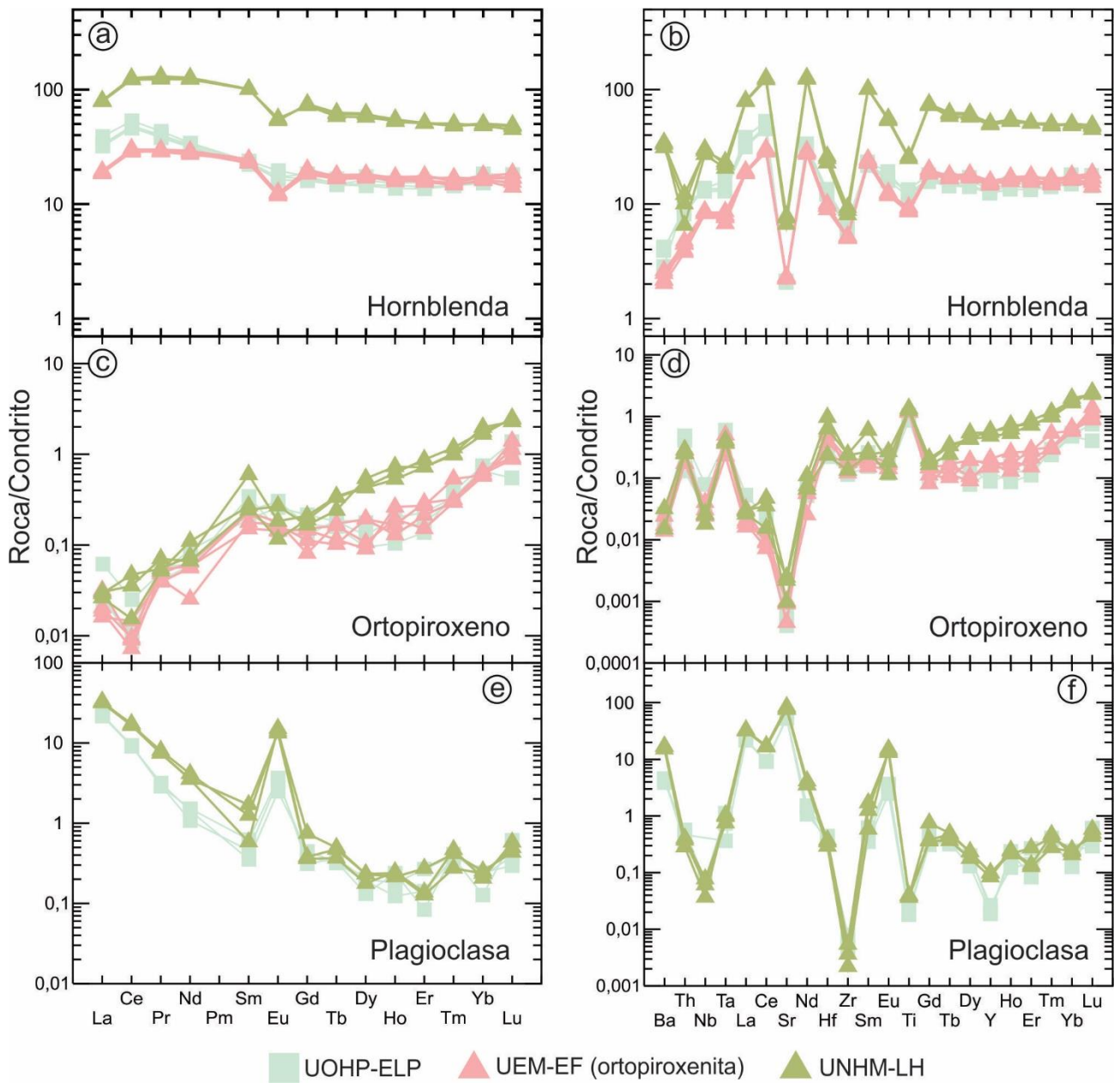


Figura 10.6. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) y diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989). a, b Hornblenda; c, d ortopiroxeno; e, f plagioclasa.

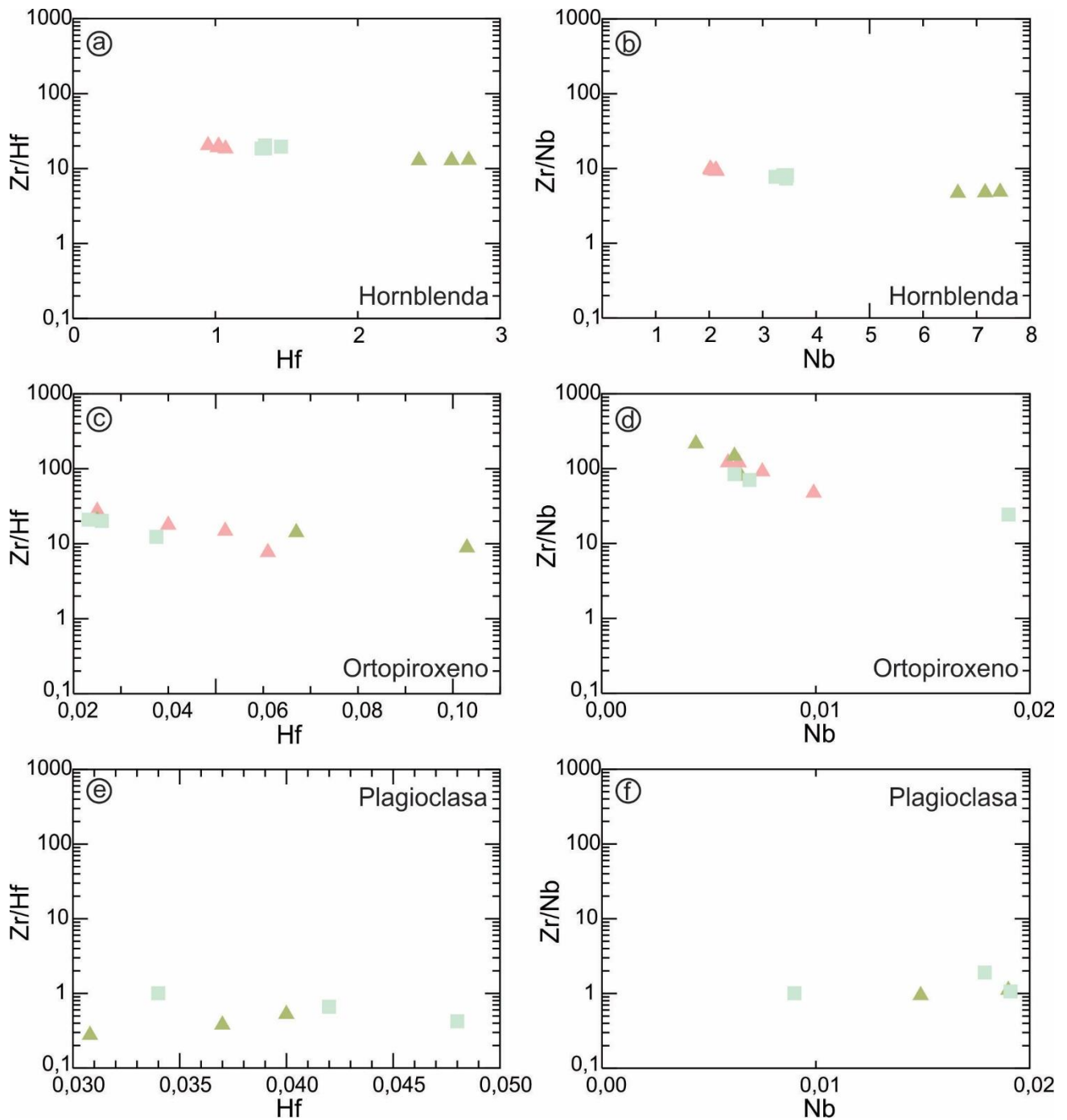


Figura 10.7 Diagramas bivariantes de elementos traza incompatibles en mineral. a) Zr/Hf vs. Hf en hornblenda primaria; b) Zr/Nb vs. Nb en hornblenda primaria; c) Zr/Hf vs. Hf en ortopiroxeno; d) Zr/Nb vs. Nb en ortopiroxeno; e) Zr/Hf vs. Hf en plagioclasa; f) Zr/Nb vs. Nb en plagioclasa. Simbología indicada en la figura 10.6.

10.3. Correlación estratigráfica entre las intrusiones estudiadas

Tal como se indicó previamente, el modelo estratigráfico ideal de una intrusión de tipo estratificada, comúnmente ejemplificado en la literatura existente con el cuerpo intrusivo Skaergaard, está compuesto por tres series estratigráficas diferentes, la Serie Estratificada, la cual cristaliza sobre

el piso de la cámara magmática; la Serie de Borde Superior, la cual cristaliza desde el techo hacia el interior de la cámara, y la Serie de Borde Marginal, que cristaliza desde los márgenes laterales hacia el centro de la cámara magmática (Fig. 3.1). En concordancia con el objetivo principal de este trabajo, el cual es la confección un modelo estratigráfico para los cuerpos intrusivos estudiados, en este apartado se detallan los rasgos petrográficos macro y microscópicos y los rasgos geoquímicos, que permiten vincular cada uno de los sectores y/o unidades que los componen a la Serie Estratificada o a la Serie de Borde Marginal de dicho modelo estratigráfico. Asimismo, cabe señalar que ninguna de las porciones estratigráficas identificadas en las intrusiones estudiadas evidencia rasgos propios de la Serie de Borde Superior.

Resulta importante mencionar que la génesis de cada una de las series mencionadas está vinculada a diferentes porciones de la cámara magmática, y por ende a mecanismos magmáticos diferentes. Por lo tanto, previo a la confección de un modelo estratigráfico es necesario estudiar cada una de estas series por separado. Asimismo, las variaciones de los rasgos petrográficos y geoquímicos a lo largo de cada una de estas series, permitirán inferir cuáles fueron los diferentes mecanismos que operaron en la cámara magmática, a escala global o local, vinculados a la génesis de cada una de ellas.

10.3.1. Serie Estratificada

Los resultados de los estudios petrográficos y geoquímicos permitieron establecer que la totalidad de las unidades que conforman el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP y UNHS-ELP) (anexo 1.1) y las unidades que conforman el sector central del cuerpo intrusivo Virorco (UPME-Vi y UG-Vi) (anexo 1.1) y el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH) (anexo 1.1) forman parte de la Serie Estratificada.

En base a las observaciones petrográficas, es posible determinar que en las porciones estratigráficas mencionadas los cristales de ortopiroxeno, plagioclasa y clinopiroxeno son de tipo cumulares, posiblemente formados durante un estadio primario de la cristalización, mientras que la

hornblenda primaria representaría el material poscumular, el cual habría cristalizado a partir de un líquido intercumular. De tal modo, utilizando terminologías propias de las rocas acumuladas, es posible indicar que las rocas que componen dichas porciones estratigráficas presentan una textura de tipo ortocumular, dado que el porcentaje de material intercumular varía entre 25 y 50 %. Según Tegner *et al.* (2009), este arreglo textural indica que el líquido no fue expelido hacia niveles superiores de la cámara magmática debido a una baja tasa de compactación, la cual es frecuentemente registrada en las porciones superiores de la Serie Estratificada.

Otra característica frecuente en estas rocas es la presencia de oikocristales de hornblenda primaria con chadacristales de plagioclasa y ortopiroxeno. Esta es consistente con la cristalización tardía de la hornblenda primaria, la cual habría tenido lugar en los espacios intersticiales a partir de un líquido intercumular. Según Castro Dorado (2015), la cristalización de oikocristales es frecuente en las etapas finales de la consolidación magmática, motivo por el cual su presencia constituiría otra evidencia que permite vincular estas rocas a niveles superiores de la cámara magmática.

Por otra parte, una estratificación poco marcada y con bordes difusos, con lineaciones escasas o ausentes, tal como la descrita en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas y en el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras, también fue descrita por McBirney (1989) en la zona superior de la Serie Estratificada de Skaergaard. Según Boudreau y McBirney (1997) dichas características estarían vinculadas a mecanismos operantes durante la cristalización magmática propios de la zona mencionada (estos mecanismos se describen de manera detallada en el apartado 10.5).

Por su parte las unidades que conforman el sector central del cuerpo intrusivo Virorco presentan una marcada estratificación compuesta por una secuencia homogénea de capas piroxeníticas hornbléndicas, en el caso de la UPME-Vi, y una laminación modal producto de las oscilaciones en el contenido de plagioclasa, en el caso de la UG-Vi. Si bien estos rasgos texturales difieren de los descritos en las unidades que componen el cuerpo Escuela Las Pircas y en las unidades que componen el sector principal de Las Higueras, la ausencia de minerales orientados en dirección paralela a la base

de las unidades UPME-Vi y UG-Vi, indica que las estratificaciones y las laminaciones presentes no serían producto de la compactación, lo que sugiere que las mismas también se habrían formado en la porción superior de la Serie Estratificada.

Si bien las texturas de tipo ortocumulares y la presencia de oikocristales no constituyen rasgos exclusivos de la Serie Estratificada, la ausencia en las unidades descritas de características propias de la Serie de Borde Marginal, tales como texturas de tipo crescumulares y coloformes y afloramientos de pegmatitas máficas, y de la Serie de Borde superior, tales como la presencia de *wavy pyroxene*, pegmatitas gabroideas, xenolitos aislados de la roca de caja, xenolitos picríticos y una fuerte estratificación, refuerza la idea de que las mismas representarían la porción superior de la Serie Estratificada.

Además de las diferencias texturales reconocidas entre las unidades del sector central del cuerpo intrusivo Virorco y las unidades que conforman el cuerpo Escuela Las Pircas y el sector principal del cuerpo Las Higueras, estas también presentan marcadas variaciones litológicas y mineralógicas. Las unidades que componen el sector central del cuerpo intrusivo Virorco evidencian proporciones elevadas de clinopiroxeno, el cual es un mineral escaso o ausente en las unidades que componen el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas y en las unidades que conforman el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras. Esto se ve reflejado en los valores de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, los cuales se encuentran comprendidos principalmente entre 0,55 y 0,84 en las rocas que componen el cuerpo Escuela Las Pircas y el sector principal de Las Higueras, y entre 0,6 y 2,64 en las rocas provenientes del sector central del cuerpo intrusivo Virorco. Asimismo, el sector central del cuerpo intrusivo Virorco presenta una elevada proporción de rocas ultramáficas, la cual disminuye en el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas y está ausente en el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras.

En concordancia con las variaciones litológicas mencionadas, los diagramas de elementos mayoritarios y Sr *versus* MgO (Fig. 10.8) evidencian una disminución en el contenido de MgO y un

incremento en los contenidos de Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ y Sr desde las rocas que componen el sector central del cuerpo intrusivo Virorco hacia las rocas que componen el sector principal del cuerpo intrusivo Las higueras (Fig. 10.8a, b, c, d). Por su parte la concentración de los elementos traza compatibles Cu , Ni , Co y Cr disminuye en el mismo sentido (Fig. 10.9a, b, c, d). Asimismo, los patrones de distribución de ETR normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) de las unidades que conforman la Serie Estratificada muestran leves disparidades, como variaciones en el valor de Eu/Eu^* y en el grado enriquecimiento (Fig. 10.10). Estas diferencias son consistentes con las variaciones en las proporciones modales de plagioclasa, las cuales se incrementan desde la UPME-Vi hacia las unidades del sector principal de Las Higueras, y con las variaciones en las proporciones modales de fases minerales capaces de fraccionar ETRM y ETRP, tales como clinopiroxeno y hornblenda.

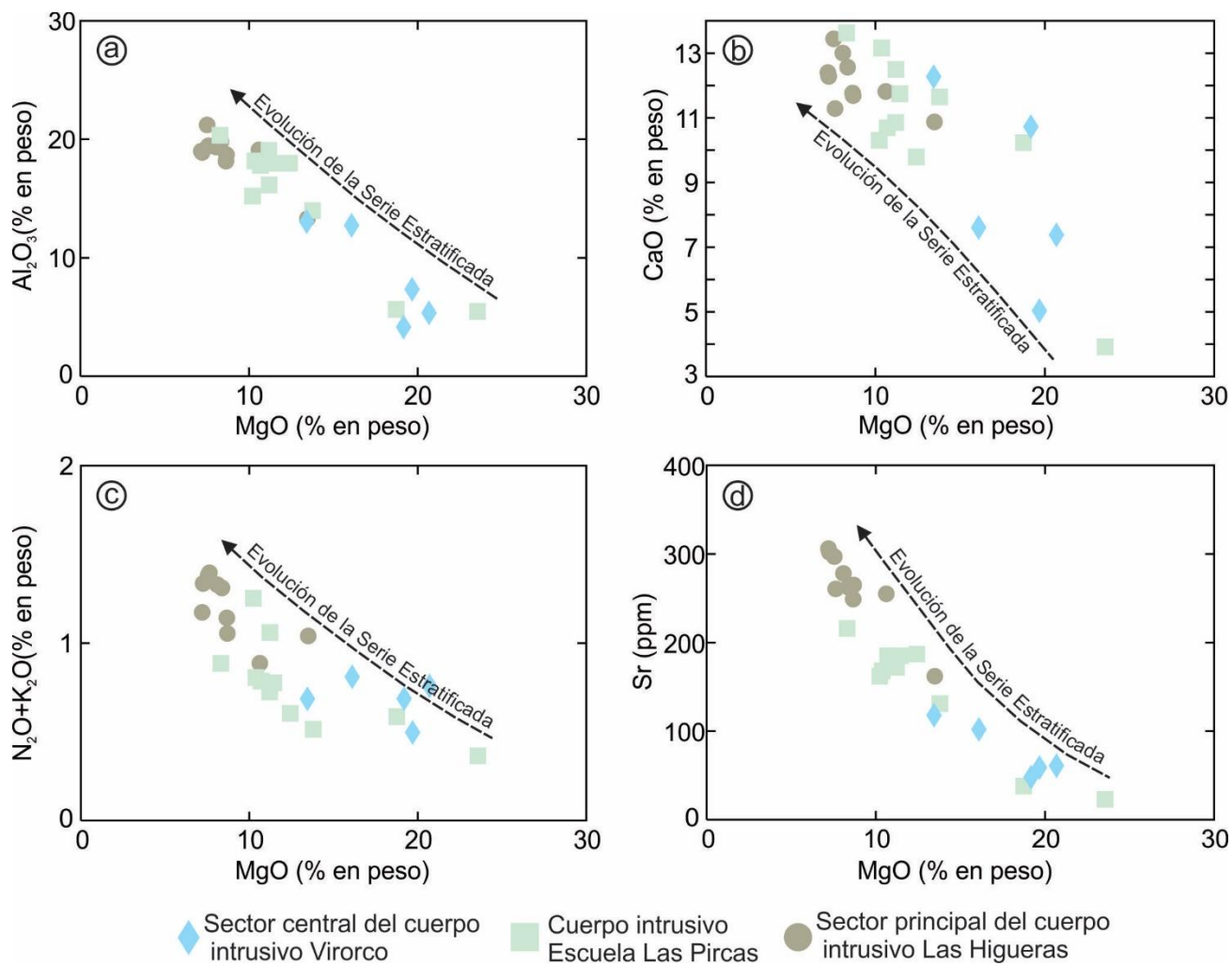


Figura 10.8. Diagramas de elementos mayoritarios y Sr *versus* MgO. a) Al_2O_3 vs. MgO; b) CaO vs. MgO; c) Na_2O+K_2O vs. MgO; d) Sr vs. MgO.

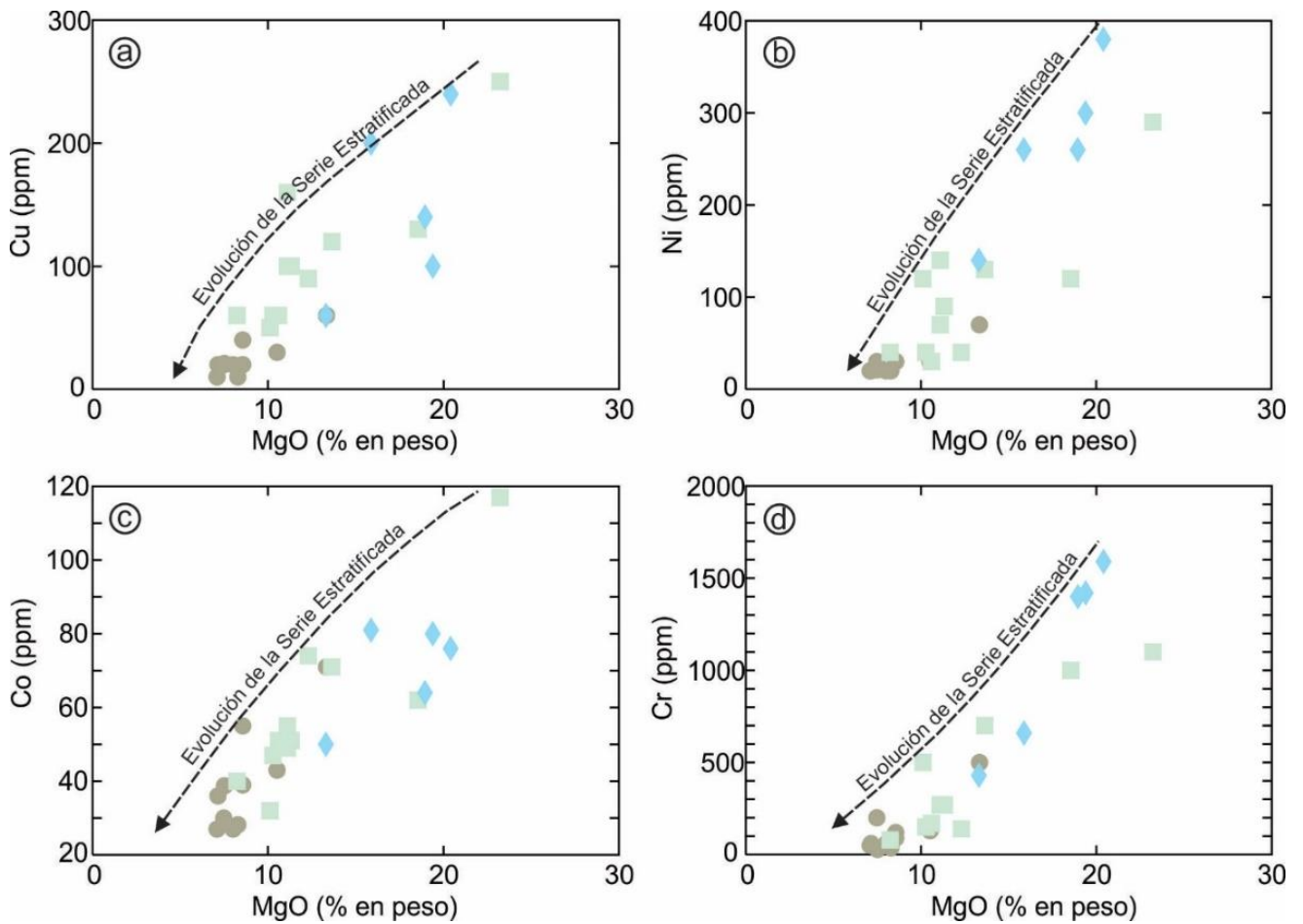


Figura 10.9. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 10.8.

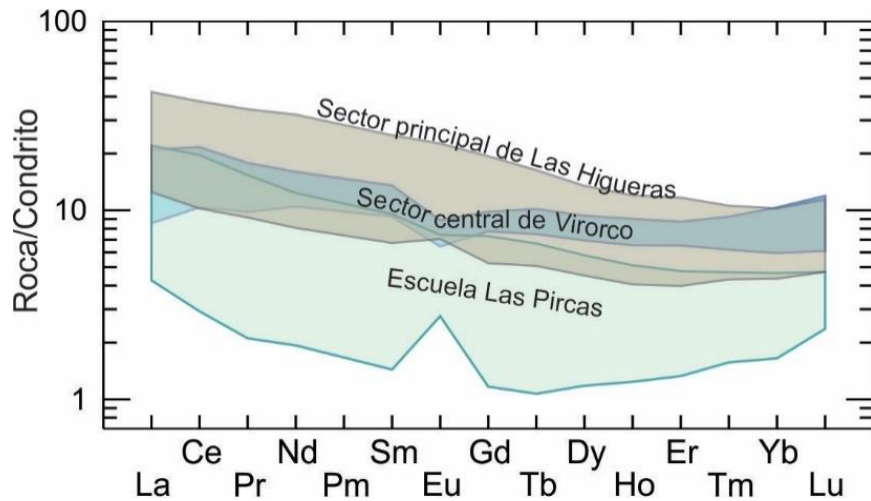


Figura 10.10. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989).

Las variaciones litológicas y mineralógicas y las tendencias geoquímicas mencionadas, permiten inferir que las unidades que conforman el sector central del cuerpo intrusivo Virorco (UPME-

Vi y UG-Vi), el cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP y UNHS-ELP) y el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH), todas ellas pertenecientes a la Serie Estratificada, conformarían parte de una misma secuencia estratigráfica ígnea, en la cual la UPME-Vi representaría la porción más primitiva en la base de la secuencia y la UNHS-LH representaría la porción más evolucionada en el tope de la secuencia (Fig. 10.11).

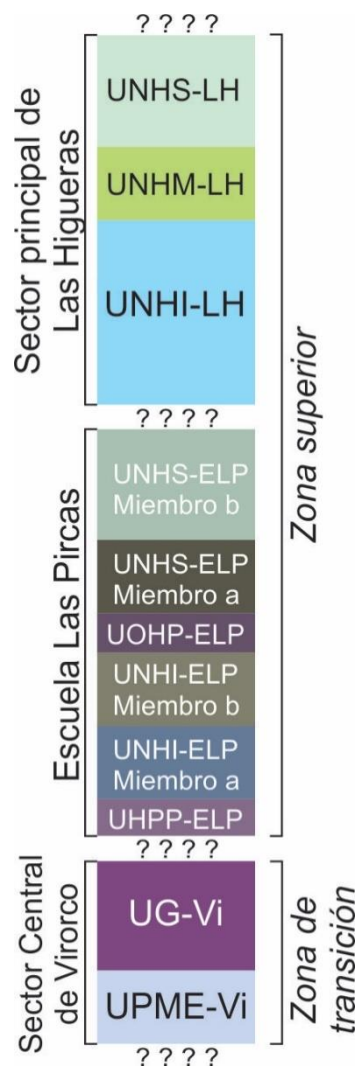


Figura 10.11. Sección esquemática en la que se muestra la estratigrafía ígnea de la porción aflorante de la Serie Estratificada.

10.3.1.1. Caracterización estratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Serie Estratificada

Tal como se mencionó anteriormente, las unidades que componen la Serie Estratificada presentan una diferenciación en términos de evolución, variaciones modales y mineralógicas. Esto

permitió diferenciar dos zonas dentro de la secuencia estudiada, la *zona de transición*, conformada por las unidades del sector central de Virorco (UPME-Vi y UG-Vi), caracterizada por proporciones elevadas de clinopiroxeno y por una marcada estratificación, y la *zona superior*, constituida por las unidades del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP y UNHS-ELP) y por las unidades del sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH), en la cual el clinopiroxeno es una fase mineral escasa o ausente y la estratificación es difusa (Figs. 10.11).

En la figura 10.12 se muestran las variaciones mineralógicas y geoquímicas reconocidas en la porción aflorante de la Serie Estratificada, desde la porción más primitiva de la secuencia, representada por la UPME-Vi del cuerpo intrusivo Virorco, a la porción más evolucionada representada por la UNHS-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras. En la misma se puede apreciar que la *zona de transición* está caracterizada por elevadas proporciones modales de clinopiroxeno y una mayor abundancia de rocas ultramáficas, las cuales son escasas en la *zona superior* (Fig. 10.12a). Asimismo, es posible observar un fuerte incremento en la proporción modal de plagioclasa y una leve disminución de la proporción modal de hornblenda primaria desde la base hacia el tope de la secuencia, mientras que la proporción modal de ortopiroxeno se mantiene relativamente constante (Fig. 10.12a).

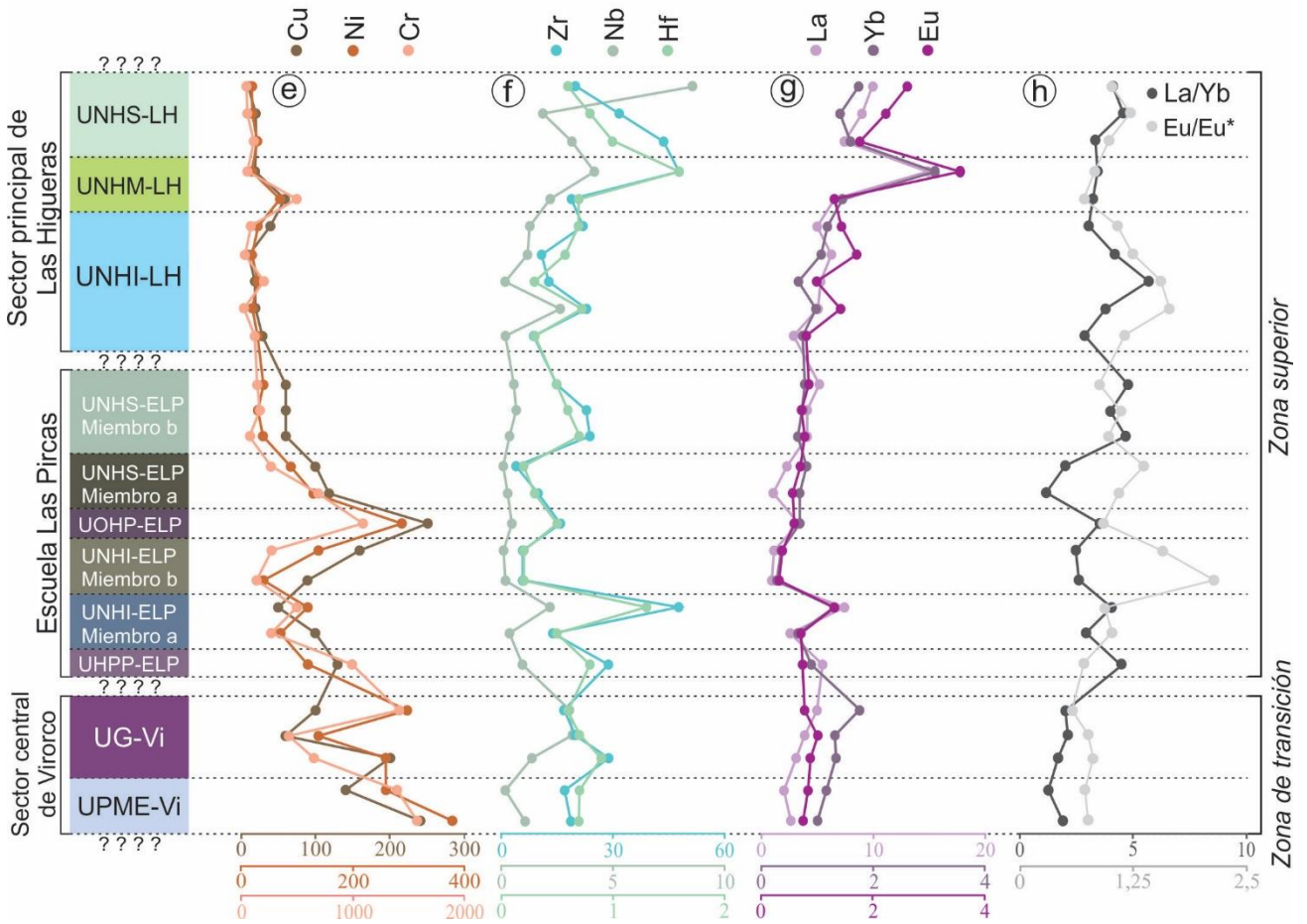
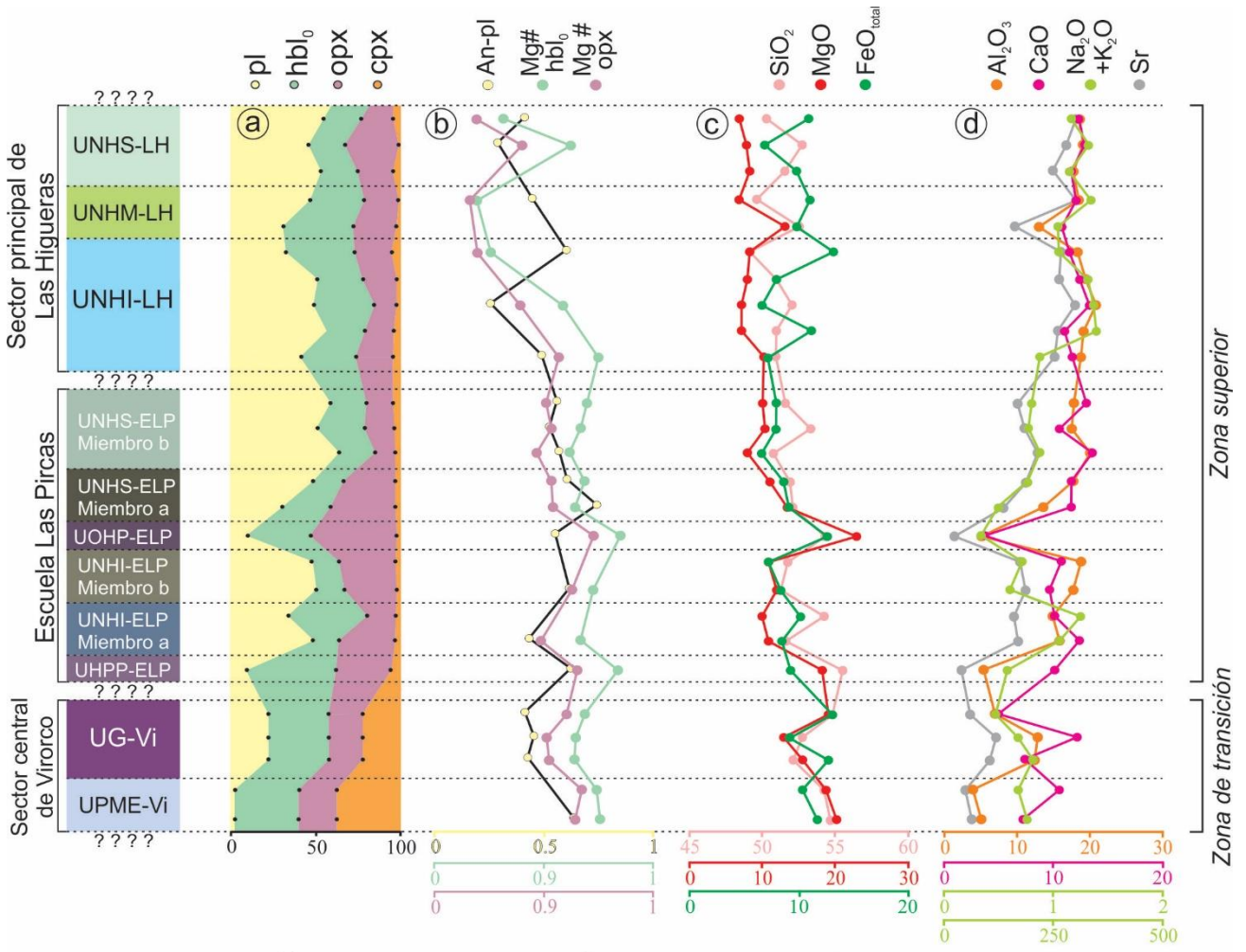


Figura. 10.12. Variaciones mineralógicas y geoquímicas de la secuencia estratigráfica ígnea de la porción aflorante de la Serie Estratificada. a) Variaciones en las proporciones modales de plagioclasa, hornblenda primaria, ortopiroxeno y clinopiroxeno; b) Variaciones de los contenidos de anortita en plagioclasa y del número de magnesio en hornblenda y ortopiroxeno; c) Variaciones en las concentraciones de SiO₂, MgO y FeO_{total} en roca total; d) Variaciones en las concentraciones de Al₂O₃, CaO, Na₂O+K₂O y Sr en roca total; e) Variaciones en las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu-Ni-Cr en roca total; f) Variaciones en las concentraciones de los elementos traza incompatibles Zr-Nb-Hf en roca total; g) Variaciones en las concentraciones de los elementos de las tierras raras La-Yb-Eu en roca total; h) Variaciones de las relaciones La/Yb y Eu/Eu* en roca total.

Los resultados de los análisis de química mineral correspondientes a las diferentes unidades estratigráficas que conforman esta secuencia evidencian una fuerte disminución del #Mg en el ortopiroxeno y la hornblenda primaria y una leve disminución del contenido de anortita en plagioclasa hacia el tope de la secuencia (Fig. 10.12b). En tanto, los resultados de geoquímica de roca total evidencian una disminución de SiO₂ y MgO (Fig. 10.12c) en dicho sentido, una concentración relativamente constante de FeO_{total} (Fig. 10.12c) y un incremento de Al₂O₃, CaO, Na₂O+K₂O y Sr desde la base al tope de la secuencia (Fig. 10.12d). Por otra parte, los elementos traza compatibles Cu, Ni y Cr evidencian una clara disminución en este sentido (Fig. 10.12e), mientras que las concentraciones de los elementos traza incompatibles Zr, Nb y Hf (Fig. 10.12f) y de los ETR La, Yb y Eu (Fig. 10.12g) no presentan tendencias definidas. Por último, cabe mencionar que las relaciones La/Yb y Eu/Eu* muestran un incremento de valores hacia la porción más evolucionada de la secuencia, con fuertes oscilaciones a lo largo de la misma en el caso de la relación Eu/Eu* (Fig. 10.12h).

10.3.2. Serie de Borde Marginal

El análisis petrográfico macro y microscópico llevado a cabo evidencia que el cuerpo intrusivo El Fierro (UEM-EF) (anexo 1.1), los sectores este (UEM-Vi) y oeste (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) del cuerpo intrusivo Virorco (anexo 1.1) y el sector marginal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UMSB-LH) (anexo 1.1) son parte de la Serie de Borde Marginal.

En el caso de la UEM-EF del cuerpo intrusivo El Fierro y la UEM-Vi del sector este del cuerpo intrusivo Virorco (anexo 1.1), es posible apreciar características frecuentemente vinculadas a porciones marginales de la cámara magmática, tales como texturas de tipo *crescumulares*, laminaciones paralelas y entrecruzadas y estructuras tipo *slump*. Las texturas de tipo *crescumulares* están vinculadas a los niveles meta-hornblendíticos y se caracterizan por la orientación preferencial de los cristales de anfíbol, los cuales presentan su eje mayor orientado en dirección perpendicular a los límites inferior y superior del estrato. Texturas de este tipo fueron descritas por Wager y Brown (1968), McBirney y Noyes (1979) y McBirney (1996) en la Serie de Borde Marginal de Skaergaard. Por otra parte, laminaciones paralelas y entrecruzadas y estructuras tipo *slump* fueron observadas únicamente en los niveles piroxeníticos de las mismas unidades. Según Mc Birney y Nicolas (1996) las laminaciones entrecruzadas y las estructuras tipo *slump* son frecuentes en los sectores marginales del cuerpo intrusivo Skaergaard.

Por otra parte, las unidades que conforman el sector oeste del cuerpo intrusivo Virorco (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) (anexo 1.1) también evidencian rasgos típicos de la Serie de Borde Marginal. En el caso de la UB-Vi, las noritas hornblendicas que la componen presentan un bandeo de tipo coloforne comparable al descrito por autores como McBirney y Noyes (1979), Irvine (1982), Shelley (1993), Andersen (2002) y Namur *et al.* (2013) en la Serie de Borde Marginal del cuerpo intrusivo Skaergaard. Según Namur *et al.* (2013), este tipo de texturas son más espaciadas y con concavidades más suaves cuanto más próximas son a la roca encajonante, lo que sugiere que las rocas que componen la UB-Vi habrían cristalizado en una porción marginal de la cámara magmática. Asimismo, las pegmatitas gábricas reconocidas en la UNH-Vi representan un rasgo que según Namur *et al.* (2013) es típico de las Serie de Borde Marginal del cuerpo intrusivo Skaergaard. En tanto, los afloramientos de la UGN-Vi son los únicos limitados mediante un contacto de tipo intrusivo con las rocas metamórficas encajonantes.

En lo que respecta al sector marginal de Las Higueras (UMSB-LH) (anexo 1.1), el mismo evidencia rasgos litológicos y texturales frecuentemente vinculados a la Serie de Borde Marginal de las intrusiones estratificadas. Según autores como Hoover (1989), McBirney (1996), Hollness *et al.* (2011) y Namur *et al.* (2013) la presencia de rocas con textura coronítica, tales como las reconocidas en la UMSB-LH, son frecuentes en la Serie de Borde Marginal del cuerpo intrusivo Skaergaard. Asimismo, tal como se observa en las rocas con olivino de la UMSB-LH, Namur *et al.* (2013) indican que en la unidad LZa* (*zona inferior* de la Serie de Borde Marginal) del cuerpo intrusivo Skaergaard (Fig. 3.1) los cristales de piroxeno no son cumulares, sino que conforman oikocristales que engloban los cristales de olivino y de plagioclasa. Por otra parte, cabe señalar que al igual que en la UNH-Vi del cuerpo intrusivo Virorco, las noritas hornbléndicas de la UMSB-LH también son atravesadas por pegmatitas de composición máfica, lo que refuerza la vinculación de este sector del cuerpo intrusivo Las Higueras a la Serie de Borde Marginal.

Los resultados de los análisis geoquímicos de roca total realizados en muestras provenientes de los sectores mencionados son consistentes con las diferencias litológicas existentes entre los mismos. En los diagramas de elementos mayoritarios y Sr *versus* MgO (Fig. 10.13) es posible apreciar que las rocas que componen el cuerpo intrusivo El Fierro (UEM-EF) y el sector este del cuerpo intrusivo Virorco (UEM-Vi) son las que presentan los mayores contenidos de MgO, mientras que las rocas que componen el sector oeste de Virorco (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) y el sector marginal de Las Higueras (UMSB-LH) son las que presentan los contenidos más elevados de Al₂O₃, CaO, Na₂O+K₂O y Sr (Fig. 10.13a, b, c, d). Por su parte la concentración de elementos traza compatibles Cu, Ni, Co y Cr, al igual que la concentración de MgO, es más elevada en las rocas que componen el cuerpo intrusivo El Fierro (UEM-EF) y el sector este de Virorco (UEM-Vi) (Fig. 10.14a, b, c, d). Asimismo, los patrones de distribución de los ETR son consistentes con las variaciones petrográficas y geoquímicas mencionadas anteriormente, evidenciando mayor grado de enriquecimiento respecto al condrito (Sun y McDonough 1989), un mayor enriquecimiento de ETRL respecto de los ETRP y

valores más elevados para la relación Eu/Eu^* en las noritas hornbléndicas que conforman el sector oeste del cuerpo intrusivo Virorco (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) y el sector marginal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UMSB-LH) (Fig. 10.15).

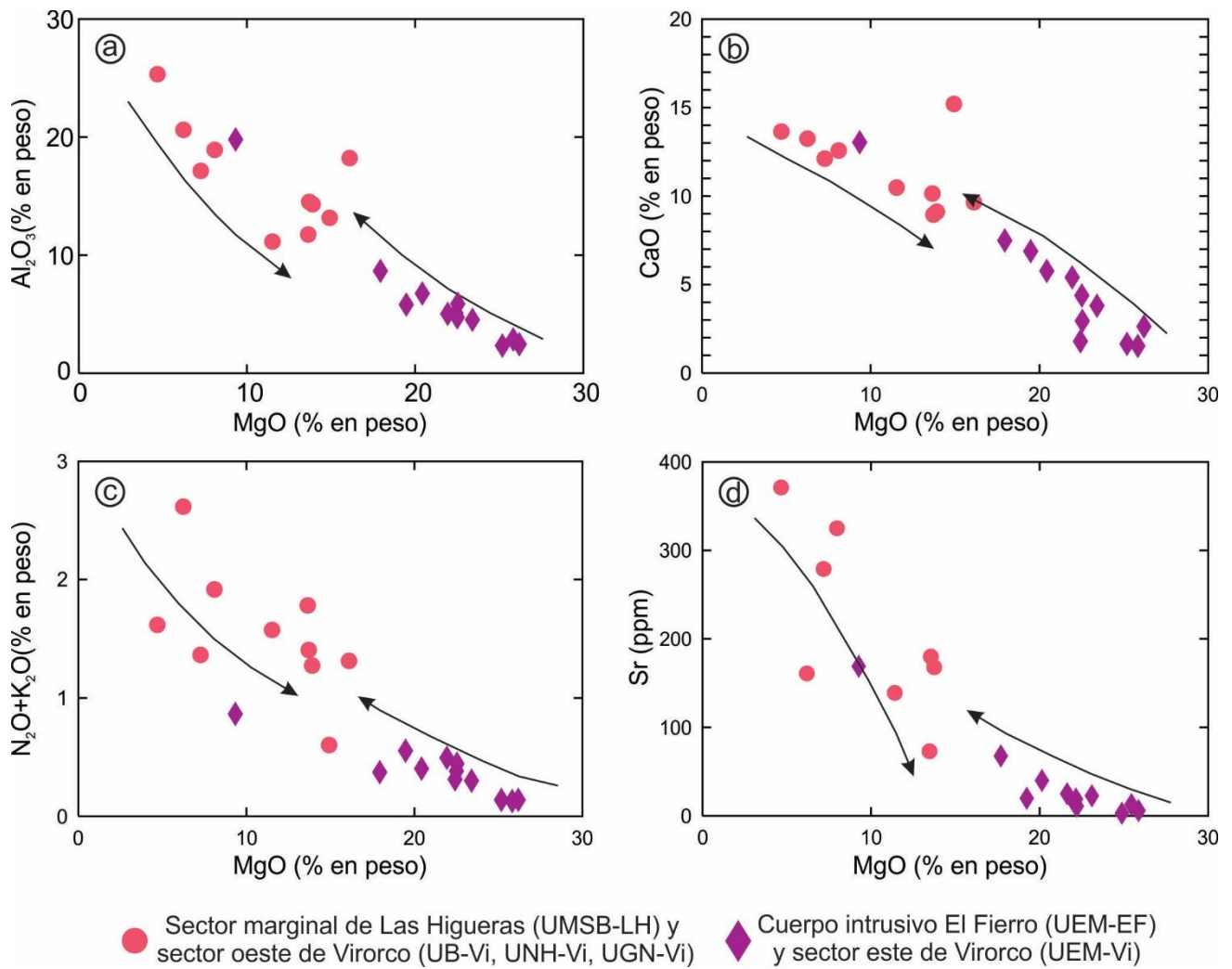


Figura 10.13. Diagramas de elementos mayoritarios y Sr versus MgO. a) Al_2O_3 vs. MgO; b) CaO vs. MgO; c) Na_2O+K_2O vs. MgO; d) Sr vs. MgO. Las flechas muestran el sentido de la evolución de las rocas contenidas en las unidades USB-LH, UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi y en las unidades UEM-EF y UEM-Vi.

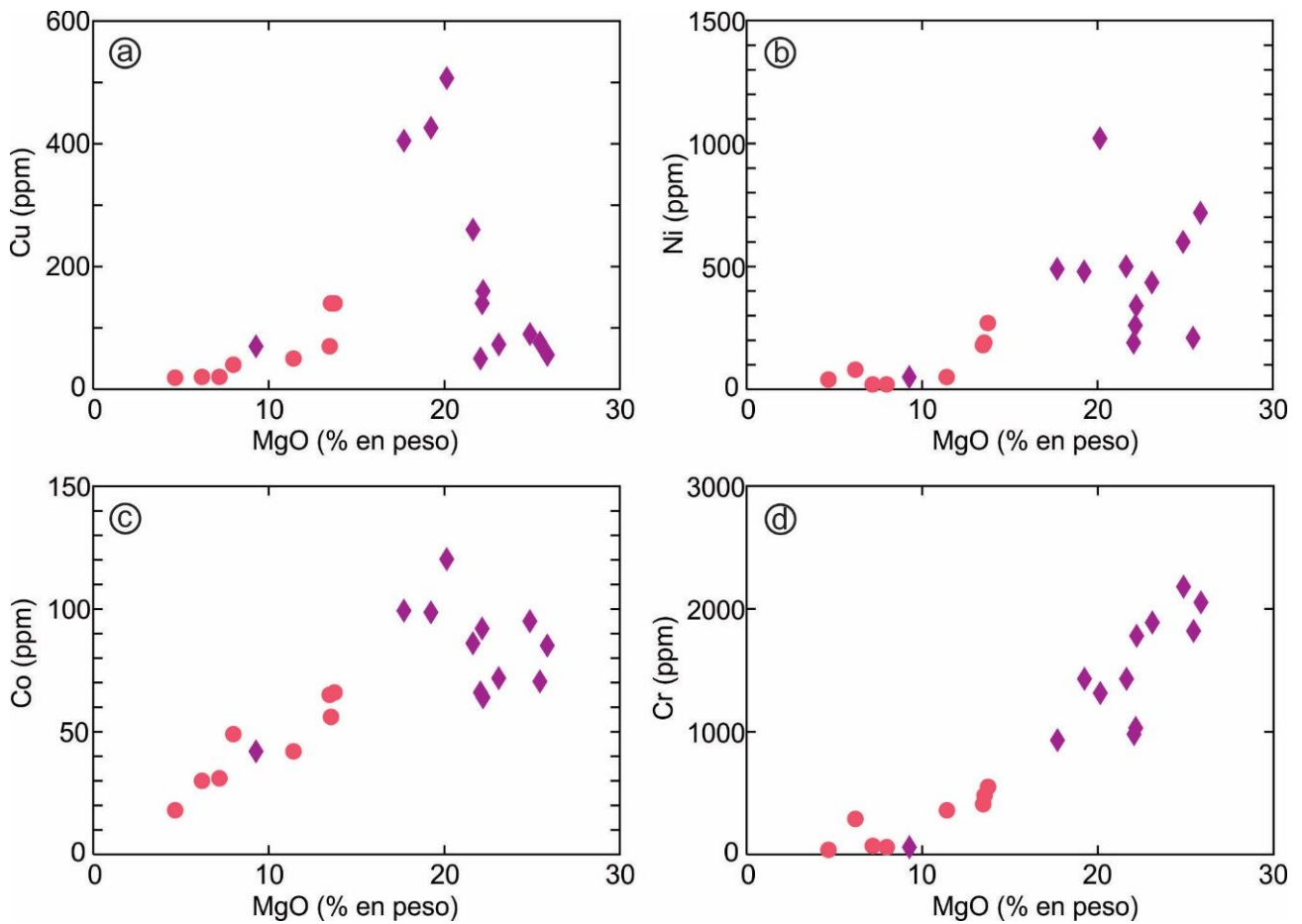


Figura 10.14. Diagramas de elementos traza compatibles *versus* MgO. a) Cu *vs.* MgO; b) Ni *vs.* MgO; c) Co *vs.* MgO; d) Cr *vs.* MgO. Simbología indicada en la figura 10.13.

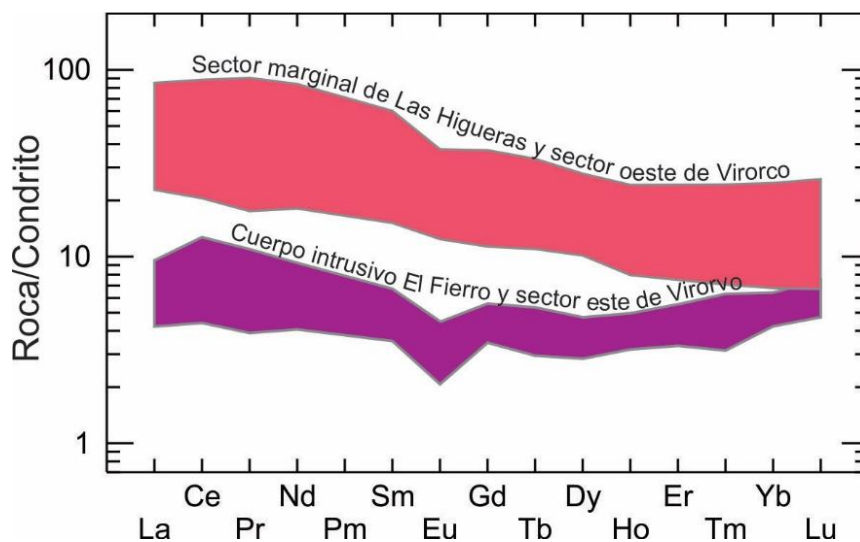


Figura 10.15. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989).

Los rasgos texturales, petrográficos y geoquímicos permiten establecer que la UEM-EF del cuerpo intrusivo El Fierro y la UEM-Vi del cuerpo intrusivo Virorco corresponden a la misma porción

estratigráfica dentro de la Serie de Borde Marginal. En tanto, la UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras y las unidades UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi del cuerpo intrusivo Virorco representarían los márgenes de enfriamiento (porción estratigráfica que habría cristalizado en contacto, o en las proximidades, de la roca encajonante) en los límites este y oeste de la cámara magmática, respectivamente. Asimismo, dichos rasgos texturales permitieron dividir la secuencia estudiada de la Serie de Borde Marginal en dos zonas diferentes, la *zona marginal estratificada*, compuesta por las unidades UEM-EF y UEM-Vi, y la *zona marginal sin estratificación*, compuesta por la UMSB-LH en el margen este de la cámara magmática, y por las unidades UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi en el margen oeste de la misma (Fig. 10.16).

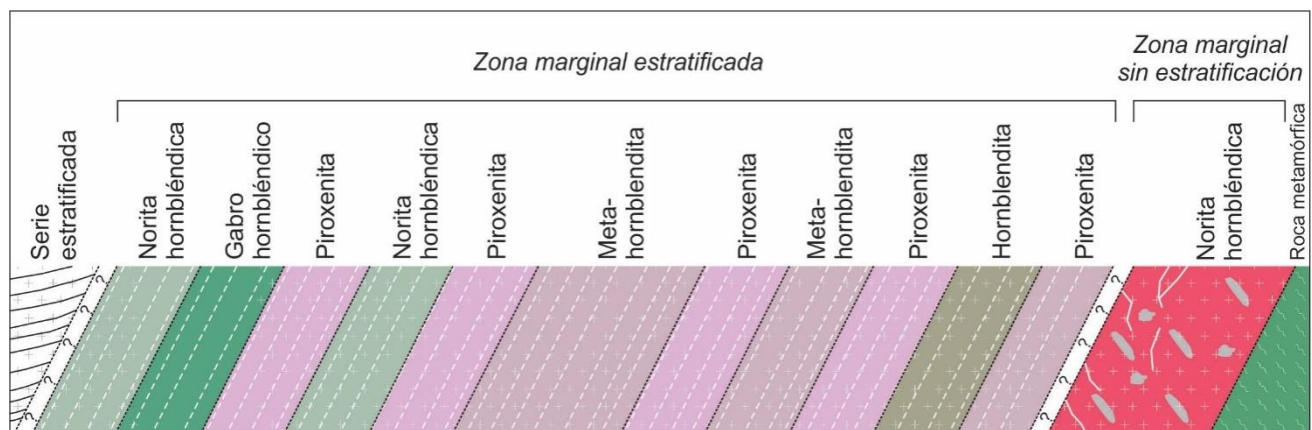


Figura 10.16. Sección esquemática en la que se muestra la estratigrafía ígnea de la Serie de Borde Marginal en el margen este de la cámara magmática.

A diferencia de lo observado en la secuencia estudiada de la Serie Estratificada, en la cual el avance del frente de cristalización magmática es consistente con la evolución de las rocas (disminución del #Mg y de las proporciones modales de los minerales máficos e incremento de los contenidos de Al_2O_3 , CaO, Na_2O+K_2O y Sr y de las proporciones modales de los minerales félsicos), la composición mineralógica y geoquímica de las rocas que constituyen los márgenes de enfriamiento evidencia que en la secuencia estudiada de la Serie de Borde Marginal no existe un paralelismo entre el avance de dicho frente y la evolución mineralógica y geoquímica de las rocas.

10.3.2.1. Márgenes reversos

En líneas generales, los cuerpos intrusivos de tipo estratificados evidencian que el avance del frente de cristalización magmática es consistente con la evolución mineralógica y geoquímica de las rocas que conforman la secuencia estratificada, lo que lleva a inferir que las rocas formadas en los márgenes de enfriamiento serían las más primitivas de dicha secuencia. Sin embargo, Latypov (2003) y Latypov *et al.* (2007) indicaron, en base a la comparación entre numerosas intrusiones de tipo estratificadas, que la composición mineralógica y geoquímica de las porciones estratigráficas correspondientes a los márgenes de enfriamiento (*chilled margin*) frecuentemente son la “imagen especular” de la composición química y mineralógica de la porción restante de la Serie de Borde Marginal (o Serie Estratificada). Asimismo, señalan que los márgenes de enfriamiento compuestos por rocas de grano fino son ocasionales, dado que frecuentemente están compuestos por rocas de grano medio a grueso.

Lo indicado por estos autores es consistente con los resultados petrográficos y geoquímicos obtenidos a partir de muestras de roca provenientes de la Serie de Borde Marginal. Esto puede observarse en los diagramas bivariantes de Al_2O_3 , CaO, Na_2O+K_2O y Sr *versus* MgO, los cuales muestran una tendencia evolutiva inversa entre la *zona marginal estratificada* y la *zona marginal sin estratificación* (margen de enfriamiento) (Fig. 10.13). Asimismo, la *zona marginal sin estratificación* presenta composiciones mineralógicas, que en general, son más evolucionadas que las descritas en la *zona marginal estratificada*. En tanto, el tamaño de grano de las rocas de la *zona marginal sin estratificación* evidencia marcadas variaciones entre las diferentes litologías que la componen.

Según Latypov (2003) y Latypov *et al.* (2007), esta inversión química y mineralógica es una característica frecuente en la mayoría de las intrusiones estratificadas, independientemente de su tamaño, forma y de la composición del magma parental. Además, establecen que es incorrecto asumir que la composición de los márgenes de enfriamiento representa composición del magma parental. Si bien al comienzo de la cristalización se desarrollarían márgenes de enfriamiento por una rápida

cristalización del magma en contacto con la roca de caja, los cuales representarían la composición del magma parental, en la mayoría de los casos este margen de enfriamiento primario sufre una rápida fusión, producto del flujo calórico proveniente de la cámara magmática, por lo que en la mayoría de los cuerpos intrusivos estratificados los márgenes de enfriamiento representarían márgenes de enfriamiento secundarios.

10.3.2.2. Caracterización estratigráfica, petrográfica y geoquímica de la Serie de Borde Marginal

En la figura 10.17 se muestran las variaciones mineralógicas y geoquímicas reconocidas en la porción aflorante de la Serie de Borde Marginal, desde el margen de enfriamiento, representado en esta figura por la UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras, hasta la porción más evolucionada de esta secuencia, representada por los niveles máficos que componen la UEM-EF, aflorantes en el margen oeste del cuerpo intrusivo El Fierro. En la misma se observa que las rocas que componen el margen de enfriamiento, en contraposición con las rocas ultramáficas que componen la *zona marginal estratificada*, presentan elevadas proporciones de plagioclasa y bajas proporciones de hornblenda primaria y ortopiroxeno (Fig. 10.17a). Asimismo, estas fases minerales evidencian bajos contenidos de anortita, en el caso de los cristales de plagioclasa, y valores de #Mg en los cristales de hornblenda primaria y ortopiroxeno levemente inferiores respecto de las rocas que componen la *zona marginal estratificada* (Fig. 10.17b).

Fuera de los márgenes de enfriamiento, las rocas que componen la *zona marginal estratificada* presentan un incremento de la proporción modal de plagioclasa hacia la porción más evolucionada de la secuencia y una fuerte variación en las proporciones modales de ortopiroxeno y hornblenda primaria (Fig. 10.17a). En tanto, el contenido de anortita en los cristales de plagioclasa disminuye hacia los niveles más evolucionados y el valor de #Mg de los cristales de ortopiroxeno y hornblenda primaria evidencia marcadas variaciones a lo largo de toda la secuencia (Fig. 10.17b).

En cuanto la geoquímica de roca total, las rocas que componen los márgenes de enfriamiento evidencian bajas proporciones de SiO_2 , MgO y $\text{FeO}_{\text{total}}$, las cuales aumentan bruscamente en los niveles más primitivos de la *zona marginal estratificada* y disminuyen paulatinamente hacia los niveles más evolucionados de esta zona (Fig. 10.17c). De manera inversa, las concentraciones de Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ y Sr son elevadas en el margen de enfriamiento, disminuyen fuertemente en los niveles más primitivos de la *zona marginal estratificada* y aumentan de forma paulatina hacia los niveles más evolucionados de esta zona (Fig. 10.17d).

Por otra parte, las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu , Ni y Cr son próximas a cero en las rocas que componen el margen de enfriamiento y son fuertemente variables en las rocas que conforman la *zona marginal estratificada* (Fig. 10.17e). Los elementos traza incompatibles Hf , Zr y Nb muestran grandes variaciones a lo largo de esta secuencia (Fig. 10.17f). En el caso del Hf , las concentraciones son fuertemente variables en los márgenes de enfriamiento y próximas a cero en la porción restante de la Serie de Borde Marginal. En tanto, los elementos Zr y Nb presentan concentraciones elevadas en los márgenes de enfriamiento y son fuertemente variables en la porción restante de la Serie de Borde Marginal. En lo que respecta a los valores de concentración de los ETR La , Yb y Eu (Fig. 10.17g) y a los valores de las relaciones La/Yb y Eu/Eu^* (Fig. 10.17h), los mismos son elevados en los márgenes de enfriamiento, disminuyen fuertemente en los niveles más primitivos de la *zona marginal estratificada* y aumentan de forma paulatina hacia los niveles más evolucionados de esta zona.

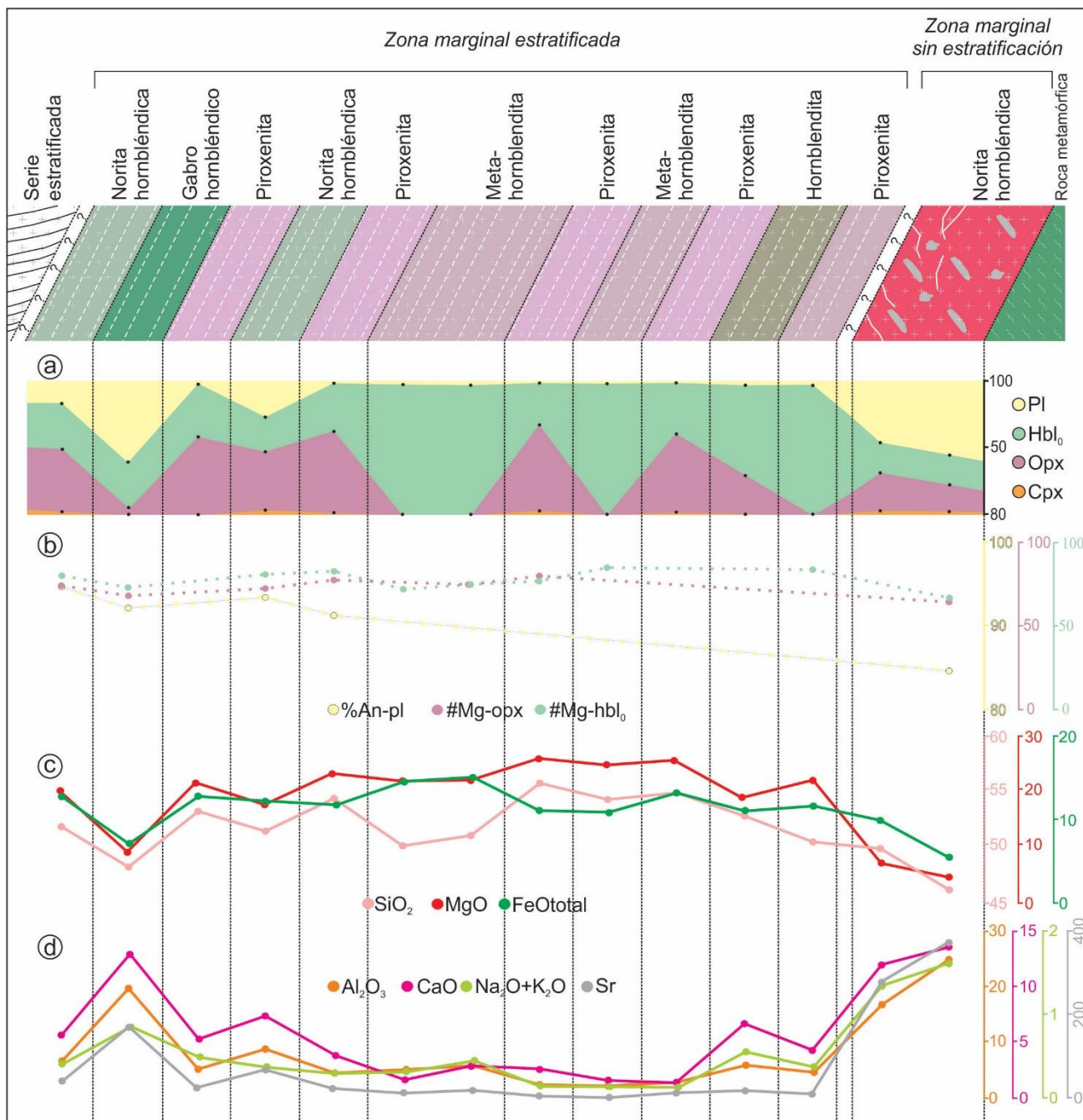


Figura. 10.17. Variaciones mineralógicas y geoquímicas de la secuencia de la Serie de Borde Marginal en el margen este de la cámara magmática. Nótese las fuertes variaciones mineralógicas y químicas entre el margen de enfriamiento y la porción restante de la Serie de Borde Marginal. a) Variaciones en las proporciones modales de plagioclasa, hornblenda primaria, ortopiroxeno y clinopiroxeno; b) Variaciones de los contenidos de anortita en plagioclasa, y del número de magnesio en hornblenda primaria y ortopiroxeno; c) Variaciones en las concentraciones de SiO_2 , MgO y $\text{FeO}_{\text{total}}$ en roca total; d) Variaciones en las concentraciones de Al_2O_3 , CaO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ y Sr en roca total.

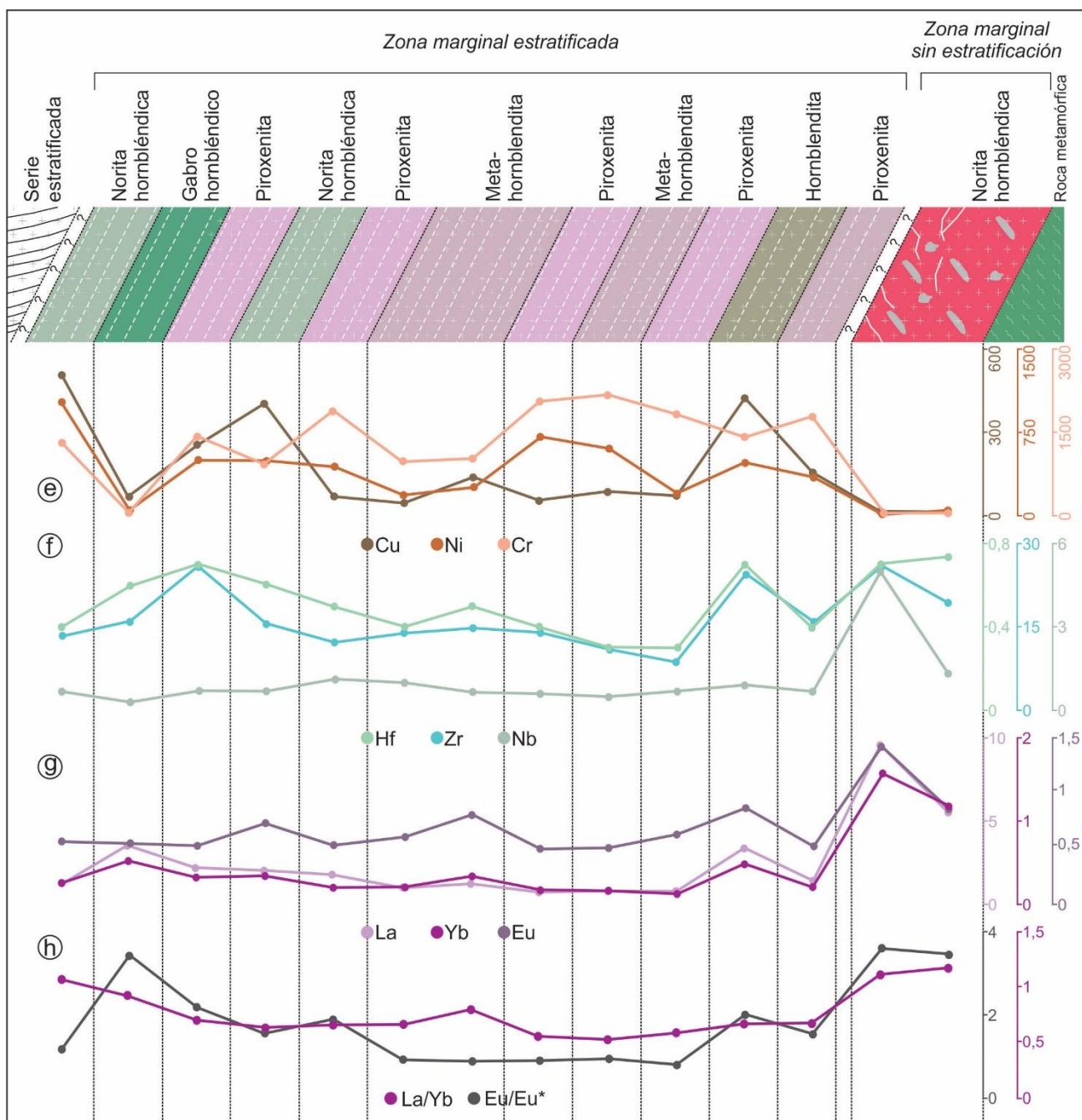


Figura 10.17 (continuación). e) Variaciones en las concentraciones de los elementos traza compatibles Cu-Ni-Cr en roca total; f) Variaciones en las concentraciones de los elementos traza incompatibles Zr-Nb-Hf en roca total; g) Variaciones en las concentraciones de los elementos de las tierras raras La-Yb-Eu en roca total; h) Variaciones de las relaciones La_N/Yb_N y Eu/Eu^* en roca total.

10.4. Modelo estratigráfico ígneo propuesto para las intrusiones estudiadas

La correlación estratigráfica entre las intrusiones Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras, la caracterización de las variaciones mineralógicas y geoquímicas de las porciones

estudiadas de las Serie Estratificada y de la Serie de Borde Marginal y las mediciones de los planos de falla que separan estos cuerpos intrusivos de las rocas metamórficas encajonantes (y que en ocasiones marcan el límite entre los diferentes sectores que los conforman) permitieron confeccionar un modelo estratigráfico de carácter esquemático que vincula las intrusiones mencionadas. Asimismo, los estudios geofísicos llevados a cabo por Kostadinoff *et al.* (1998a, b), los cuales evidencian que los afloramientos de los cuerpos intrusivos comprendidos en el sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas corresponderían a apófisis de rocas vinculadas a un cuerpo elipsoidal de 20x8x5 km localizado en profundidad, permiten estimar la posición que ocuparían en dicho modelo las diferentes unidades definidas en la porción aflorante de las intrusiones estudiadas.

Este modelo se presenta en las figuras 10.18a y 10.18a', en las cuales se indica mediante recuadros numerados de 1 a 5' el sector de la cámara magmática en el cual tuvo lugar la cristalización de las diferentes porciones estratigráficas identificadas en cada una de las intrusiones estudiadas.

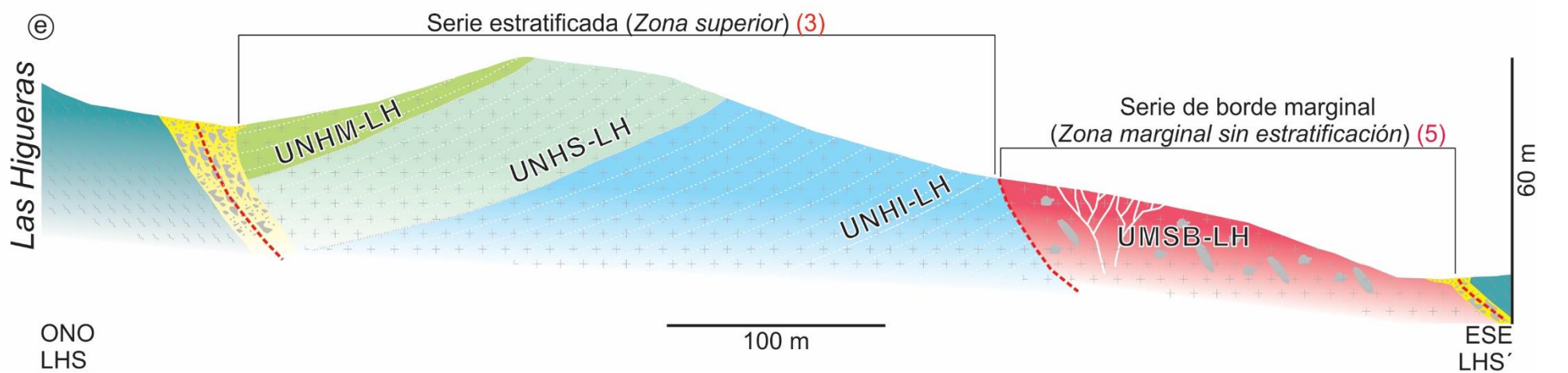
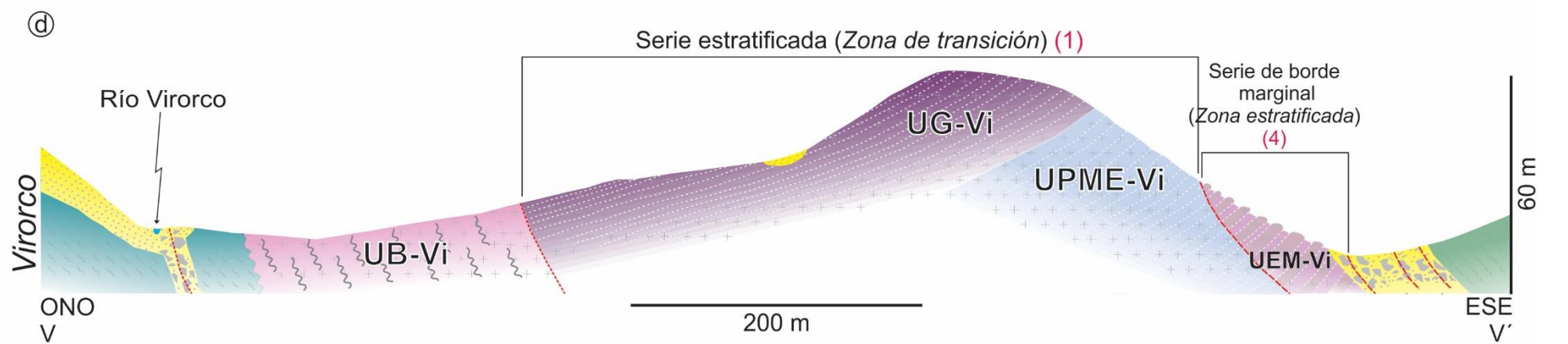
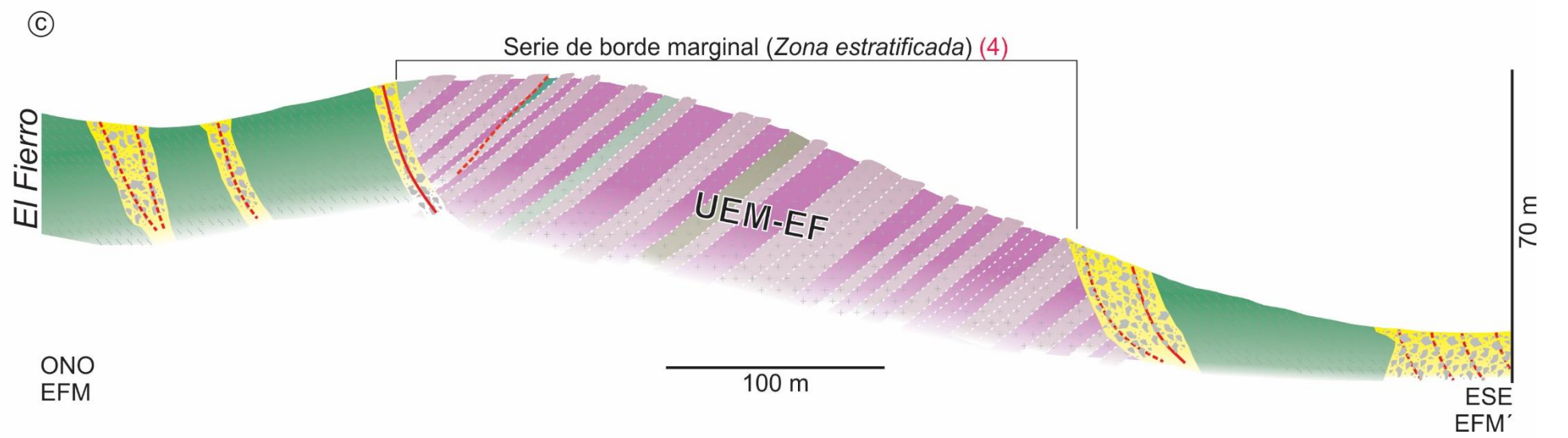
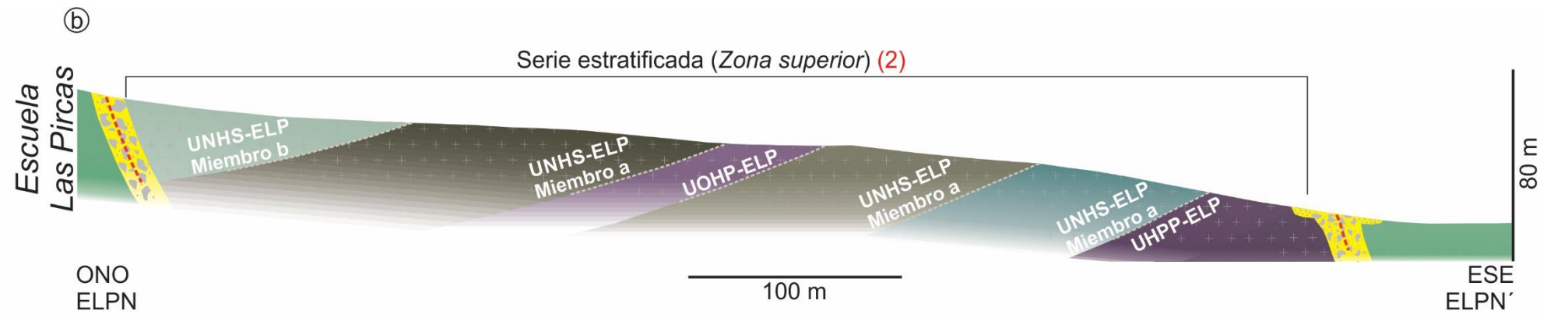
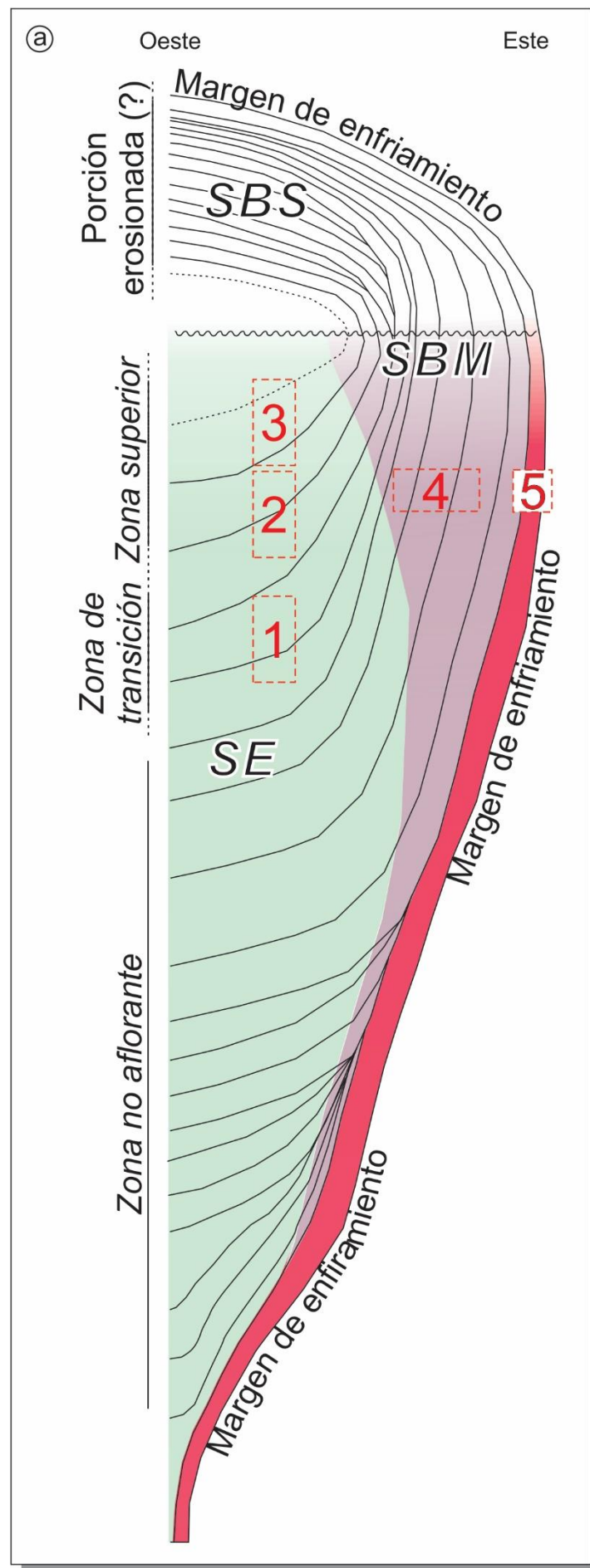
El cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas está conformado por unidades correspondientes a la porción superior de la Series Estratificada (UNHI-ELP, UNHS-ELP), que habrían cristalizado en el sector señalado por el recuadro número 2 (Fig. 10.18a, b). Muy próximo y al oeste de esta intrusión aflora el cuerpo intrusivo El Fierro, el cual está representado por la UEM-EF correspondiente a la Serie de Borde Marginal, la cual ocupa el sector indicado por el recuadro número 4 en el modelo propuesto (Fig. 10.18a, c).

Los afloramientos del cuerpo intrusivo Virorco están compuestos por diversas porciones de la cámara magmática. En aquellas donde tuvo lugar la cristalización de las unidades del sector central (UPME-Vi y UG-Vi), correspondientes a la Serie Estratificada, y la cristalización de las rocas del sector este (UEM-Vi), correspondientes a la Serie de Borde Marginal, están indicadas con los recuadros número 1 y número 4, respectivamente (Fig. 10.18a, d). Por su parte, la génesis de las unidades que componen el sector oeste de Virorco (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi), correspondientes al

margen de enfriamiento, tuvo lugar en el margen oeste de la cámara magmática, más precisamente en la porción indicada mediante el recuadro número 5' (Fig. 10.18a', d').

En el caso del cuerpo intrusivo Las Higueras, es posible observar que las unidades del sector principal (UNHI-LH, UNHM-LH, UNHS-LH), correspondientes a la porción superior de la Serie Estratificada, ocupan la porción indicada por el recuadro número 3 en el modelo estratigráfico confeccionado (Fig. 10.18a, e). Asimismo, la posición en dicho modelo de las rocas del sector marginal de este cuerpo intrusivo (UMSB-LH), corresponden al margen de enfriamiento de la cámara magmática y se indican con el recuadro número 5 (Fig. 10.18a, b).

En base a los estudios petrográficos de rocas de subsuelo llevados a cabo por Ferracutti (2005), Ferracutti *et al.* (2007a) y Ferracutti *et al.* (2013), es posible inferir que la porción no aflorante de este modelo correspondería a la porción inferior de la Serie Estratificada, la cual estaría representada por una predominancia de rocas ultramáficas con proporciones de olivino, clinopiroxeno y minerales opacos considerablemente más elevadas que las descritas en rocas de superficie. A fines descriptivos, la porción no aflorante del modelo estratigráfico confeccionado se denomina *zona no aflorante*. De este modo, la Serie Estratificada del modelo propuesto, se divide en tres zona diferentes, la *zona no aflorante*, la *zona de transición* (UEM-EF y UEM-Vi) y la *zona superior* (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP, UNHS-ELP, UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH) (Fig. 10.18a, a').



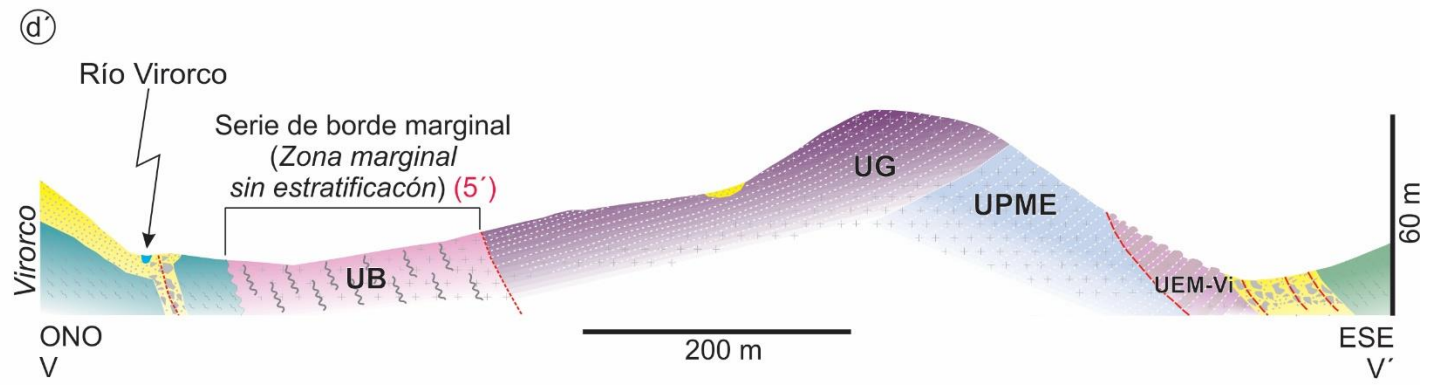
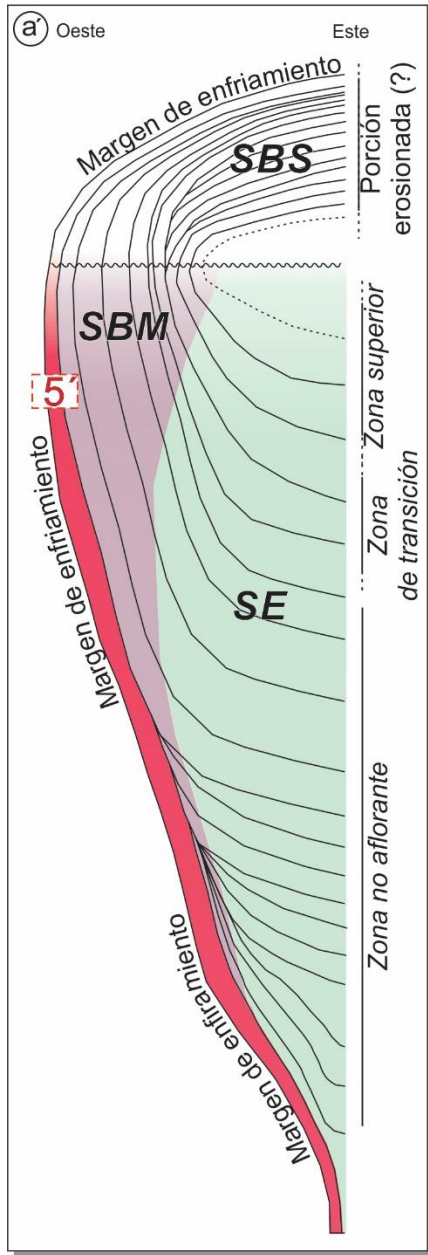


Figura 10.18 (página 242). a) Modelo estratigráfico esquemático confeccionado a partir de la correlación de los diferentes sectores y/o unidades que componen los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras. Mediante recuadros numerados de 1 a 5 se indica el sector de la cámara magmática en el cual habrían cristalizado las diferentes porciones estratigráficas identificadas en los afloramientos de cada una de las intrusiones estudiadas. b) Corte transversal esquemático del cuerpo intrusivo Las Higueras a la latitud del perfil de muestreo LHS-LHS'; c) Corte transversal esquemático del cuerpo intrusivo El Fierro a la latitud del perfil de muestreo EFM-EFM'; d) Corte transversal esquemático del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas a la latitud del perfil de muestreo ELPN-ELPN'; e) Corte transversal esquemático del cuerpo intrusivo Virorco a la latitud del perfil de muestreo V-V'.

Figura 10.18 (continuación; página 243). a') Modelo estratigráfico esquemático confeccionado a partir de la correlación de los diferentes sectores y/o unidades que componen los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras. El recuadro 5' indica el sector de la cámara magmática en el cual habrían cristalizado las unidades que conforman el sector oeste del cuerpo intrusivo Virorco; d') Corte transversal esquemático del cuerpo intrusivo Virorco a la latitud del perfil de muestreo V-V'.

10.5. Mecanismos involucrados en la formación de la estratificación ígnea

La gran variedad de rasgos texturales macro y microscópicos observados en las intrusiones estudiadas evidencia que diversos mecanismos estuvieron involucrados en la génesis de la estratificación de las diferentes porciones estratigráficas que componen a las mismas. Si bien los estudios llevados a cabo en las intrusiones de tipo estratificadas pretenden determinar cuáles son las características texturales diagnósticas de un mecanismo en particular, es probable que cada uno de los rasgos texturales descriptos sea el resultado de una combinación de mecanismos actuantes en una porción determinada de la cámara magmática y no de un único mecanismo. A fin de establecer con claridad una posible vinculación entre estos mecanismos y los rasgos texturales descriptos en las intrusiones estudiadas, en este apartado se describen por separado los mecanismos involucrados en la formación de la Serie Estratificada y los involucrados en la formación de la Serie de Borde Marginal.

10.4.1. Serie Estratificada

Las variaciones modales, mineralógicas y texturales reconocidas entre las diferentes unidades que conforman la Serie Estratificada, permiten inferir que las variaciones en la tasa de nucleación y en

la tasa de crecimiento cristalino, serían grandes responsables de los cambios petrográficos y geoquímicos observados en esta secuencia estratigráfica. Según Castro Dorado (2015), fuertes variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino podrían deberse a un incremento positivo de la movilidad iónica por difusión, favorecido por el enriquecimiento de agua en el líquido residual y/o por una atenuación del grado de sobreenfriamiento, condiciones que son frecuentes en etapas finales de la consolidación magmática.

Por otra parte, McBirney y Noyes (1979) vinculan las variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino en la Serie Estratificada a un mecanismo de estratificación gravitacional producto de las variaciones en el perfil de densidad debido a los gradientes térmicos y composicionales. Según estos autores, este mecanismo origina capas homogéneas sin estratificación sobre las que se disponen niveles con abundantes contenidos de plagioclasa, tal como los reconocidos en la UG-Vi del cuerpo intrusivo Virorco y en la UNHS-ELP del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas. Además indican que la génesis de este tipo de estratificación requiere diferencias verticales en la concentración de dos componentes con difusividades térmicas diferentes, y que dichos componentes tengan un efecto opuesto en la distribución vertical de la densidad.

La estratificación intermitente descrita en la porción estudiada de la Serie Estratificada con presencia alternante de oikocristales de hornblenda primaria y la presencia de niveles ricos en cristales de plagioclasa evidencian una clara vinculación con los mecanismos mencionados anteriormente. De esta manera, es posible inferir que la génesis de dicha porción de la Serie Estratificada sería producto de la cristalización de un magma gravitacionalmente estratificado, en el cual el enriquecimiento de agua en el líquido residual y/o la atenuación del grado de sobreenfriamiento habrían contribuido a las variaciones de las tasas de nucleación y crecimiento cristalino. Asimismo, la ausencia de lineaciones significativas y/o estructuras de flujo, sugieren que la influencia de mecanismos tales como compactación y/o convección magmática habría sido escasa o nula en la génesis de la estratificación modal y críptica reconocida en esta secuencia.

Por otra parte, resulta apropiado establecer si un proceso capaz de modificar la composición del magma primario, tal como la recarga de magma (*magma replenishment*), tuvo influencia o no en la cristalización de la secuencia estratigráfica estudiada. Respecto a esto, Naslund y McBirney (1996) indican que las inyecciones de magma primitivo en cuerpos magmáticos máficos-ultramáficos constituyen un mecanismo viable para la formación de niveles composicionalmente estratificados. Asimismo, numerosos autores, tales como Irvine y Smith (1967), Jackson (1970), Campbell (1977) y Dunham y Wadsworth (1978), atribuyen la formación de unidades con estratificación de tipo cíclica, reconocidas en depósitos de tipo estratificados como Muskox, Stillwater, Great Dyke, Bushveld y Rhum, a repetidos influjos de magma primitivo en la cámara magmática, donde la base de cada uno de estos ciclos define un cambio abrupto hacia composiciones minerales y químicas más primitivas (con mayor #Mg) (Huppert y Sparks 1980).

Sin embargo, Brandeis (1992) sugiere que la cantidad de magma necesaria para dar lugar a los cambios composicionales que demandan dichos ciclos es demasiado grande como para ser hospedada dentro de los depósitos mencionados. En tanto, Turner y Campbell (1986) consideran que si un magma primitivo es inyectado en la base de un cuerpo magmático composicionalmente estratificado, el proceso de mezcla estaría limitado únicamente a las porciones inferiores de la cámara magmática. Por lo expuesto y dado que la secuencia estudiada se compone de unidades que constituyen la porción superior de la Serie Estratificada, los procesos mencionados no estarían vinculados a la génesis de la misma.

Asimismo, Namur *et al.* (2010) señalan que un proceso capaz de generar cambios en la composición de un cuerpo magmático máfico-ultramáfico y estratificaciones composicionales en la cámara magmática, tal como el mencionado anteriormente, es frecuente en las intrusiones de tipo estratificadas de gran tamaño, como por ejemplo Bushveld (455000-585000 km³, Davies y Cawthorn 1984, Walraven *et al.* 1990), mientras que en cuerpos magmáticos de menor tamaño, como es el caso de Skaergaard (270-450 km³, Hoover 1989, McBirney 1996, Nielsen 2004), la estratificación sería

generada por una diferenciación a partir de un único *batch* de magma. En base a esto y teniendo en cuenta lo expuesto por Kostadinoff *et al.* (1998a, b), quienes sugieren que los cuerpos máficos-ultramáficos situados en el sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas serían parte de una misma intrusión de 800 km³, es consistente con el rango de dimensiones en el cual, según Namur *et al.* (2010), las intrusiones de tipo estratificadas no serían influenciadas por procesos de recarga magmática. Finalmente, las tendencias mineralógicas y geoquímicas evidenciadas por la secuencia estudiada, las cuales no muestran desplazamientos significativos hacia composiciones minerales y químicas más primitivas (Fig. 10.12), son inconsistentes con procesos de recarga de magma.

10.4.1. Serie de Borde Marginal

Los rasgos texturales macro y microscópicos descritos en las rocas que componen la Serie de Borde Marginal evidencian que la génesis de la estratificación ígnea presente en esta porción estratigráfica involucra una combinación de mecanismos más compleja que aquella vinculada a la génesis de la estratificación ígnea reconocida en la porción estudiada de la Serie Estratificada.

Uno de los rasgos más llamativos de la Serie de Borde Marginal es la diferencia química, textural y mineralógica evidenciada por los márgenes de enfriamiento, aquí denominados *zona marginal sin estratificación*, (unidades UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi del cuerpo intrusivo Virorco y UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras), respecto de la porción restante de la Serie de Borde Marginal, aquí denominada *zona marginal estratificada* (unidades UEM-EF y UEM-Vi de los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco, respectivamente).

Según Latypov (2003) y Latypov *et al.* (2007), tales diferencias serían debidas a mecanismos de difusión térmica en combinación con flujos convectivos operantes en la porción principal de la cámara magmática. Estos autores indican que dichos flujos convectivos limitan la difusión térmica a una delgada porción de la cámara magmática próxima a la roca de caja, lo que evita la disipación hacia el centro de la cámara magmática del gradiente térmico existente entre la roca de caja y el margen de

enfriamiento. Esto, produce un fraccionamiento por difusión térmica en desequilibrio químico en los márgenes de enfriamiento que actúa de manera opuesta al fraccionamiento en equilibrio químico entre los cristales y el líquido magmático que genera la porción restante de la Serie de Borde Marginal (Fig. 10.19a, b).

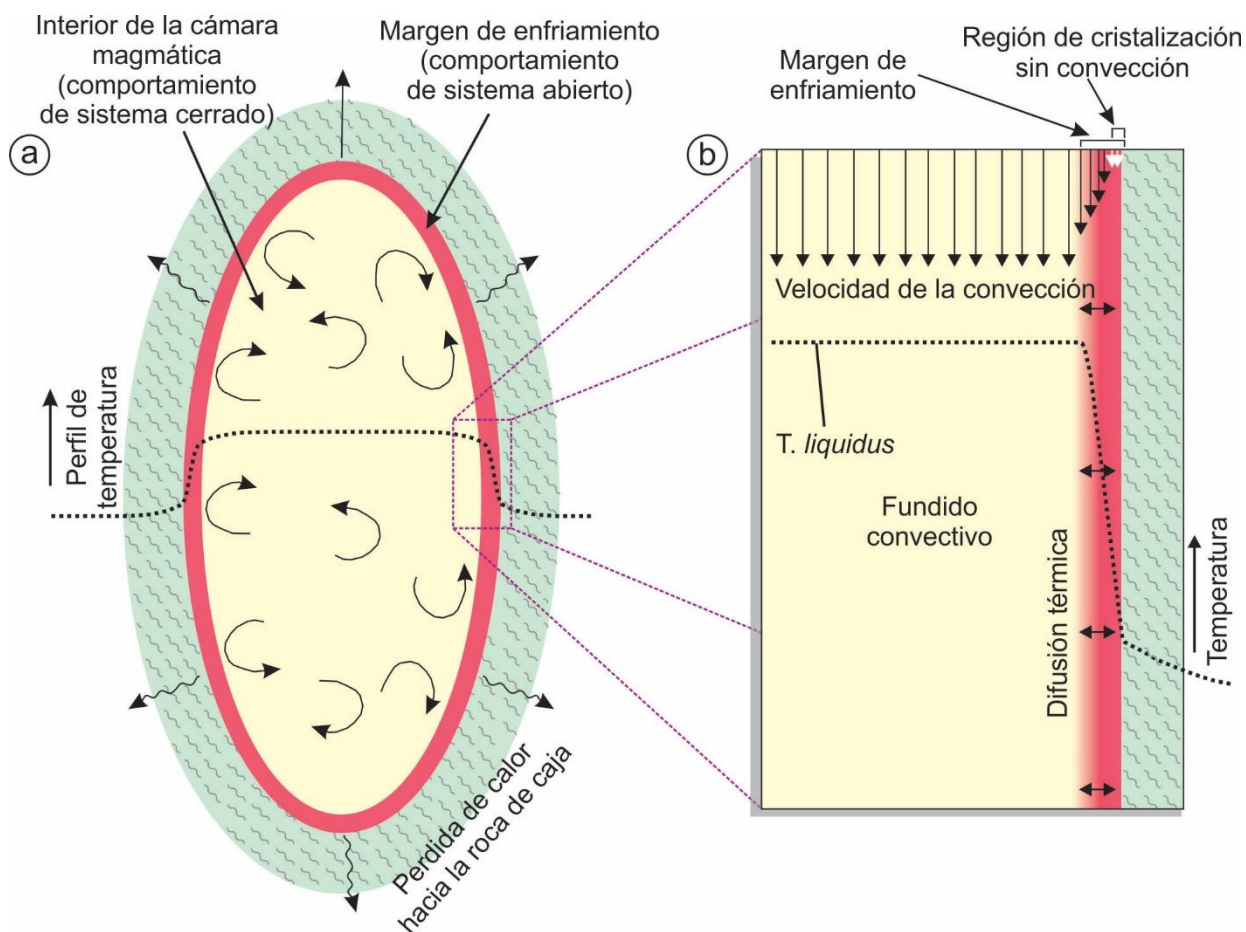


Figura 10.19. a) Ilustración esquemática en la que se muestra la disminución del gradiente térmico entre el magma y la roca encajonante en una cámara magmática con una fuerte convección. Los flujos convectivos impiden una disipación del gradiente térmico, restringiendo el mismo a los márgenes de enfriamiento; b) Detalle del margen de enfriamiento. La nucleación y el crecimiento cristalino tienen mayor predominancia en la región de cristalización sin convección. Tomada y modificada de Latypov (2003).

Dentro de los márgenes de enfriamiento, más precisamente en la UB-Vi del cuerpo intrusivo Viorco, es posible observar un bandeo de tipo coloforme. Según McBirney y Noyes (1979), Irvine (1982) y Shelley (1993) este tipo de texturas serían producto del rápido enfriamiento del magma a lo

largo de las paredes de la cámara magmática. Más recientemente, Namur *et al.* (2013) sugirieron, en base a texturas de este tipo reconocidas en el cuerpo intrusivo Skaergaard, que las mismas serían producto del desequilibrio químico producido por la incorporación de líquido magmático proveniente de la porción de la cámara magmática sin cristalizar, en el *mush* originado sobre las paredes de dicha cámara (Fig. 10.20).



Figura 10.20. Ilustración esquemática del proceso genético de la primera banda coloforme. La contracción del *mush* provoca la succión de líquidos provenientes de la porción de la cámara magmática sin cristalizar, ocasionando el desequilibrio químico entre estos líquidos y los cristales preexistentes en el *mush*, que conduce a la cristalización rápida de la banda coloforme. Tomada y modificada de Namur *et al.* (2013).

Autores como Sparks *et al.* (1985), Barnes (1986), Meurer y Boudreau (1998), Boudreau y Philpotts (2002), Philpotts y Philpotts (2005), Tegner *et al.* (2009) y Namur y Charlier (2012) establecieron que la circulación de fluidos a través de un *mush* con espacios intersticiales interconectados puede ejercer un importante control en la geoquímica y en la textura de los cumulos. Asimismo, estos autores indican que en magmas basálticos la densidad del líquido magmático es significativamente menor que la de las fases cumulares, lo que ocasionaría una contracción del *mush* durante los primeros estadios de la cristalización.

Según Namur *et al.* (2013) esta contracción del *mush* durante en un estadio temprano de la cristalización provoca una succión de líquidos magmáticos provenientes de la porción de la cámara magmática sin cristalizar, los cuales desplazan el fluido magmático intersticial, ocasionando un desequilibrio químico con las fases pre-existentes (Fig. 10.20). Esto sugiere que la génesis del bandeo de tipo colorme reconocido en la UB-Vi del cuerpo intrusivo Virorco sería producto de la cristalización en desequilibrio químico de dicha porción estratigráfica debido al rápido enfriamiento del magma sobre las paredes de la cámara magmática.

Otro rasgo distintivo de la Serie de Borde Marginal, más precisamente de la *zona marginal estratificada*, es la estratificación compuesta por una intercalación de niveles piroxeníticos y niveles meta-hornblendíticos con textura crescumular. Al respecto, Wager y Brown (1968) indicaron que la formación de niveles con textura crescumular es producto de una disminución de la tasa de nucleación y de un fuerte incremento de la tasa de crecimiento cristalino, previo al comienzo de la convección magmática. Posteriormente, Lofgren y Donaldson (1975) indicaron que la alternancia de capas con texturas de tipo crescumulares sería producto de las variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino, producidas por líquidos sobresaturados en el frente de cristalización. Estos autores sugieren que la nucleación de una fase provoca un descenso de la temperatura de *liquidus* en la capa de magma adyacente al frente de cristalización, como resultado de un fuerte incremento en la proporción de los componentes que no fueron incorporados en la estructura química de los cristales nucleados, provocando así una sobresaturación en determinados componentes químicos en dicha porción del magma. Así, la nucleación de cristales en la capa “A” (en el caso de las intrusiones estudiadas representada por los niveles piroxeníticos de las unidades UEM-EF y UEM-Vi) disminuye la temperatura de *liquidus* del frente de cristalización, lo que da lugar a una zona con baja tasa de nucleación y elevada tasa de crecimiento cristalino, donde se origina la capa “B” con textura crescumular (en el caso de las intrusiones estudiadas representada por los niveles meta-hornblendíticos de las unidades UEM-EF y UEM-Vi). A medida que la capa “B” alcanza el equilibrio químico, la

temperatura de *liquidus* en el frente de cristalización vuelve a su “punto inicial”, por lo que se incrementa la tasa de nucleación y disminuye la tasa de crecimiento cristalino, lo que produce la cristalización de una nueva capa carente de textura crecumular (Fig. 10.21).

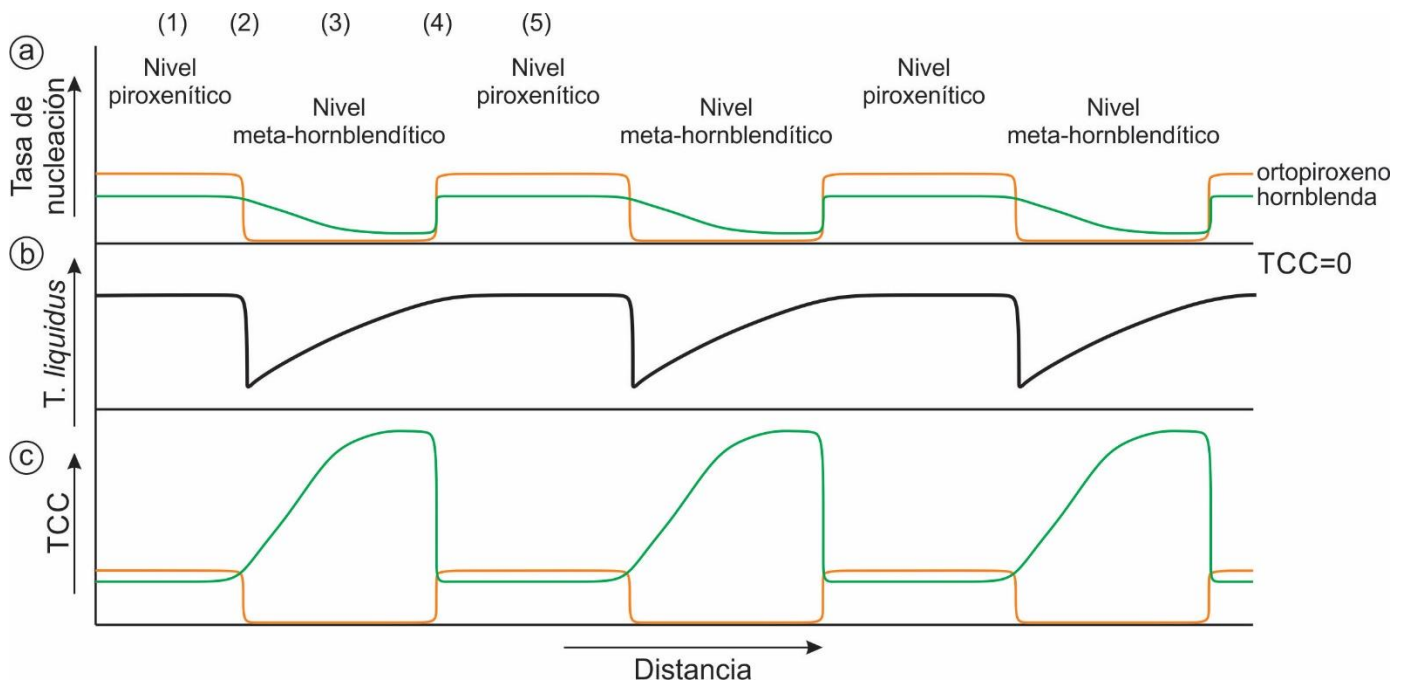


Figura 10.21. a) Distancia vs. tasa de nucleación; b) Distancia vs. temperatura de *liquidus*; c) Distancia vs. tasa de crecimiento cristalino (TCC). (1) La nucleación de cristales en el nivel piroxenítico (2) disminuye la temperatura de *liquidus* del frente de cristalización, (3) lo que produce una zona con baja tasa de nucleación y elevada tasa de crecimiento cristalino, donde se origina el nivel meta-hornblendítico con textura crecumular. (4) Cuando este nivel alcanza el equilibrio químico la temperatura de *liquidus* en el frente de cristalización vuelve a su “punto inicial”, (5) por lo que se incrementa la tasa de nucleación y disminuye la tasa de crecimiento cristalino, lo que produce un nuevo nivel piroxenítico.

Según Taubeneck y Poldervaart (1960) y McBirney y Noyes (1979) la estratificación en los bordes de la cámara magmática producto de las variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino podrían estar vinculadas a un mecanismo que involucre difusión de calor y de componentes químicos. En este modelo, si un cristal se nuclea y comienza a crecer, los componentes químicos involucrados en su génesis se difundirían hacia las fases cristalizadas (en el caso de las unidades UEM-EF y UEM-Vi hacia los cristales de piroxeno presentes en los niveles piroxeníticos) formando una zona de empobrecimiento en dichos componentes adyacente al frente de cristalización (en el caso de

las unidades UEM-EF y UEM-Vi esta sería la zona donde tiene lugar la génesis de los niveles meta-hornblendíticos), lo que inhibe la continuación en la nucleación de dicha fase. A medida que el sistema vuelve al equilibrio, la tasa de crecimiento cristalino decrece y así también la tasa de avance de la zona empobrecida. Estos autores indican que en dicho mecanismo la tasa de difusión de calor permanecería relativamente constante, por lo que el frente de enfriamiento puede sobrepasar la zona empobrecida, provocando un nuevo pulso de nucleación.

Si bien los mecanismos descritos anteriormente corresponden a formulaciones teóricas que lejos están de contemplar la totalidad de las variables involucradas en la génesis de la Serie de Borde Marginal, son numerosas las evidencias identificadas en las rocas estudiadas que componen esta serie que permiten vincular dichos mecanismos a la génesis de los rasgos observados en la misma.

En el caso la *zona marginal sin estratificación*, la inversión química y mineralógica descrita en las unidades UB-Vi, UNH-Vi y UG-Vi del cuerpo intrusivo Virorco y la UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras, sería ocasionada por un fuerte gradiente térmico entre el margen de enfriamiento y la roca de caja. Asimismo, las estructuras de flujo identificadas en los niveles piroxeníticos de la *zona marginal estratificada* (UEM-EF y UEM-Vi) sugieren la presencia de un flujo convectivo en la cámara magmática, el cual habría restringido dicho gradiente a los márgenes de enfriamiento de la misma.

En cuanto a la génesis de la intercalación de niveles piroxeníticos y meta-hornblendíticos en la *zona marginal estratificada*, la misma podría estar vinculada a fuertes variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino. Tal como se indicó anteriormente, la nucleación de los cristales que componen un nivel piroxenítico provocaría una disminución de la temperatura de *liquidus* y un fuerte empobrecimiento en los componentes químicos involucrados en la cristalización de dicho nivel en una capa de magma adyacente al mismo. Mientras que el empobrecimiento en dichos componentes químicos ocasionaría una fuerte disminución en la tasa de nucleación, el descenso de la temperatura de *liquidus* provocaría un incremento en la tasa de crecimiento cristalino, lo que habría ocasionado

niveles con textura de tipo crecumular ricos en cristales de anfíbol, tal como los niveles meta-hornblendíticos de las unidades UEM-EF y UEM-Vi.

Si bien los mecanismos mencionados no permiten establecer el motivo por el cual los niveles piroxeníticos y meta-hornblendíticos están dispuestos mediante contactos netos, la restricción de estructuras de flujo a los niveles piroxeníticos indicaría que la convección magmática podría haber sido parte responsable de dicha característica. En cuanto la génesis de la abundante proporción de cristales de hornblenda primaria reemplazados por antofilita en los niveles con textura crecumular, la proximidad de niveles piroxeníticos carentes de cualquier tipo de alteración sugiere que dicho rasgo textural es un factor condicionante para la génesis de los reemplazos mencionados. Tal como se mencionó en los capítulos 5 y 6, en los niveles meta-hornblendíticos de las unidades UEM-EF y UEM-Vi es posible apreciar que el crecimiento elongado de los cristales de hornblenda primaria es simultáneo desde el piso y desde el techo del estrato hacia el interior del mismo y que la zona de unión entre estos cristales está representada por láminas milimétricas compuestas exclusivamente de antofilita. Esto evidencia que los reemplazos de hornblenda primaria por antofilita habrían tenido lugar a partir de dicha zona de alteración.

10.6. Consideraciones geobarométricas y geotermométricas

La presión de cristalización de las muestras de roca provenientes de las intrusiones estudiadas fue determinada en base a los cálculos propuestos por Schmidt (1992), los cuales están basados en la composición de los cristales de hornblenda y permitieron obtener valores comprendidos principalmente entre 3 y 6 Kb. Si bien estas determinaciones evidencian valores barométricos similares a los calculados por Hauzenberger (1997) sobre rocas granulíticas localizadas en el margen del cuerpo intrusivo Las Águilas, los cuales varían entre 5,5 y 7 Kb, difieren en gran medida de los determinados por Ferracutti (2005) en base al contenido de jadeíta en clinopiroxeno, los cuales oscilan entre 19 y 27 Kb. Respecto a estas diferencias, cabe mencionar que en la porción aflorante de los cuerpos intrusivos

estudiados los cálculos realizados en base a la composición de cristales de hornblenda primaria son más representativos que los realizados en base a la composición de los cristales de clinopiroxeno, dado que estos últimos representan una fase mineral muy escasa en dichos afloramientos. Asimismo, los cálculos barométricos propuestos por Schmidt (1992) son independientes de la temperatura, lo que disminuye el margen de error de los resultados obtenidos respecto de los calculados propuestos por Holland (1983) basados en el contenido de jadeíta en clinopiroxeno.

En lo que respecta a la geotermometría de las intrusiones estudiadas, las determinaciones llevadas a cabo en este trabajo se realizaron mediante los cálculos termométricos propuestos por Holland y Blundy (1994), Wood y Banno (1973), Nehru y Willie (1974), Bertrand y Mercier (1985) y Brey y Kohler (1990). En base a la totalidad de las determinaciones realizadas, es posible establecer que la temperatura de cristalización de los cuerpos intrusivos estudiados estaría comprendida principalmente entre 750 y 900°C. Esto es consistente con lo establecido por Hauzenberger *et al.* (1996, 1997a, b), quienes indicaron en base a cálculos efectuados por termometría de dos piroxenos que la temperatura de cristalización de estos cuerpos estaría comprendida entre los 750 y 800°C, y con lo establecido por Ferracutti (2005), quien determinó en base a dicho par mineral temperaturas de cristalización en los mismos entre 700 y 1000°C. Sin embargo, las temperaturas determinadas por Hauzenberger *et al.* (2001) en base al par olivino-espínelo, variables entre 660 y 745°C, y las determinadas por Ferracutti *et al.* (2006) en base al mismo par mineral en rocas provenientes del cuerpo intrusivo Las Águilas, variables entre 710 y 725°C, son levemente inferiores que las determinadas en este trabajo.

A diferencia de las variaciones mineralógicas y químicas, las cuales presentan tendencias definidas a lo largo de las porciones estudiadas de la Series Estratificada y de la Serie de Borde Marginal, los valores barométricos y termométricos calculados presentan una distribución aleatoria e incluso en ocasiones inversa a la esperable según dichas variaciones. Esto evidencia que si bien los cálculos geobarométricos y geotermométricos efectuados permiten estimar la presión y la temperatura

de cristalización de los cuerpos intrusivos estudiados en forma global, las fuertes variaciones modales y cripticas reconocidas en los mismos afectan de manera considerable los resultados obtenidos mediante dichos cálculos. Así, es posible inferir que, debido a la dependencia que existe entre estos cálculos y la composición química de las fases minerales involucradas en los mismos, no es apropiado efectuar determinaciones estratigráficas en base a los resultados geobarométricos y geotermométricos obtenidos, dado que las diferencias en las proporciones mineralógicas existentes entre diferentes unidades o niveles influyen fuertemente la química mineral de las fases contenidas en dicha unidad o nivel.

10.7. Configuración tectónica

En los diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) correspondientes a muestras de rocas provenientes de las intrusiones estudiadas, es posible observar que son frecuentes las anomalías negativas de Nb, Ti, Zr y Hf (Fig. 10.22a, b). Según Kelemen (1993) y, Weaver y Tarney (1984), las anomalías negativas de Nb son características de magmas relacionados a zonas de subducción y a corteza continental. Asimismo, Gill (1976), sugiere que las anomalías negativas de Ti, Zr y Hf son propias de las rocas basálticas originadas en cuencas de retroarco. En tanto, Weaver y Tarney (1984), indican que las anomalías negativas de Ti serían indicadores de rocas generadas en zonas asociadas a subducción. Estas evidencias geoquímicas que permiten vincular la génesis de los cuerpos intrusivos estudiados a un ambiente de retroarco son consistentes con lo propuesto por autores como Ramos (1988), Brogioni (1994), Brogioni y Ribot (1994), Malvicini y Brogioni (1996), Sims *et al.* (1998), Hauzenberger *et al.* (2001), Chernicoff y Ramos (2003), Delpino *et al.* (2007), Steenken *et al.* (2008), Zaffarana *et al.* (2011) y Ferracutti *et al.* (2017), quienes indican que los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos del Complejo Metamórfico Pringles se habrían originado en un ambiente tectónico de retroarco o en una cuenca marginal de retroarco.

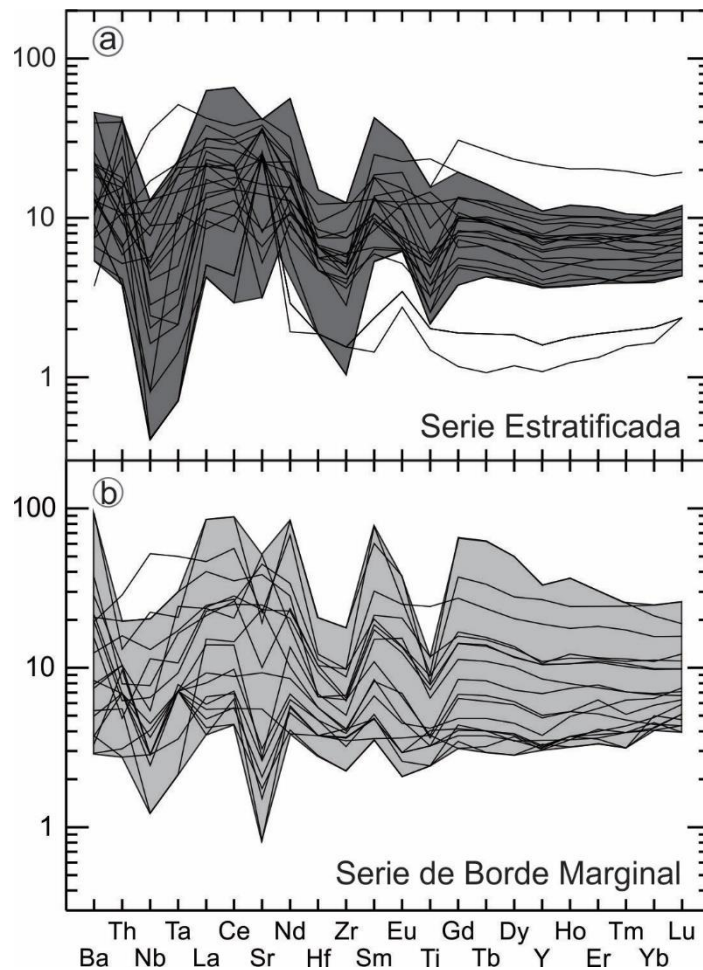


Figura 10.22. Diagramas de multielementos normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989). a) Serie Estratificada; b) Serie de Borde Marginal. Los campos indicados mediante tonalidades grises corresponden a los rangos de variación más frecuentes de los elementos representados.

Según Pearce y Stern (2006), el valor de la relación Ba/Nb es independiente de la fuente mantélica y de procesos como la fusión parcial o la cristalización fraccionada, por lo que constituye una herramienta de gran utilidad para evaluar el aporte de la subducción en la génesis de las rocas estudiadas. Por otra parte, estos autores indican la relación Th/Nb permite determinar la influencia de un componente de subducción profundo, mientras que la relación Ba/Th permite determinar la influencia de un componente de subducción somero. Así, estos autores proponen evaluar el grado del aporte de subducción en las rocas originadas en cuencas de retroarco, mediante un diagrama bivariante de Ba *versus* Nb, utilizando el Yb como factor de normalización para reducir los efectos de la cristalización fraccionada y de la acumulación cristalina. De esta manera, es posible establecer que la

mayoría de las muestras estudiadas presentan valores para dichas relaciones similares a basaltos originados en cuencas de retroarco (Fig. 10.23a) y que el magma parental de los mismos fue influenciado principalmente por una componente de subducción profunda (Fig. 10.23b).

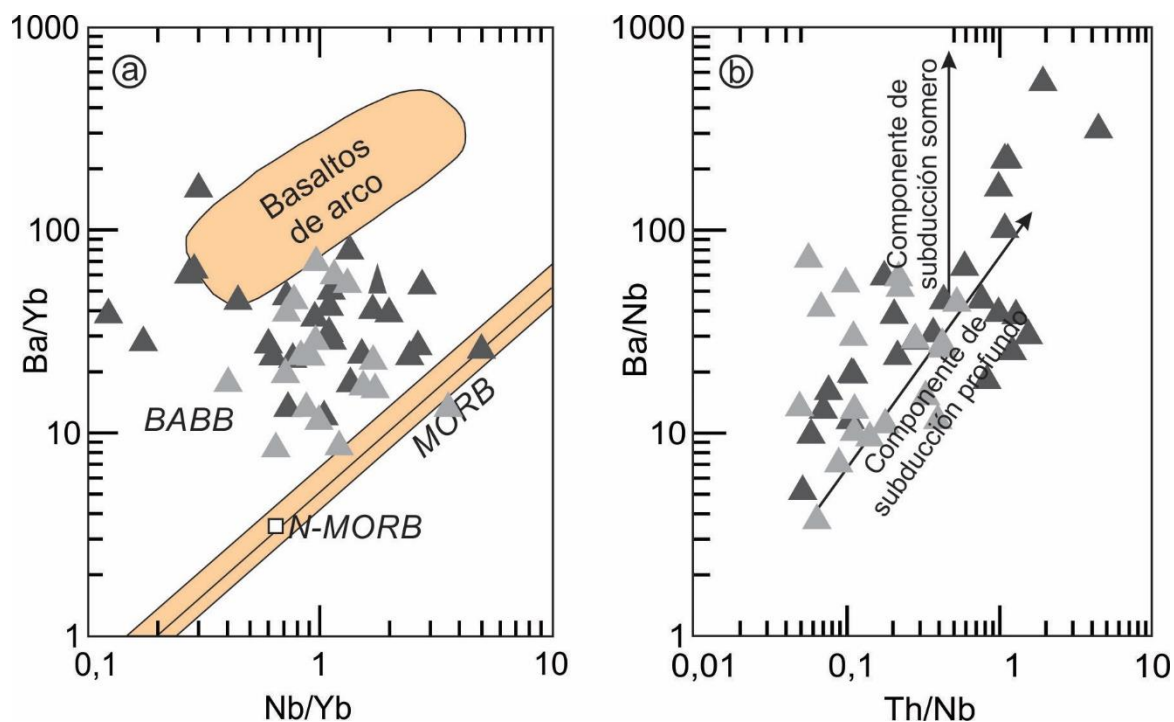


Figura 10.23. Diagramas bivariantes de elementos traza incompatibles. a) Ba/Yb vs. Nb/Yb, MORB: mid-ocean ridge basalt, N-MORB: normal mid-ocean ridge basalt, BABB: barc-arc basin basalt; b) Ba/Nb vs. Th/Nb. Tomados y modificados de Pearce y Stern (2006). Valores de basaltos de arco, BABB, MORB y N-MORB según Pearce y Stern (2006). Simbología indicada en la figura 10.21.

En relación a lo mencionado anteriormente, Kapezhinskas *et al.* (1997) determinaron que las fuentes mantélicas modificadas por fundidos provenientes de la placa subductada (*slab melts*) presentan bajos valores para la relación Rb/Y y elevados valores para la relación Nb/Y. Por lo tanto, la representación de las muestras estudiadas en un diagrama bivariante Rb/Y versus Nb/Y (Fig. 10.24a) evidencia que la fuente mantélica vinculada a la génesis del magma parental de las intrusiones estudiadas fue modificada por fundidos provenientes de la placa subductada, los cuales según Rollinson y Tarney, (2005), estarían vinculados a profundidades más elevadas que aquellas relacionadas a la deshidratación de dicha placa. Esto, en combinación con la utilización del diagrama

Ba/Th versus Th (Figura 10.24b), propuesto por Hawkesworth *et al.* (1997), permite descartar la influencia de sedimentos subductados en la génesis de los cuerpos intrusivos estudiados. De esta manera, es posible inferir que los cuerpos intrusivos Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras se habrían originado en un ambiente tectónico de retroarco a partir de un magma parental influenciado por fundidos provenientes de una zona de subducción profunda.

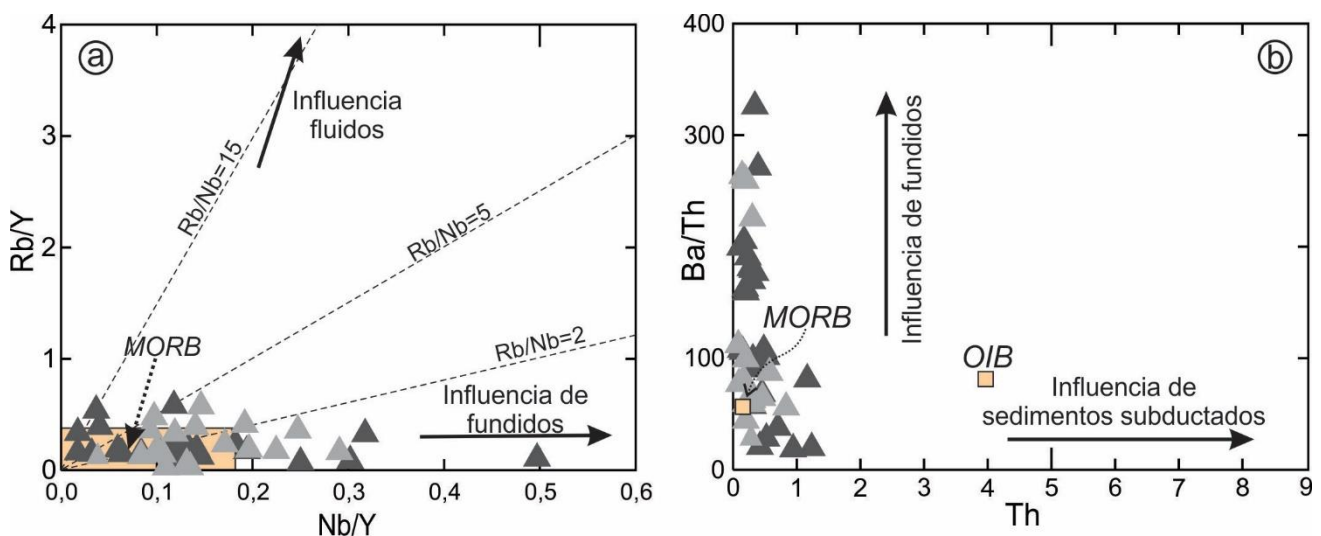


Figura 10.24. Diagramas bivalentes de elementos traza incompatibles. a) Rb/Y vs. Nb/Y; b) Ba/Th vs. Th. MORB: *mid-ocean ridge basalt*, OIB: *ocean island basalt*. Valores de MORB y OIB según Sun y McDonough (1989). Simbología indicada en la figura 10.21.

Según Ramos (1988) la cuenca de retroarco en la cual se habrían emplazado los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos de la faja La Jovita-Las Águilas habría estado localizada al oeste del arco y sería producto de la colisión entre el terreno de Pampia y el cratón del Río de La Plata durante el Proterozoico tardío. Por otra parte, la edad de 1002 ± 150 Ma (Esténico) calculada por Ferracutti *et al.* (2017), en base a una isócrona Sm-Nd en roca total, obtenida a partir de muestras provenientes de los diferentes cuerpos intrusivos del sector sur de la faja, sugiere que los mismos habrían conformado parte del terreno de Pampia previo a la colisión. Por otra parte, Sato *et al.* (2003), indican que los cuerpos intrusivos máficos-ultramáficos que componen la faja La Jovita-Las Águilas presentan una estructuración penetrativa subvertical en dirección NNE-SSO, originada por la orogenia Famatiniana,

del período Ordovícico, y de manera subordinada, rasgos remanentes de una estructuración anterior en dirección NO-SE, la cual estos autores atribuyeron a la orogenia Pampeana. Esto, es consistente con las mediciones de planos de foliación llevadas cabo en los intrusivos estudiados, las cuales mayormente presentan una orientación NNE-SSO y ocasionalmente una orientación NO-SE.

CAPÍTULO 11

CONCLUSIONES

- La porción aflorante de las intrusiones máficas-ultramáficas del sector de la faja La Jovita-Las Águilas comprendido entre el río Los Manantiales (al norte) y el arroyo El Puestito (al sur) está compuesta principalmente por rocas máficas y en menor medida por rocas ultramáficas.
- Las variedades máficas están representadas principalmente por noritas hornbléndicas y de manera subordinada por gabros hornbléndicos, noritas clinopiroxénicas hornblendíferas, noritas olivínicas hornblendíferas y pegmatitas gábricas. En tanto, las variedades de naturaleza ultramáfica están representadas por ortopiroxenitas hornbléndicas, hornblenditas piroxénicas, piroxenitas olivínicas hornblendíferas y meta-hornblenditas.
- Las variedades litológicas mencionadas presentan un asociación mineral petrogenética representada por $pl+hbl_0+opx\pm cpx\pm ol$ en las rocas máficas y por $hbl_0+opx\pm cpx\pm ol\pm pl$ en las rocas ultramáficas.
- El cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas es de naturaleza máfica-ultramáfica y está compuesto por cuatro unidades estratigráficas : Unidad Hornblendítica Piroxénica con Plagioclasa (UHPP-ELP), Unidad Ortopiroxenítica Hornbléndica con Plagioclasa (UOHP-ELP), Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI -ELP) y Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-ELP).
- El cuerpo intrusivo El Fierro está conformado por una única unidad estratigráfica, denominada Unidad Estratificada Modal (UEM-EF), caracterizada por una marcada estratificación compuesta principalmente por una intercalación de niveles piroxeníticos y meta-hornblendíticos de espesores variables entre diez centímetros y un metro.
- El cuerpo intrusivo Virorco está conformado por tres sectores estratigráficos diferentes, el sector este, representado por la Unidad Estratificada Modal (UEM-Vi), el sector central, compuesto

por la Unidad Piroxenítica Macro-Estratificada (UPME-Vi) y por la Unidad Gabroica (UG-Vi), y el sector oeste, constituido por: la Unidad Bandeada (UB-Vi), la Unidad Norítica Hornbléndica (UNH-Vi) y la Unidad Gabronorítica (UGN-Vi).

- La UEM-Vi del sector este evidencia una fuerte estratificación compuesta por una intercalación de niveles meta-hornblendíticos y piroxeníticos.
- La UPME-Vi del sector central está representada por una secuencia homogénea de capas piroxeníticas hornbléndicas. En tanto, la UG-Vi de este sector está conformada por noritas clinopiroxénicas hornblendíferas que frecuentemente evidencian niveles con elevadas proporciones de plagioclasa.
- Las unidades que componen el sector oeste (UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) están constituidas por noritas hornbléndicas, las cuales presentan un bandeamiento de tipo coloforme, en el caso de la UB-Vi, y son atravesadas por pegmatitas gábricas, en el caso de la UNH-Vi.
- El cuerpo intrusivo Las Higueras está conformado por dos sectores estratigráficos diferentes, el sector principal y el sector marginal. El primero de ellos está compuesto por tres unidades denominadas Unidad Norítica Hornbléndica Inferior (UNHI-LH), Unidad Norítica Hornbléndica Media (UNHM-LH) y Unidad Norítica Hornbléndica Superior (UNHS-LH). En tanto, el sector marginal está representado por una única unidad, denominada Unidad Marginal sin Bandeamiento (UMSB-LH).
- Las unidades que componen el sector principal (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH) están representadas por noritas hornbléndicas, las cuales se diferencian en base a rasgos texturales como la presencia o ausencia de oikocristales de hornblenda primaria y a la relación de abundancia modal opx/hblo.
- La UMSB-LH, representativa del sector marginal, está compuesta principalmente por noritas hornbléndicas y muy bajas proporciones de rocas con textura coronítica, tales como noritas olivínicas

hornblendíferas y piroxenitas olivínicas hornblendíferas. Ocasionalmente las noritas hornbléndicas son atravesadas por enjambres de diques gabro hornbléndicos y por pegmatitas máficas.

- Los rasgos macro y micro texturales y los resultados petrográficos y geoquímicos de roca total y mineral evidencian que las intrusiones Escuela Las Pircas, El Fierro, Virorco y Las Higueras corresponden a una misma secuencia magmática.
- La correlación estratigráfica entre las diferentes unidades definidas en las intrusiones estudiadas llevaron a la confección de un modelo estratigráfico ígneo compuesto por dos series diferentes, la Serie Estratificada, la cual cristaliza sobre el piso de la cámara magmática y la Serie de Borde Marginal, que cristaliza desde los márgenes laterales hacia el centro de la cámara magmática. La Serie de Borde Superior, la cual cristaliza desde el techo hacia el interior de la cámara magmática, no fue reconocida en la porción de la faja máfica-ultramáfica comprendida entre el río Los Manantiales y el arroyo Las Higueras.
- Las variaciones en las proporciones modales, en la química mineral y en la geoquímica de roca total, observadas a lo largo de la porción estudiada de la Serie Estratificada y de la Serie de Borde Marginal, evidencian que las mismas presentan una estratificación de tipo modal y criptica.
- En base a rasgos texturales y geoquímicos fue posible establecer que las unidades que conforman cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP y UNHS-ELP), las unidades del sector central del cuerpo Virorco (UPME-Vi y UG-Vi) y las unidades que componen el sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH) forman parte de la Serie Estratificada.
- Las unidades mencionadas forman parte de una misma secuencia estratigráfica, en la cual la UPME-Vi del cuerpo intrusivo Virorco representaría la porción más primitiva en la base de la secuencia y la UNHS-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras representaría la porción más evolucionada en el tope de la misma.

- Las variaciones texturales y mineralógicas permitieron diferenciar dos zonas dentro de esta secuencia o Serie Estratificada, la *zona de transición*, conformada por las unidades del sector central de Virorco (UPME-Vi y UG-Vi) y representada por rocas máficas y ultramáficas fuertemente estratificadas con proporciones elevadas de clinopiroxeno, y la *zona superior*, constituida por las unidades del cuerpo intrusivo Escuela Las Pircas (UHPP-ELP, UNHI-ELP, UOHP-ELP y UNHS-ELP) y por las unidades del sector principal del cuerpo intrusivo Las Higueras (UNHI-LH, UNHM-LH y UNHS-LH) y representada principalmente por rocas máficas con estratificación es difusa, en las cuales el clinopiroxeno es una fase mineral escasa o ausente. La porción no aflorante de la Serie Estratificada se denomina *zona no aflorante*, y está compuesta primordialmente por niveles de rocas ultramáficas con elevadas proporciones de clinopiroxeno y olivino.
- El análisis petrográfico macro y microscópico evidencia que la UEM-EF del cuerpo intrusivo El Fierro, las unidades UEM-Vi, UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi, de los sectores este y oeste del cuerpo intrusivo Virorco, y la UMSB-LH del sector marginal del cuerpo intrusivo Las Higueras son parte de la Serie de Borde Marginal.
- La UMSB-LH del cuerpo intrusivo Las Higueras representaría el margen de enfriamiento en el borde este de la cámara magmática, y las unidades UME-EF y UME-Vi, de los cuerpos intrusivos El Fierro y Virorco, respectivamente, representarían la porción restante de la Serie de Borde Marginal.
- Las unidades del sector oeste del cuerpo intrusivo Virorco (UB-Vi, UNH-Vi, UGN-Vi) representan el margen de enfriamiento en el borde oeste de la cámara magmática (equivalente al representado por la UMSB-LH en el borde este de la misma).
- En base a las variaciones texturales macroscópicas, la porción de la Serie de Borde Marginal cuya génesis estuvo localizada sobre el borde este de la cámara magmática, puede ser dividida en dos zonas diferentes, la *zona marginal estratificada*, compuesta por las unidades UEM-EF y UEM-Vi, y la *zona marginal sin estratificación*, representada por la UMSB-LH. En tanto, en el borde oeste de la

cámara magmática solo se reconocieron afloramientos de la *zona marginal sin estratificación*, representada en este sector por las unidades UB-Vi, UNH-Vi, UGN-Vi.

- La *zona marginal sin estratificación* (UMSB-LH, UB-Vi, UNH-Vi y UGN-Vi) está representada principalmente por rocas máficas que frecuentemente son atravesadas por diques gábricos y pegmatitas máficas y ocasionalmente evidencia bandeamiento de tipo coloforme. En tanto, la *zona marginal estratificada* está compuesta principalmente por una intercalación de estratos piroxeníticos y meta-hornbléndíticos.
- La génesis de la estratificación reconocida de la porción estudiada Serie Estratificada, caracterizada por la alternancia de oikocristales de hornblenda primaria, por variaciones modales y granulométricas y por la presencia de niveles ricos en cristales de plagioclasa, estaría vinculada a variaciones de las tasas de nucleación y crecimiento cristalino en un magma gravitacionalmente estratificado, en el cual el enriquecimiento de agua en el líquido residual y/o la atenuación del grado de sobreenfriamiento habrían contribuido a dichas variaciones.
- La ausencia de lineaciones significativas y/o estructuras de flujo en la porción estudiada de la Serie Estratificada sugiere que la influencia de mecanismos tales como compactación y/o convección magmática habría sido escasa o nula en la génesis de la estratificación modal y criptica reconocida en esta serie.
- En base a las tendencias mineralógicas y geoquímicas, las cuales no sufren desplazamientos significativos hacia composiciones minerales y químicas más primitivas, y considerando las dimensiones estimadas para los cuerpos máficos-ultramáficos situados en el sector sur de la faja La Jovita-Las Águilas, se concluye que la porción estudiada de la Serie Estratificada se habría formado por una único *batch* de magma y no por procesos relacionados a recarga.
- Los rasgos texturales macro y microscópicos descritos en las rocas que componen la Serie de Borde Marginal evidencian que la génesis de la estratificación ígnea presente en esta porción

estratigráfica involucra una combinación de mecanismos más complejos que aquella vinculada a la génesis de la estratificación ígnea reconocida en la porción estudiada de la Serie Estratificada.

- La inversión química y mineralógica reconocida en la *zona marginal sin estratificación*, sería producto de un fuerte gradiente térmico entre el margen de enfriamiento (*chilled margin*) y la roca de caja, el cual habría estado restringido a dicha porción de la cámara magmática por la convección del fundido magmático operante fuera de los márgenes de enfriamiento.
- Las texturas de tipo coloformes reconocidas en la *zona marginal sin estratificación* serían producto del desequilibrio químico producido por la incorporación de líquido magmático proveniente de la porción de la cámara magmática sin cristalizar, en el *mush* originado sobre las paredes de dicha cámara.
- La génesis de la intercalación de niveles piroxeníticos y meta-hornblendíticos en la *zona marginal estratificada* estaría vinculada a fuertes variaciones en las tasas de nucleación y crecimiento cristalino provocadas por oscilaciones térmicas y composicionales en el frente de cristalización.
- La disposición mediante contactos netos entre los niveles con textura crecumular con abundante proporción de cristales de hornblenda primaria reemplazados por antofilita y los niveles piroxeníticos carentes de cualquier tipo de alteración sugiere que dicho rasgo textural es un factor condicionante para la génesis de los reemplazos mencionados.
- Los estudios geobarométricos y geotermométricos realizados a partir de los análisis de química mineral permiten inferir que las rocas que componen la porción aflorante de los cuerpos intrusivos estudiados habrían cristalizado en rangos de presión y temperatura comprendidos entre 3 y 6 Kb y entre 750 y 900°C, respectivamente.
- Dichos cuerpos intrusivos habrían cristalizado en un ambiente tectónico de retroarco a partir de un magma parental influenciado por fundidos provenientes de una zona de subducción profunda.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andersen, J. C. Ø. 2002. IGCP project 427 field meeting and excursion on the Skaergaard intrusion. Skaergaard area, Kangerlussuaq, East Greenland, Denmark. *Episodes* 25: 38-40.
- Astini, R., Benedetto, J., Vaccari, N. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane, a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107: 253-273.
- Barnes, S. J. 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93: 524-531.
- Barnes, S. J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L. P., Often, M., Pedersen, R. B. y Robins, B., 1987. The use of Mantle Normalization and Metal Ratios in discriminating between the Effects of Partial Melting, Crystal Fractionation and Sulphide Segregation on Platinum-Group Elements, Gold, Nickel and Copper: Examples from Norway. En: Prichard, H. M., Potts P. J., Bowles J. F. W. y Cribb, S. (eds.), *Geo-platinum* 87, 113-134, London.
- Bertrand, P. y Mercier, J. C. 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76: 109-122.
- Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E. F. y Hauzenberger, Ch. 1996. Faja de rocas ultramáficas de las Sierras de San Luis: nuevos hallazgos de minerales del Grupo del Platino. 3° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas, *Actas* 5: 303- 310, La Plata.
- Bjerg, E. A., Delpino, S., Dimieri, L., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. A. y Felfernig, A. 1997. Estructura y mineralización del área Las Águilas-Vivorco, San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, *Actas* 2, 857-861, Antofagasta.
- Boudreau, A. y McBirney, A. 1997. The Skaegaard Layered Series. Part III. Non-dynamic layering. *Journal of Petrology* 38: 1003-1020.
- Boudreau, A. y Philpotts, A. R. 2002. Quantitative modelling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 176-184.
- Brandeis, G. 1992. Constraints on the formation of cyclic units in ultramafic zones of large basaltic chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 312-28.

- Brey, G. T. y Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31: 1353-1378.
- Brogioni, N. 1994. Petrología de la Faja de Rocas Máficas y Ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 967-971, Concepción.
- Brogioni, N. 2001a. Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 281-292.
- Brogioni, N. 2001b. Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 535-547.
- Brogioni, N. y Ribot, A. 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 269-283.
- Cacace, F., Ferracutti, G. y Bjerg, E. A. 2016b. Gabronoritas olivínicas con textura coronítica en el cuerpo ígneo Las Higueras, Sierra Grande de San Luis. *Acta Geológica Lilloana* 28: 59-63.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina 1: 225-291, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Campbell, I. 1977. A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jimberlana intrusion, western Australia. Part 1: The Upper Layered Series. *Journal of Petrology* 18: 185-215.
- Chernicoff, C. y Ramos, V. 2003. El basamento de la sierra de San Luis: Nuevas evidencias magnéticas y sus implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 511-524.
- Castro Dorado, A. 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas, 206 p., Madrid.
- Costa, C., Gardini, C., Chiesa, J., Ortiz Suárez, A., Ojeda, G., Rivarola, D., Tognelli, G., Strasser, E., Carugno Durán, A., Morla, P., Guerstein, P., Sales, D. y Vinciguerra, H. 2005. Hoja Geológica 3366-III, San Luis, Provincias de San Luis y Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 293, 81pp., Buenos Aires.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Yrigoyen, M. (ed.), Geología y Recursos Minerales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, 155- 192, San Luis.
- Dalla Salda, L. H., Cingolani, C. A. y Varela, R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southeastern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Davies, G. y Cawthorn, R. G. 1984. Mineralogical data on a multiple intrusion in the Rustenburg Layered Suite of the Bushveld Complex. *Mineralogical Magazine* 48: 469-80.

- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J. 1992. An Introduction to the Rock-forming Minerals, segunda edición, 696 p., Nueva York.
- Delakowitz, B., Höll, R., Hack., M., Brodtkorb, M. K. de y Stärk, H. 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 189-200.
- Delpino, S., Dimieri, L., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 2001. Geometric analysis and timing of structures on mafic-ultramafic bodies and high grade metamorphic rocks in the Sierras Grandes of San Luis Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 101-112.
- Delpino, S., Bjerg, E. A., Ferracutti, G. y Mogessie, A. 2007. Counterclockwise tectonometamorphic evolution of the Pringles Metamorphic Complex, Sierras Pampeanas of San Luis (Argentina). *Journal of South America Earth Science* 23: 147-175.
- Droop, G. T. R. 1987. A General Equation for Estimating Fe³⁺ Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Dunham, A. y Wadsworth, W. 1978. Cryptic variation in the Rhum layered intrusion. *Mineralogical Magazine* 42: 347-356.
- Esawi, E. K. 2004. AMPH-CLASS: an Excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association. *Computer and Geosciences* 30: 753-760.
- Felfernig, A., Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 1997. Petrology and mineralization of the Las Águilas ultramafic body, San Luis province, Argentina. *Terra Nova* 9: 532-533.
- Ferracutti, G. 2005. Geología y mineralizaciones asociadas a la faja de rocas máficas-ultramáficas de la Sierras Pampeanas de San Luis. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 260 p., Bahía Blanca.
- Ferracutti, G. y Bjerg, E. A. 2001. Estudio petrográfico-calcográfico de las rocas máficas-ultramáficas del yacimiento Las Águilas, Provincia de San Luis, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo, CD-ROM, 171, Montevideo.
- Ferracutti, G., Mogessie, A. y Bjerg, E. A. 2005. Chemical and mineralogical profile of the Las Águilas mafic-ultramafic drill core, San Luis Province, Argentina. *Mitteilungen Der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 151: 40.

- Ferracutti, G., Mogessie, A. y Bjerg, E. A. 2006. Chrome spinels from the Las Águilas mafic-ultramafic intrusion, San Luis province, Argentina. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 183: 63-77.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. y Mogessie, A. 2007a. Petrología y geoquímica de las rocas máficas-ultramáficas del área Río Las Águilas-Arroyo de Los Manantiales, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 406-416.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. y Mogessie, A. 2007b. Metales base y preciosos en Las Águilas, Argentina: génesis y evolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 434-446.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A. y Mogessie, A. 2008. Estructuras coloformes en el cuerpo mafico-ultramafico de Virorco. Resumen del 17° Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina. Tomo II, 555, Jujuy.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A. y Mogessie, A. 2011. Caracterización del bandeo ígneo en el cuerpo máfico-ultramáfico de Virorco, San Luis. En Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik (eds.). *Actas del 18° Congreso Geológico Argentino. Simposio Depósitos minerales en Argentina: modelos y técnicas de exploración, 1092-1093*, Neuquén.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A. y Mogessie, A. 2013. Petrology, geochemistry and mineralization of the Las Águilas and Virorco mafic-ultramafic bodies, San Luis Province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 102: 701-720.
- Ferracutti, G., Bjerg, E. A., Hauzenberger, C., Mogessie, A., Cacace, F. y Asiain, L. 2017. Meso to Neoproterozoic layered mafic-ultramafic rocks from the Virorco back-arc intrusion, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 489-506.
- Gervilla, F., Sabalúa, J., Carrillo, R., Fenoll Hach-Alí, P. y Acevedo, R. D. 1993. Mineralogy and mineral chemistry of the Las Águilas Ni-Cu deposit (province of San Luis, Argentina). *Current research in geology applied to ore deposits*, 461-464, Universidad de Granada, Granada.
- Gervilla, F., Sanchez-Anguita, A., Acevedo, R. D., Fenoll Hach-Alí, P. y Paniagua, A. 1997. Platinum-group element sulpharsenides and Pd bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Águilas (province of San Luis, Argentina). *Mineralogical Magazine* 61: 861-877.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 135-150.
- González, P. D. y Llambías, E. 1998. Estructura interna de las metamorfitas pre-Famatianas y su relación con la deformación del Paleozoico inferior en el área de Gasparillo, San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2, 421-426, Buenos Aires.

- Gordillo, C. y Lencinas, A. 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 577-650, Córdoba.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. y van Calsteren, P. 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from the subducted crust. *Science* 276: 551-555.
- Hauzenberger, Ch., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J. 1996. Granulite facies metamorphism in crystalline basement and ultramafic rocks in the Sierras Pampeanas Range, Province of San Luis, Argentina. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 141: 110-111.
- Hauzenberger, Ch. 1997. The Sierras de San Luis, Central-Argentina- metamorphic, metallogenic, and geochemical investigations. Tesis Doctoral, University of Graz (inérita), 200 p., Graz.
- Hauzenberger, Ch., Mogessie, A., Hoinkes, G., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 1997a. Platinum group minerals in the basic to ultrabasic complex of the Sierras de San Luis, Argentine. *Mineral Deposits: Research and Exploration-Where Do They Meet?* A. A. Balkema Publishers, 439-442, Brookfield.
- Hauzenberger, Ch., Mogessie, A., Hoinkes, G., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 1997b. Granulite facies metamorphism of the basement of the Sierras de San Luis, Argentina- An Anticlockwise P-T path. *Terra Nova* 9: 678.
- Hauzenberger, Ch., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulite facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95-126.
- Holland, T. J. B. 1979. Reversed hydrothermal determination of jadeite-diopside activities: EOS (Transactions American Geophysical Union) 60: 405.
- Holland, T. J. B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist* 65: 129-134.
- Holland, T. J. B. 1983. The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeite clinopyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82: 214-220.
- Holland, T. y Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Holness, M. B., Stripp, G., Humphreys, M. C. S., Veksler, I. V., Nielsen, T. F. D. y Tegner, C. (2011). Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* 52: 175-222.

- Hoover, J. D. 1989. Petrology of the Marginal Border Series of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology* 30: 399-439.
- Huppert, H. E. y Sparks, R. S. 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influxes of hot, dense ultrabasic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75: 279-89.
- Irvine, T. N. 1982. Terminology for layered Intrusions. *Journal of Petrology* 23: 127-162.
- Irvine, T. N. y Smith C.H. 1967. The ultramafic rocks of the Muskox intrusion. En Wyllie, P.J. (ed.) *Ultramafic and Related Rocks*: 38-49, Nueva York.
- Jackson, E. D. 1970. The cyclic unit in layered intrusions-a comparison of repetitive stratigraphy in the ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke and Bushveld Complexes. Special publication, Geological Society of South Africa 1: 391-424.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. y Dunn, T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120: 111-134.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawdesworth, C. J., Koloskov, A., Maury, R. C. y Bellon, H. 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 577-600.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L.H. 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Obra del Centenario del Museo de La Plata, Sección Geología*: 167-178, La Plata.
- Kilmurray, J. y Villar, L. 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Yrigoyen, M. (eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis*, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 33-54, San Luis.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E. A., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig A. 1998a. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 549-552.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E. A., Dimieri, L., Delpino, S., Raniolo, A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, Ch. y Felfernig, A. 1998b. Anomalías geofísicas en la faja de Rocas Máficas-Ultramáficas de la Sierra Grande de San Luis, Argentina. 4° Reunión de Mineralogía y Metalogía: 139-146, Bahía Blanca.
- Kostadinoff, J., Delpino, S., Bjerg, E. A., Mogessie, A., Raniolo, A., Arrese, M. y Ferracutti, G. 2005. Prospección geológica y geofísica de sulfuros en el área de Virorco-La Bolsa, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 559-566.

- Latypov, R. 2003. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation. *Journal of Petrology* 44: 1579-1618.
- Latypov, R., Chistyakova, S. y Alapieti, T. 2007. Revisiting problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic-ultramafic intrusive bodies. *Lithos* 99: 178-206.
- Le Maitre, R. W. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. Second Edition.* Cambridge University Press, 236 p., Oxford.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. y Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Llambías, E. y Malvicini, L. 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 100-143.
- Lofgren, G. E., y Donaldson, C. H. 1975. Curved branching crystals and differentiation in comb Layered rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49: 309-319.
- Mallimacci, H. S. 1985. Informe de prospección sector rocas básicas, Provincia de San Luis. Informe, Dirección General de Fabricaciones Militares, Centro de Exploración Geológico-Minera (CEGM), (inédito).
- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1993, Petrología y génesis del yacimiento de sulfuros de Ni, Cu y platinoideos Las Águilas Este, Provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 3-20.
- Malvicini, L. y Brogioni, N. 1996. Las Águilas Este Deposit: shear zone hosted hydrothermal Cu-Ni sulfide and platinum-group elements mineralization in the mafic-ultramafic complex of San Luis Range, Argentina. *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera Symposium, Proceedings: 1475-1485, Reno/Sparks, Nevada.*
- McBirney, A. R. 1989. The Skaergaard Layered Series: I. Structure and average compositions. *Journal of Petrology* 30: 363-397.
- McBirney, A. R. 1996. The Skaergaard Intrusion. En Cawthorn, R. G. (ed.), *Layered Intrusions: 147-180, Amsterdam.*

- McBirney, A. R. 2002. The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded elements. *Journal of Petrology* 43: 535-556.
- McBirney, A. R. y Nicolas, A. 1997. The Skaergaard Layered Series. Part II. Magmatic flow and dynamic layering. *Journal of Petrology* 38: 569-580.
- McBirney, A. R. y Noyes, R. M. 1979. Crystallization and layering in the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 20: 487-554.
- Meurer, W. P. y Boudreau, A. E. 1998. Compaction of igneous cumulates part I: Geochemical consequences for cumulates and liquid fractionation trends. *Journal of Geology* 106: 281-292.
- Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E. F., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J. 1994. The petrology and mineralization of the basement and associated mafic-ultramafic rocks, San Luis province, Argentina. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 139: 347-348.
- Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E. F., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J. 1996. Platinum-Group minerals from the Las Águilas ultramafic units, San Luis Province, Argentina. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 141: 157-159.
- Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E. F., Bjerg, E. A. y Kostadinoff, J. 2000. Genesis of platinum-group minerals in the Las Águilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. *Mineralogy and Petrology* 68: 85-114.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535-550.
- Namur, O. y Charlier, B. 2012. Efficiency of compaction and compositional convection during mafic crystal mush solidification: The Sept Iles layered intrusion, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163: 1049-1068.
- Namur, O., Charlier, B., Toplis, M., Higgins, M., Liégeois, J. y Vander Auwera, J. 2010. Crystallization Sequence and Magma Chamber Processes in the Ferrobasaltic Sept Iles Layered Intrusion, Canada. *Journal of Petrology*: 1203-1236.
- Namur, O., Humphreys, M. C. S. y Holness, M. B. 2013. Lateral reactive infiltration in a vertical gabbroic crystal mush, Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* 54: 985-1016.
- Naslund, H. R. 1984. Petrology of the Upper Border Series of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 25: 185-212.

- Naslund, R. y McBirney, A. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. En: Cawthorn, R. G. (ed.), Layered Intrusions: 1-43, Amsterdam.
- Nielsen, T. 2004. The shape and volume of the Skaergaard intrusion, Greenland: Implications for mass balance and bulk composition. *Journal of Petrology* 45: 507-530.
- Nehru, C. E. y Wyllie, P. J. 1974. Electron microprobe measurement of pyroxenes coexisting with H₂O - undersaturated liquid in the join CaMgSi₂O₆- Mg₂Si₂O₆-H₂O at 30 kilobars, with applications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 221-228.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O. 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g Saladillo, Provincia de San Luis. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 78: 1-62.
- Pearce, J. y Stern, R. 2006. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. En: Christie, D. M., Fisher, C. R., Lee, S. M. y Givens, S. (eds.). *Back-Arc Spreading Systems; Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series 166: 63-86, American Geophysical Union, Washington.*
- Philpotts, A. R. y Philpotts, D. E. 2005. Crystal-mush compaction in the Cohasset flood-basalt flow, Hanford, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145: 192-206.
- Powell, M. y Powell, R. 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 249-263.
- Ramos, V. 1988. Late proterozoic-early paleozoic history of South America - a collisional history. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V. 1995. Sudamerica: un mosaico de continentes y oceanos. *Ciencia Hoy* 6: 24-29.
- Ramos, V., Vujovich, G. y Dallmeyer, R. D. 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la Sierra de Pie de Palo (San Juan): Edad e implicaciones tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5, 377-391, Buenos Aires.
- Ramos, V., Dallmeyer, R. D. y Vujovich, G. 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds). *The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142, 143-158, London.*
- Rollinson, H. R. y Tarney, J. 2005. Adakites the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* 79: 61-81.
- Sabalúa, J. 1986. Yacimiento Las Águilas. Mineralización Ni-Cu-Co, Departamento Pringles, Provincia de San Luis, República Argentina. Informe final, DGFm, Subdirección de Desarrollo Minero, Centro de Exploración Geológico Minero, (inérito) 32 p., Mendoza.

- Sabalúa, J., Chabert, M. y Santamaria, G. 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel, en el cuerpo básico de Las Águilas, Provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 497-507, San Luis.
- Sato, A. M., Gonzalez, P. D. y Sato, K. 2001. First indication of Mesoproterozoic age from the western basement of Sierra de San Luis, Argentina. 3° South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts Volume, 241-244, Santiago, Chile.
- Sato, A. M., González, P. D. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 487-504.
- Schmidt, M. W. 1992 Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.
- Shelley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hall, 445p, London.
- Sims, J. P., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe Geológico y Metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones, provincias de San Luis y Córdoba. Geológico Minero Argentino, Anales 28: 1-148, Buenos Aires.
- Sims, J. P., Ireland, T. R., Camacho A., Lyons, P., Pieters, P. E., Skirrow, R. G., Stuart-Smith, P. G. y Miró R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina. Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin, implications for the Proto-Andean margin of Gondwana, Geological Society of London, Special Publication 142: 259-281, London.
- Schmidt, M. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.
- Sparks, R. S., Huppert, H. E., Kerr, R. C., McKenzie, D. P. y Tait, S. R. 1985. Postcumulus processes in layered intrusions. Geological Magazine 122: 555-568.
- Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Lopez de Luchi, M. G. 2008. Time constraints on the Famatinian and Achalian structural evolution of the basement of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). Journal of South American Earth Sciences. 25: 336-358.
- Steenken, A., Lopez de Luchi, M. G., Martinez Dopico, C., Drobe, M., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2011. The neoproterozoic-early paleozoic metamorphic and magmatic evolution of the eastern Sierras Pampeanas: an overview. International Journal of Earth Sciences 100: 465-488.

- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in ocean basin*, Geological Society, Special Publication 42: 313-345, London.
- Szabados, C. 1997. Petrogenesis of trachyandesite and trachyte rocks in the Mórógy hill, South Hungary. *Acta mineralogica-petrographica* 38: 37-50.
- Talwani, M., Worzel, J. I. y Landisman, H. 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 64: 49-59.
- Taubeneck, W. H. y Poldervaart, A. 1960. Geology of the Elkhorn mountains, northeastern Oregon: part II Willow Lake intrusion. *Geological Society of America Bulletin* 71: 1295-1322.
- Tegner, C., Thy, P., Holness, M. B., Jakobsen, J. K. y Lesher, C. E. 2009. Differentiation and compaction in the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology* 50: 813–840.
- Turner, J. S. y Campbell, I. H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews* 23: 255-352.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean Margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 235-258, London.
- Wager, L. R. 1960. The major element variation of the Layered Series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the Hidden Layered Series and of the successive residual magmas. *Journal of Petrology* 1: 364-398.
- Wager, L. R. y Deer, W. A. 1939. Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Grønland* 105: 352 p.
- Wager, L. R. y Brown, G. M. 1968. *Layered Igneous Rocks*, 588 p., Edimburgo.
- Walraven, F., Armstrong, R. A., y Kruger, F. J. 1990. A chronostratigraphic framework for the northcentral Kaapvaal Craton, the Bushveld Complex and Vredefort structure. *Tectonophysics* 171: 23-48.
- Weaver, B. L. y Tarney, J. 1984. Major and trace element composition of the continental lithosphere, *Physics and Chemistry of the Earth* 15: 39-68.
- Wells, P. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 129-139.

- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Wood, B. J. y Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42: 109-124.
- Zaffarana, C., Geuna, S., Poma, S. y Patiño Douce, A. 2011. Reassessment of the volume of the Las Aguilas mafic-ultramafic intrusive, San Luis, Argentina, based on an alternative geophysical model. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 183-195.