

Vanessa Colás Ginés

Modelos de alteración de cromititas ofiolíticas durante el metamorfismo

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Fanlo González, Isabel
González Jiménez, José María

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Tesis Doctoral

MODELOS DE ALTERACIÓN DE CROMITITAS OFIOLÍTICAS DURANTE EL METAMORFISMO

Autor

Vanessa Colás Ginés

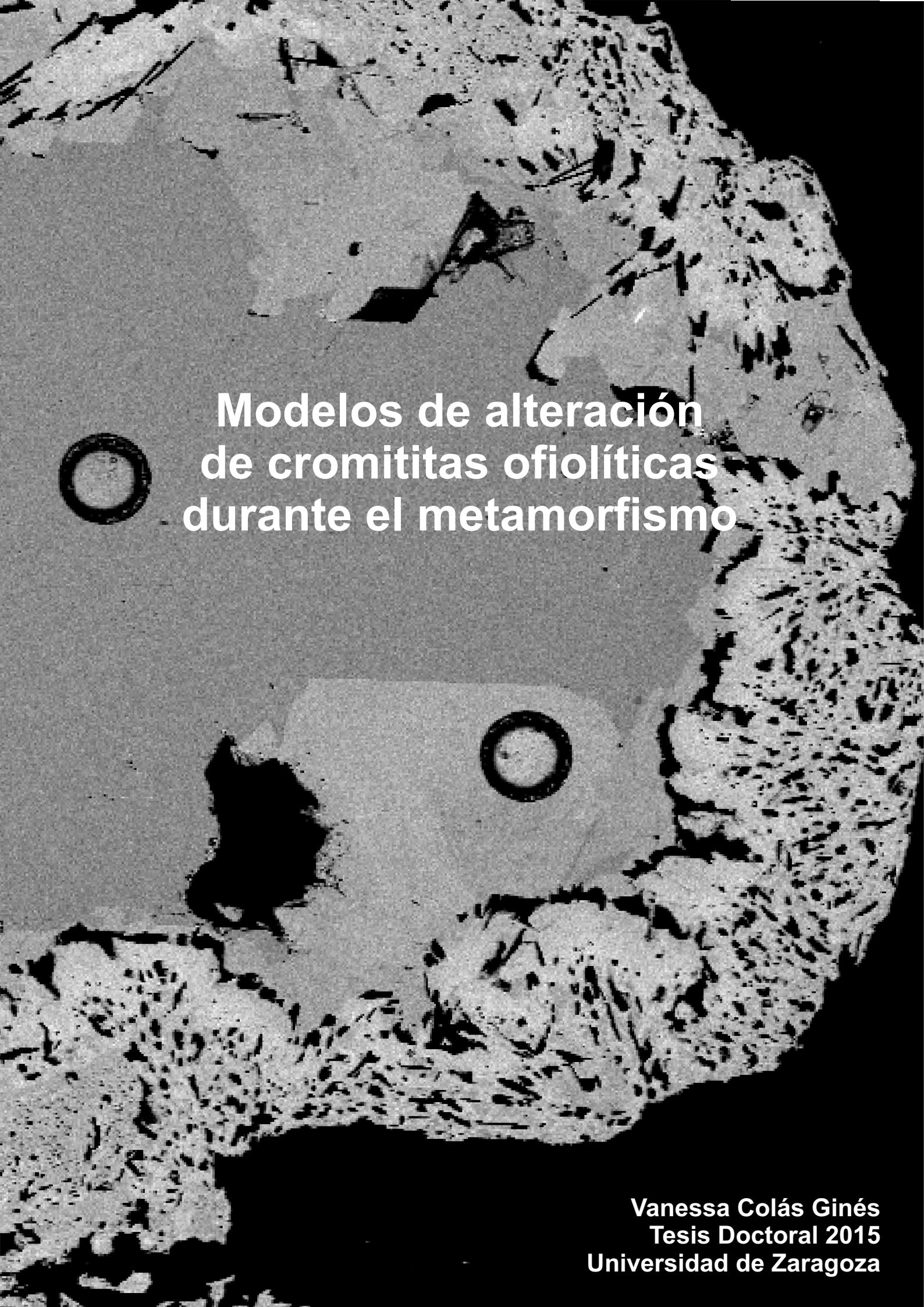
Director/es

Fanlo González, Isabel
González Jiménez, José María

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2015



Modelos de alteración de cromititas ofiolíticas durante el metamorfismo

Vanessa Colás Ginés
Tesis Doctoral 2015
Universidad de Zaragoza



Universidad de Zaragoza
Facultad de Ciencias
Departamento de Ciencias de la Tierra

Modelos de alteración de cromititas ofiolíticas durante el metamorfismo

Tesis Doctoral 2015

Vanessa Colás Ginés

Directores

Dra. Isabel Fanlo González (Universidad de Zaragoza, España)
Dr. José María González Jiménez (Universidad de Chile, Chile)

**Si me caí, es porque estaba
caminando.
Y caminar vale la pena,
aunque te caigas.**

***Eduardo Galeano*
(1940-2015)**

A mis padres

Agradecimientos

Llegados a este punto me gustaría agradecer de forma breve a todas aquellas personas que de un modo u otro han colaborado para que este trabajo haya llegado a buen puerto y a tiempo, que no es poco.

En primer lugar, agradecer a la Dra. Isabel Fanlo González, Directora de esta Tesis Doctoral quien desde los últimos años de carrera (hace casi siete años) me dio la gran oportunidad de darme a conocer este apasionante mundo de la Investigación Científica. Por haber creído en mi para desarrollar este proyector de Investigación y darme la oportunidad de trabajar con los mejores. Por su completa disponibilidad y su eterna paciencia conmigo en los momentos que le llevé a la desesperación.

Al Dr. José María González Jiménez, Codirector de esta Tesis, que pese a la lejanía y cambios de horarios imposibles siempre está dispuesto a ayudarme y enseñarme. Por mostrarme cómo es realmente es el mundo de la Investigación Científica desde el punto de vista próximo al mío y enseñarme a hacer ciencia. Por su infinita paciencia, sus comentarios críticos y sus consejos que, pese a su juventud, son muy maduros y fruto de la experiencia personal. Gracias por ser un ejemplo a seguir de superación y de esfuerzo tanto en la vida como en la ciencia.

Al Dr. Fernando Gervilla Linares que, pese a que no figure como director de Tesis, me ha dado la gran oportunidad de trabajar con él. Por ser mi mentor, por su inestimable ayuda, sus comentarios críticos y las aportaciones a este trabajo de investigación. Así mismo quiero agradecerle todo el apoyo y consejos que he recibido de su parte.

I would like to give thanks to Dr. Thomas Kerestedjian, Head of Department of Mineralogy, Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences for his help and guidance during field trip in Bulgaria as well as for give me the opportunity to work in his country. I also acknowledge Ivanina Sergeeva for her excellent qualities in the field, her excellent friendly and to be a strong woman.

Al Dr. Joaquín A. Proenza Fernández, profesor de la Universidad de Barcelona, por haber proporcionado las muestras con las que se realizó parte de esta Tesis y por ayúdame a entender la geología de las zonas de estudio.

I also would like to give special thanks to Profs Suzanne Y. O'Reilly and William L. Griffin, and Norman J. Pearson for hosting and supervising me at the CCFS ARC Centre of Excellence and GEMOC at Macquarie University, (Sydney, Australia) and introducing me into the international research. Thank you for your time, knowledge and support.

A Jose Alberto Padrón Navarta, por acogerme y supervisarme durante mis estancias en Géosciences Montpellier, Universidad de Montpellier 2 (Montpellier, Francia). Gracias por haber invertido tu tiempo en enseñarme algo tan abstracto para los mineralogistas como es la termodinámica y por hacerme ver las cosas desde un punto de vista más petrológico.

Al Dr. Ignacio Subías Pérez, del Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza, por su disposición para ayudarme y resolver cualquier problema siempre con una sonrisa y sobretodo, con una visión más práctica y realista de las cosas.

Al Dr. Vicente López Sánchez-Vizcaíno, de la Escuela Politécnica Superior de Linares, por haberme iniciado en la locura que supone manejar Perple_X y ayudarme a resolver mis problemas (que no eran pocos) con entusiasmo y alegría.

A Cristina Gallego y M^a Ángeles Laguna, del Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza por sus aportaciones técnicas en el trabajo con el SEM y FESEM y, especialmente, en su destreza para captar las imágenes que reflejan la esencia de este trabajo. También quería agradecerles su alegría y haberme hecho pasar momentos divertidos delante de la pantalla.

A Xavier Llovet, dels Serveis Científico Tècnics de la Universitat de Barcelona, por su apoyo técnico y su ayuda durante la realización de los análisis de microsonda.

I'm so grateful to Dr William Powell, from the CCFS ARC Centre of Excellence and GEMOC at Macquarie University who help me with LA-ICP-MS analysis which form a very important part of PhD Thesis.

A Ester Mateo y al resto de profesores del Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.

A las "chicas de mine", por todos los ratos buenos que hemos tenido y porque me habéis hecho ser ¡el último Mohicano!; y a los no tan becarios de Petro por esas Cenas de Navidad a las que espero seguir acudiendo.

Thanks to PhD students from GEMOC and Géosciences Montpellier to makes me feel like at home and be welcoming. I would like to give special thanks to Lavinia Tunnini and Arianna Secchiari to be my support overseas and my friends. Grazie.

A mis amigos y amigas de Segorbe y de Zaragoza, por apoyarme y estar ahí siempre, incluso desde la distancia.

A mis compañeras de carrera Marta y Guiomar, que han cometido la locura de dedicar su vida a la Investigación.

A mi familia, especialmente a mis abuelos porque tengo la grandísima suerte de disfrutar de ellos y que seguro estarán orgullosos de mí. A mi hermano, que admiro su valentía y madurez, y por ser siempre un gran apoyo. A mis padres, que nunca podré llegar a agradecer todo lo que han hecho por mí. Gracias por creer siempre en mis posibilidades y ayudarme a levantarme cuando más hondo he caído. Sin vosotros no sería quien soy.

A Isaac, por entenderme, cuidarme y quererme. Gracias por vivir esta experiencia conmigo y por ser mi compañero en este viaje tan apasionante que es la vida.

A todos gracias.

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación del Ministerio de Economía y Competitividad (proyecto CGL2010-15171 y beca FPI BES-2011-045423) y del Programa de Grupos de Investigación del Gobierno de Aragón (Grupo de Recursos Minerales)

Abstract

The composition of chromite is commonly used to interpret the petrogenesis and the geodynamic setting of its host ultramafic rocks. Its high resistance to alteration compared to the primary silicates has made this oxide particularly useful as a petrogenetic indicator in ultramafic rocks in which metamorphic alteration has obliterated other primary fingerprints. However, a great body of work, based on the study of chromitites from ophiolites, layered complexes, Alaskan-Ural complexes and komatiites, have shown that the chemistry and structure of chromite can be also significantly modified during both prograde and retrograde metamorphism.

One of the main targets of the scientific community working on chromite in ultramafic host rocks is to know what processes may produce the alteration of chromite, and more importantly, what are the implications for the petrogenetic interpretations derived from them. Of particular interest is to develop a general alteration model to constrain the processes, mechanisms and conditions (temperature, pressure and chemical potential of the species) able to alter the chromite and to test if the alteration occurs during the prograde and/or retrograde metamorphism. In this work I will use a combination of petrological and geochemical tools to model the mechanisms that produce the alteration of chromite during metamorphism.

A set of chromite-bearing ophiolite complex showing variable metamorphic pathway were selected to undertake this study. The chromitite samples were selected from chromite deposits of three ophiolite complexes: i) the Eastern Rhodope in Bulgaria (retrograde metamorphism from eclogite- to amphibolite-facies), ii) Tehuitzingo serpentinites in Mexico (retrograde metamorphism from eclogite- to greenschist-facies), and iii) Los Congos and Los Guanacos ultramafic massifs in Argentina (prograde metamorphism up to granulite-facies with amphibolite-facies overprint). Additionally, chromitite samples of unmetamorphosed ophiolites from Mercedita (Eastern Cuba) and Dyne (New Caledonia) were used as examples of unaltered chromites for comparison.

Chromite in the metamorphosed chromitites from Eastern Rhodope and Tehuitzingo exhibits up to four textural types: i) *partly altered chromite*, with primary cores surrounded by porous chromite enriched in Cr₂O₃ and FeO and depleted in Al₂O₃ and MgO; ii) *porous chromite*, with a well-developed porosity and chlorite filling the pores; iii) *zoned chromite*, characterized by primary cores surrounded by non-porous chromite enriched in Fe₂O₃ (i.e. ferrian chromite), occasionally rimmed by magnetite; and iv) *non-porous chromite*, with polygonal mosaic-like texture. The different pattern of zoning are interpreted as a consequence of two-stage processes associated with the infiltration of reducing and SiO₂-rich fluids which evolve to more oxidizing and SiO₂-rich conditions.

P-T-X diagrams performed for these chromitites predict that the first alteration stage took place as a result of the reaction of primary chromite with highly reducing SiO_2 -rich fluids. This would result in the formation of porous chromite in equilibrium with chlorite. The theoretical model reproduces well the changes of #Cr and #Mg observed from primary to porous chromite in the natural samples. It suggests that porous chromite takes place from ca. 700 to 450°C in Eastern Rhodope while it occurs from ca. 700 to 250°C in Tehuitzingo, during the retrograde metamorphism from eclogite- to amphibolite- and greenschist-facies, respectively. T- μSiO_2 pseudosection suggests that the addition of highly reducing SiO_2 -rich fluids was crucial for the alteration of chromite. I suggest that such kind of fluids could emanate from the surrounding peridotite during serpentinization when silica minerals (olivine and pyroxene) were hydrated and dissolved. The temperatures for the second stage were estimated using isothermal Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+} sections and range between 450 to and 600°C. These overlap the range of temperatures estimated for the first stage. This suggests that oxidizing fluids evolved from previous reducing fluids, stabilizing magnetite and form non-porous ferrian chromite by infiltration through the network of pores in the porous chromite.

The analysis of a suite of minor and trace elements (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V, Sc) in the chromite grains from Eastern Rhodope and Tehuitzingo using LA-ICP-MS in this work is revealed as a powerful tool to identify metamorphic fingerprints. Thus when the distribution of these elements in the altered chromite grains is compared with those from unmetamorphosed chromitites, I observed that partly altered chromites after primary high-Cr chromite are enriched in Zn, Co and Mn (ZCM-anomaly) but strongly depleted in Ga, Ni and Sc. This distribution of minor and trace elements is related to a decrease in Mg# [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$] and Al_2O_3 , produced by the crystallization of chlorite in the pores of porous chromite. Non-porous chromite is enriched in Ti, Ni, Zn, Co, Mn and Sc but depleted in Ga, suggesting that fluid-assisted processes have obliterated the primary magmatic signature. Zoned chromites have cores depleted in Ni, (Ga) and Sc but are progressively enriched in Zn and Co as Mg# and Al_2O_3 decrease toward the rims. They have overall lower concentrations in Ga, Ni and Sc and higher Zn and Co than the non-porous rims of ferrian chromite. Magnetite rims of zoned chromite from Tehuitzingo are strongly depleted in all minor and trace elements, denoting their subsequent formation. The complex variation of the minor and trace elements vs $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ in the different types of chromite suggests a complex interplay of substitutions, linked with the ability of fluids to infiltrate the chromite and the extent of the re-equilibration between pre-existing cores and newly-formed rims. The results demonstrate that metamorphism can seriously disturb the original magmatic distribution of minor and trace elements in chromite. The abundances of these elements, and by inference the major elements, can be strongly modified even in the cores of grains that appear "unaltered" in terms of major elements.

In the samples from Los Congos and Los Guanacos (Argentina) there are different textural types of chromite: i) Type I / homogeneous Fe_2O_3 -rich chromite in contact with relicts of clinopyroxene; ii) Type II, with spinel grains hosting a

complex intergrowth of blebs and very fine lamellae of magnetite; iii) *Type III*, with symplectic texture composed of variable proportion of magnetite and spinel.

Isochemical phase diagrams (pseudosection) computed for chromitite samples from Los Guanacos predict that the formation of non-porous ferrian chromite take place as a result of the infiltration of more oxidizing fluids through porous chromite probably, during seafloor metamorphism (ca. 300°C and 4 kbar). According to the calculated phase relations, prograde metamorphism produces the reaction of non-porous chromite with chlorite to form a homogeneous chromite with higher Al₂O₃, Fe₂O₃ and MgO at ca. 780°C and 10kbar, which according to regional studies can be associated with the granulite-facies peak conditions. The blocking temperature obtained in Type III chromite from Los Guanacos (ca. 600°C) suggests that the exsolution of non-porous chromite in Type II and Type III chromite grains, which have higher Fe₂O₃ and lower Cr₂O₃ than those from Type I take place during the amphibolite-facies metamorphism.

Partition coefficient of major, minor and trace elements (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V, Sc) in the equilibrium pair spinel-magnetite in Type III chromite grains from Los Guanacos indicate that Ga³⁺, Co²⁺ and Zn²⁺ are compatible, while Ti⁴⁺, Ni²⁺, V³⁺, Sc³⁺ and, lesser extent Mn²⁺ are incompatible in spinel. I suggest that such distribution is the consequence of the affinity of these metal ions for an octahedral or tetrahedral coordination site in the spinel structure and, therefore, their preference to form normal or inverse spinel structure. The ideal behavior of minor and trace elements in the equilibrium pair spinel-magnetite explains why the formation of non-porous chromite rims, with inverse spinel structure, modified the composition of cores from zoned chromite, with normal spinel structure.

Índice

Capítulo 1. Introducción	1
 1.1. ANTECEDENTES	3
1.1.1. Cromita y cromititas	3
1.1.2. Tipos de cromititas: generalidades	5
1.1.1.1. Cromititas estratiformes	7
1.1.1.2. Cromititas ofiolíticas	9
1.1.3. Clasificación de las cromititas ofiolíticas	14
1.1.4. Modelos de formación de las cromititas ofiolíticas	18
1.1.5. Cromita y su uso como indicador petrogenético	25
1.1.6. Alteración de las cromititas: estado actual de conocimiento	29
 1.2. Objetivos de la Tesis	33
Capítulo 2. Metodología	35
 2.1. Revisión bibliográfica	37
 2.2. Selección de muestras	38
2.2.1. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales	38
2.2.2. Serpentinita de Tehuitzingo	38
2.2.3. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos	39
2.2.4. Cinturones ofiolíticos de Mayarí-Baracoa y Massif du Sud	39
 2.3. Técnicas analíticas	39
2.3.1. Microscopía de luz reflejada y transmitida	39
2.3.2. Microscopio electrónico de barrido	41

2.3.3. Microsonda electrónica	42
2.3.4. Ablación láser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS)	44
2.4. Cálculo de diagramas de fase (perple_X)	48

**Capítulo 3. Modelos de solución sólida para espinelas
cromíferas** **53**

3.1. INTRODUCCIÓN	55
3.1.1. Formulación del modelo de solución sólida	57
3.2. Modelo previo de solución para espinela cromífera (CrSp)	61
3.3. Modelo de solución para la mezcla Mg-Fe²⁺	64
3.4. Modelo de solución para Espinelas cromíferas con Fe₂O₃	67

**Capítulo 4. Metamorfismo retrógrado en facies de eclogita-
anfibolita: cromititas de los Rhodopes Orientales, Bulgaria ...** **73**

4.1. Contexto geológico	75
4.1.1. Complejo Metamórfico de los Rhodopes	75
4.1.2. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales	81
4.2. Mineralizaciones de cromita	83
4.2.1. Caracterización petrológica y textural	85
4.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores	88
4.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza	91
4.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores, menores y traza	97

4.2.5. Composición química de la cromita no metamorfizada: elementos mayores, menores y traza	101
4.3.Discusión	103
4.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración.....	103
4.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración.....	106
4.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración.....	110
4.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración	112
4.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita	112
Capítulo 5. Metamorfismo retrógrado en facies de eclogitas- esquistos verdes: cromititas de la serpentinita de Tehuitzingo, México	131
 5.1.Contexto geológico	133
5.1.1. Complejo Acatlán	133
5.1.2. La serpentinita de Tehuitzingo	137
 5.2.Mineralizaciones de cromita	139
5.2.1. Caracterización petrológica y textural	140
5.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores	144
5.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza	146
5.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores	147
 5.3.Discusión	149

5.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración	149
5.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración	152
5.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración	152
5.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración	153
5.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita	154
Capítulo 6. Metamorfismo en facies de granulitas: cromititas de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos, Argentina	169
6.1.Contexto geológico	171
6.1.1. Sierras de Córdoba	171
6.1.2. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos	174
6.2.Mineralizaciones de cromita	176
6.2.1. Caracterización petrológica y textural	177
6.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores	179
6.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza	181
6.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores.....	183
6.3.Discusión	185
6.3.1. Naturaleza de los intercrecimientos	185
6.3.2. Origen de las texturas de exsolución	187

6.3.3. Condiciones en las que se produce el enriquecimiento en Fe ₂ O ₃ durante el metamorfismo	189
6.3.4. Mecanismos de exsolución	191
6.3.5. Temperatura de exsolución	193
6.3.6. Coeficientes de reparto entre las fases exsuetas	195
6.3.7. Parámetros que controlan la distribución de los elementos menores y traza en las exsoluciones	198
6.3.8. Implicaciones de los coeficientes de reparto durante el metamorfismo de la cromita	205
 Conclusions	 207
 Referencias	 211
 Apéndices (CD-ROM)	

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

- 1.1.1. Cromita y cromititas
- 1.1.2. Tipos de cromititas: generalidades
 - 1.1.2.1. Cromititas estratiformes
 - 1.1.2.2. Cromititas ofiolíticas
- 1.1.3. Clasificación de las cromititas ofiolíticas
- 1.1.4. Modelos de formación de las cromititas ofiolíticas
- 1.1.5. Cromita y su uso como indicador petrogenético
- 1.1.6. Alteración de las cromititas: estado actual del conocimiento

1.2. Objetivos de la Tesis

1.1. ANTECEDENTES

1.1.1. Cromita y cromititas

Las cromititas constituyen los principales yacimientos de **cromita**, que es el único mineral mena de cromo. El nombre de este mineral fue establecido por el mineralogista, geólogo y físico austriaco Wilhelm Karl Ritter von Haidinger en 1845 y hace alusión a su composición. La cromita es un óxido perteneciente al grupo de las espinelas -grupo (07.02.03) según la clasificación de Dana (Gaines et al., 1997)-, y es uno de los primeros minerales en cristalizar a partir de fundidos básicos o ultrabásicos (1200-1300°C; ej. Lago et al., 1982; Hill y Roeder, 1974; Roeder y Reynolds, 1991).

Desde el punto de vista composicional la cromita que se encuentra en la naturaleza hace referencia a los minerales del grupo de la espinela cromífera, $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$. La nomenclatura de este grupo de minerales es extensa debido a la amplia solución sólida existente entre los diferentes miembros extremos que la forman {magnetita (Fe_3O_4)-hercinita (FeAl_2O_4)-cromita (FeCr_2O_4)-magnesioferrita (MgFe_2O_4)-espinela (MgAl_2O_4)-magnesiocromita (MgCr_2O_4)}. Dicha solución sólida se suele representar en un prisma como el de la Figura 1.1.

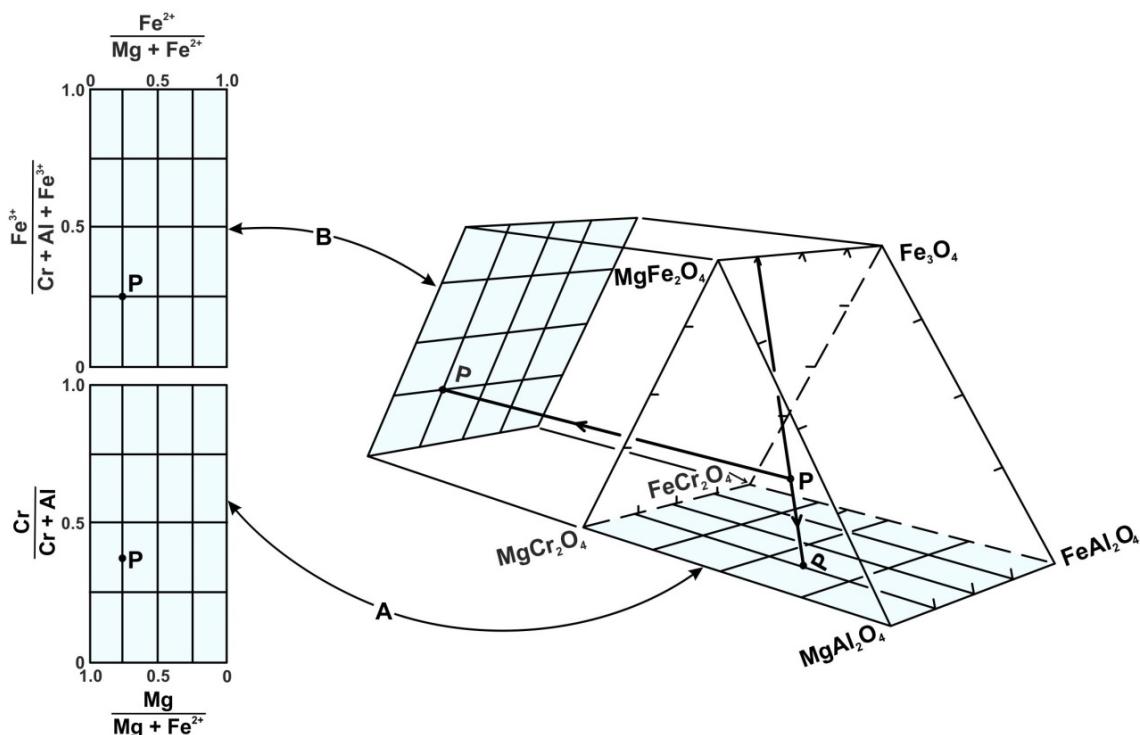


Figura 1.1. Prisma donde se representa la composición de las espinelas cromíferas (ej. composición P) como parte de una solución sólida compuesta por seis miembros extremos, y las dos proyecciones binarias más comunes para ilustrar las variaciones composicionales de la cromita (Irvine, 1965).

Según Thayer (1973), el término cromita se emplea para composiciones de espinela con más de un 15% en peso de Cr_2O_3 , sin considerar el contenido en el resto de componentes de la solución sólida (i.e., Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , FeO). Sin embargo en esta Tesis Doctoral se adopta una definición ligeramente diferente a la de Thayer en la cual se denomina a cualquier espinela cromífera por sus relaciones de las proporciones atómicas Cr/Al [$\# \text{Cr} = \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$], Mg/Fe^{2+} [$\# \text{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$] y Al/Fe^{3+} [$\# \text{Al} = \text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$] según se especifica en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1. Nomenclatura de los miembros extremos y distribución de los elementos mayores, menores y traza en la estructura de las espinelas cromíferas, donde () son las posiciones tetraédricas y [] las posiciones octaédricas.

Estructura	Elementos mayores	Elementos menores y traza		Relaciones de las proporciones atómicas				
		Posición				#Cr	#Mg	#Al
		A	B	A	B			
Espinela	Normal	Mg^{2+}	Al^{3+}	$\text{Zn}^{2+}, \text{Co}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Ni}^{2+}$ $\text{V}^{3+}, \text{Sc}^{3+}, \text{Ga}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$		< 0.5	> 0.5	> 0.5
Hercinita		Fe^{2+}	Al^{3+}			< 0.5	< 0.5	> 0.5
Magnesiocromita	$(\text{A})[\text{B}]_2\text{O}_4$	Mg^{2+}	Cr^{3+}			> 0.5	> 0.5	> 0.5
Cromita		Fe^{2+}	Cr^{3+}			> 0.5	< 0.5	> 0.5
Magnesioferrita	Inversa	Mg^{2+}	Fe^{3+}			> 0.5	> 0.5	< 0.5
Magnetita	$(\text{B})[\text{AB}]_2\text{O}_4$	Fe^{2+}	Fe^{3+}			> 0.5	< 0.5	< 0.5

La estructura de la cromita, magnesiocromita, espinela y hercinita es de tipo espinela normal, AB_2O_4 , donde A corresponde a las posiciones en coordinación tetraédrica de los metales divalentes (Fe^{2+} , Mg^{2+}) y B corresponde a las posiciones octaédricas ocupadas por metales trivalentes (Cr^{3+} , Al^{3+} , Fe^{3+}). En cambio, la magnetita y magnesioferrita tienen una estructura de tipo espinela inversa, $\text{B}(\text{AB})_2\text{O}_4$, donde A corresponde a las posiciones octaédricas y B corresponde a las posiciones tetraédricas y la mitad de las octaédricas (Tabla 1.1.). La variedad composicional de estos minerales es más amplia si se tiene en cuenta que elementos como Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} y Zn^{2+} pueden sustituir al Fe^{2+} y Mg^{2+} en las posiciones A, y Ga^{3+} , Ti^{4+} , V^{3+} y Sc^{3+} pueden sustituir al Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} en las posiciones B en proporciones menores y traza (Tabla 1.1.). Así mismo, la cromita puede presentar una composición no estequiométrica debido a la presencia de vacancias catiónicas (Kamperman et al., 1996).

El término **cromitita** se emplea para denominar aquellas rocas ígneas que contienen entre un 50% y un 95% de cromita (Misra, 2000). Están asociadas a rocas básicas y/o ultra-básicas (Iherzolitas, harzburgitas, dunitas, gabros, anortositas, noritas,...) y pueden presentar una gran variedad de morfologías (lentes, capas, bandas, pods,...) y texturas (masiva, semimasiva,

diseminada, nodular, bandeada, brechificada,...). Las fases minerales mayoritarias en los cuerpos de cromititas son cromita y olivino, aunque la matriz puede estar constituida por diferentes proporciones de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol (ej. Duke, 1983; Augé, 1987; Leblanc y Nicolas, 1992; Voordouw et al., 2009). Las inclusiones más comunes en los granos de cromita son silicatos anhidros (olivino, orto- y clinopiroxeno, albita, nefelina, zircón,...) e hidratados (principalmente anfíbol y flogopita), sulfuros de Fe-Ni, minerales de elementos del grupo del platino (MGP) (ej. Augé, 1987; Leblanc y Nicolas, 1992; Li et al., 2005; Spandler et al., 2005; Pagé et al., 2012; González-Jiménez et al., 2014a), así como otras fases menos comunes como elementos nativos (diamante, grafito, oro,...) y aleaciones de elementos metálicos y semimetálicos (Fe-Ni-Cr, Fe-Co,...) (ej. Bai et al., 2000, 2001; McGowan et al., 2015; Yang et al., 2015).

Los grandes depósitos de cromititas representan laboratorios naturales para el estudio de los procesos ígneos que tienen lugar en la interfase manto superior-corteza inferior (ej. Leblanc y Ceuleneer, 1991; Mondal y Mathez, 2007; González-Jiménez et al., 2014a). La composición de la cromita, junto con la firma química e isotópica de las fases minerales incluidas en las cromititas, está controlada principalmente por la composición del magma parental y parámetros tales como la presión, temperatura y fugacidad de oxígeno que lo condicionan (ej. Hill y Roeder, 1974; Sack y Ghiorso, 1991; Horn et al., 1994; Paktunc y Cabri, 1995; Van der Veen y Maaskant, 1995; Canil, 1999, 2002; Kamenetsky et al., 2001; Connolly y Burnett, 2003; Lee et al., 2003, 2005; Righter et al., 2006; Li et al., 2008; Dare et al. 2009).

1.1.2. Tipos de cromititas: generalidades

Thayer (1960) clasificó las cromititas en función de sus características morfológicas en tipos estratiformes y podiformes. Sin embargo existe otro tipo de clasificaciones basadas en rasgos geoquímicos y tectónicos. Por ejemplo, Stowe (1994) propuso una clasificación que distinguía entre cromititas estratiformes, de tipo Bushveld y podiformes encajadas en ofiolitas. En cambio, esta clasificación no es del todo acertada ya que los complejos ofiolíticos, además de cromititas podiformes, pueden albergar cuerpos bandeados (Leblanc y Nicolas, 1992). Siguiendo esta línea de razonamiento, Proenza et al. (2002) y González-Jiménez et al. (2014b) sugirieron que el término más apropiado para las cromititas en complejos ofiolíticos, independientemente de su morfología, es el de cromititas ofiolíticas. En esta Tesis Doctoral se empleará esta última clasificación, diferenciando entre cromititas estratiformes y ofiolíticas (Tabla 1.2.).

Tabla 1.2. Características principales de los diferentes tipos de cromititas.

	Cromititas estratiformes	Cromititas ofiolíticas
<i>Morfología</i>	Capas paralelas	Lenticular, podiforme, capas, filones, cónica, tubular, lanceolada, fusiforme o boudinada.
<i>Dimensiones</i>	Extensión kilométrica y espesores variables (cm-m)	Extensión y espesores variables (cm-hm)
<i>Estructura del encajante</i>	Secuencia repetitiva de rocas ultramáficas-máficas	Secuencia ofiolítica: manto superior y zona de transición de la Moho
<i>Textura</i>	Masiva, semimasiva y diseminada	Masiva, semimasiva, diseminada, nodular, antinodular, orbicular, bandeada, schlieren, haces de filones, brechificada...
<i>Rocas encajantes</i>	Dunita, harzburgita y piroxenita	Harzburgita y dunita (raramente gabros) Cuerpos rodeados por dunita
<i>Rocas asociadas</i>	Anortosita, norita, troctolita, gabro y/o gabro-norita	Lherzolita, harzburgita, dunita, gabro y piroxenita
<i>Rasgos geoquímicos</i>	De muro a techo de las capas de cromitita y de la intrusión: aumento del Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, TiO_2 y elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V,...) y disminución de Cr_2O_3 y MgO Elevado EGP, aumentando hacia el techo de la intrusión	Contenido variable en Cr_2O_3 y Al_2O_3 Distribución bimodal: cromita rica en Al_2O_3 y rica en Cr_2O_3 Valores restringidos en MgO y FeO total Bajos en TiO_2 , Fe_2O_3 , elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V,...) y EGP
<i>Ambiente tectónico</i>	Puntos calientes en zonas anorogénicas, intrusiones sinorogénicas, sistemas de rift continental	Ofiolitas: zonas de supra-subducción, margen continental, dorsales oceánicas, pluma, arco volcánico, de acreción
<i>Ejemplos</i>	Bushveld (Sudáfrica), Gran Dike (Zimbabue), Stillwater (USA), Campo Formoso (Brasil), Duluth (Minnesota, USA) y Kemi (Finlandia)	Oman-Emiratos Árabes Unidos, Troodos (Chipre), Ojén (España), Tiebaghi y Massif du Sud (Nueva Caledonia), Luobusa (Tíbet), Kempirsai (Kazakstán), Zambales (Filipinas), distrito de Moa-Baracoa (Cuba)

1.1.2.1. Cromititas estratiformes

Los depósitos de cromita estratiformes se presentan como capas paralelas de extensión kilométrica y espesores de centimétricos a métricos intercaladas con rocas maficas y ultramáficas. Las capas en ocasiones se engrosan hacia los bordes del complejo, se cortan unas a otras, uniéndose lateralmente y/o están afectadas por procesos tectónicos. Las capas de cromitita se localizan en la parte basal de secuencias bandeadas conformadas de muro a techo por rocas ultramáficas con olivino y clinopiroxeno (dunita, harzburgita, piroxenita) y rocas maficas con plagioclasa, olivino y piroxeno (anortosita, norita, troctolita, gabro y/o gabro-norita) (Fig.1.2.a). Las texturas más comunes en los cuerpos de cromitita estratiformes son masivas, semimasivas y diseminadas.

La cromita de los cuerpos de cromitita estratiforme muestra una amplia variación en el contenido total de Fe_2O_3 , FeO y MgO y valores elevados, pero restringidos, del contenido en Cr_2O_3 (Leblanc y Nicolas, 1992; Stowe, 1994). Dentro de una capa de cromitita, la cromita muestra un enriquecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3 y FeO de muro a techo, acompañando de una disminución en Cr_2O_3 y MgO , como consecuencia de la modificación progresiva de la composición química del fundido residual durante la cristalización fraccionada. El contenido en TiO_2 tiende a ser más elevado (<1.5 % es peso; Leblanc y Nicolas, 1992), al igual que el de ciertos elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V,...), hacia la parte superior de cada capa individual. Esta tendencia se observa también desde las capas de cromitita de la base de la intrusión estratificada hasta las situadas hacia el techo de la misma. El contenido en elementos del grupo del platino (EGP) es relativamente elevado (superior a 3 ppm; Garuti et al., 2003, 2005; Naldrett et al., 2012), aumentando irregularmente en las diferentes capas distribuidas de muro a techo de la intrusión.

Los yacimientos de cromititas estratiformes se localizan en escudos precámbricos distribuidos a lo largo de toda la superficie terrestre, representando ambientes tectónicos diversos: puntos calientes en zonas anorogénicas, intrusiones sinorogénicas en greenstone belts o sistemas de rift continental. Los yacimientos más importantes por su extensión y reservas en cromo son: Bushveld (Sudáfrica), Gran Dike (Zimbabue) y los Complejos de Stillwater (USA), Campo Formoso (Brasil), Duluth (Minnesota, USA) y Kemi (Finlandia).

Respecto al origen de las cromititas estratiformes, actualmente se acepta el modelo propuesto por Irvine (1975, 1977) e Irvine y Sharpe (1986). En este modelo la mezcla de diferentes pulsos de fundidos basálticos, inyectados en una cámara magmática emplazada en la corteza, da lugar a un nuevo magma, híbrido, que evoluciona dentro del campo de estabilidad de cromita formando las capas de cromitita (véase apartado 1.1.4).

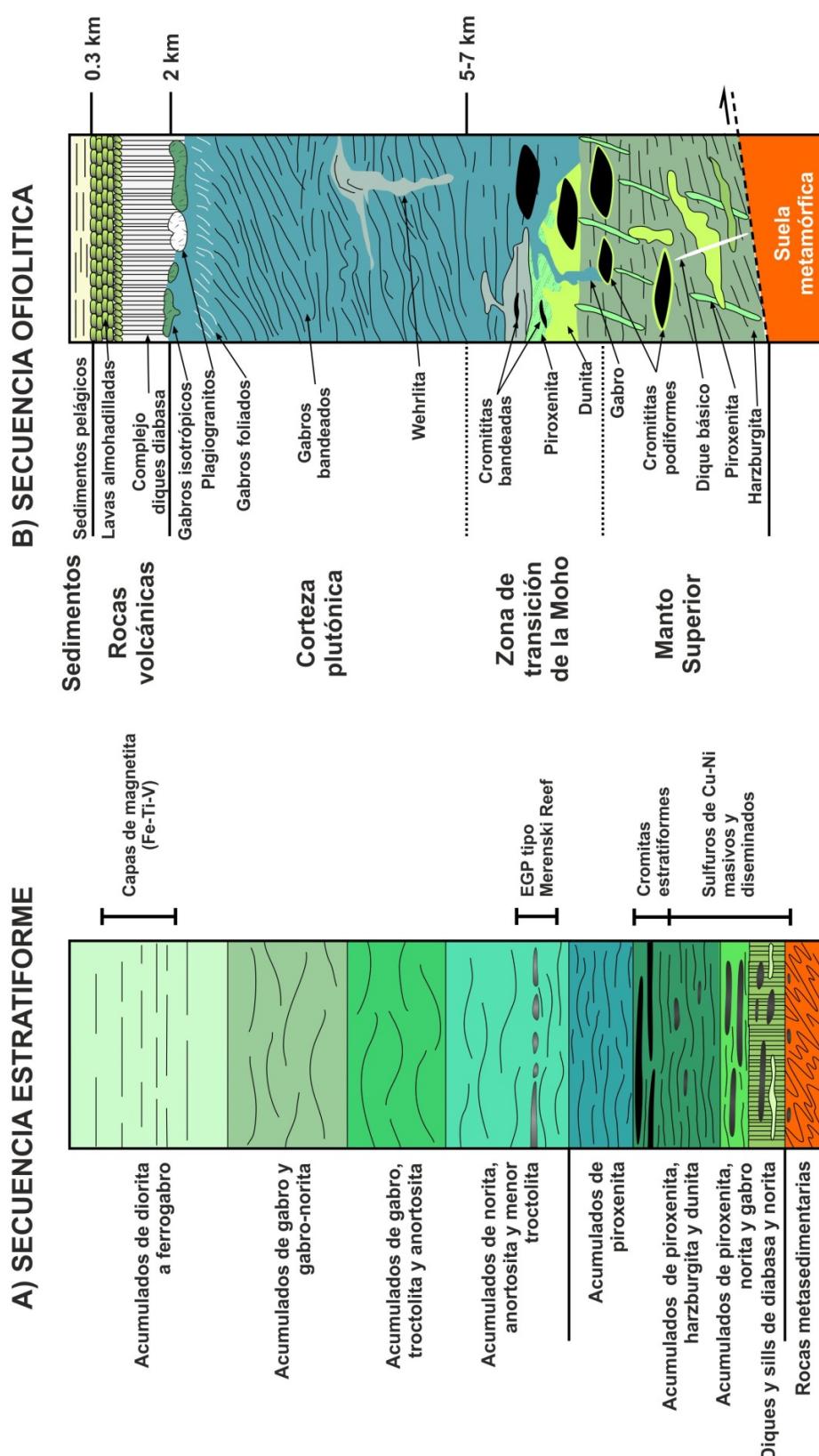


Figura 1.2. Columnas litológicas representativas de un complejo estratiforme en áreas cratónicas (**a**) y de un complejo ofiolítico (**b**), con la posible situación de los cuerpos de cromitita (modificado de Cabri, 1981; Naldrett, 1981; Sawkins, 1984; Laznicka, 1985; González-Jiménez, 2009).

1.1.2.2. Cromititas ofiolíticas

Las cromititas ofiolíticas incluyen cuerpos con morfologías diversas (lenticular, podiforme, capas, filones,...), generalmente de pequeñas dimensiones, con extensiones que pueden alcanzar escasos cientos de metros y espesores variables (pocos centímetros hasta decenas de metros). Los cuerpos de cromitita pueden ser discordantes, subcordantes o concordantes con la foliación de las peridotitas encajantes (Thayer, 1969; Cassard et al., 1981; Leblanc y Nicolas, 1992). Los cuerpos concordantes desarrollan fracturas de pull-apart perpendiculares al máximo alargamiento como resultado de la deformación plástica en el manto superior.

Los cuerpos de cromitita se pueden encontrar en diferentes niveles de la secuencia ofiolítica normalmente encajados en cuerpos de dunita de espesor variable (ej. Proenza et al., 1998, 1999; Gerville et al., 2005; González-Jiménez et al., 2011b, 2014b). La secuencia ideal de una ofiolita, según el manifiesto de Penrose de 1972 (Juteau y René, 1997), está conformada de muro a techo por (Fig.1.2.b): i) *complejo ultramáfico* (manto superior) constituido por porciones variables de harzburgitas, dunitas y en menor medida, Iherzolitas con fábrica de tectonitas; ii) *complejo gabroico* formado por gabros con textura de acumulados que hacia el muro se asocian con cumulados de peridotitas y piroxenitas. Estos materiales están menos deformados que las peridotitas del complejo ultramáfico; iii) *complejo filoniano básico o de diques*, normalmente diabásicas; y iv) *complejo volcánico básico*, compuesto por lavas almohadilladas intercaladas con radiolaritas. Concretamente, los cuerpos de cromitita se localizan en la sección mantélica de estas secuencias ofiolíticas, cerca de la zona de transición de la Moho (discordancia de Mohorovicic: límite corteza-manto) y menos comúnmente, en la parte inferior de la corteza oceánica (Fig.1.2.b) (ej. Prichard y Neary, 1982; Leblanc y Nicolas, 1992; Roberts y Neary, 1993; Proenza et al., 2002; Escayola et al., 2004, 2007; Uysal et al., 2005; Pagé y Barnes, 2009; González-Jiménez et al., 2014b; Robinson et al., 2015; Yang et al., 2015).

Las cromititas muestran un amplio rango de texturas primarias (Fig.1.3.), sin embargo, pueden estar modificadas por deformación plástica de alta temperatura. Las texturas primarias más comunes son masiva (>80% cromita), semimasiva (80-30% cromita) y diseminada (<30% cromita), las cuales pueden gradar de unas a otras. En ocasiones, las cromititas presentan otro tipo de texturas más específicas como: nodular, antinodular, orbicular, bandeada, schlieren, haces de filones, brechificada... (ej. Leblanc y Nicolas, 1992; Huang et al., 2004; González-Jiménez et al., 2014b; Prichard et al., 2015). En un cuerpo de cromitita puede haber uno o varios tipos de texturas, sin embargo, la zonación típica de estos cuerpos está conformada por un núcleo de cromitita masiva y bordes de cromitita semimasiva o diseminada.

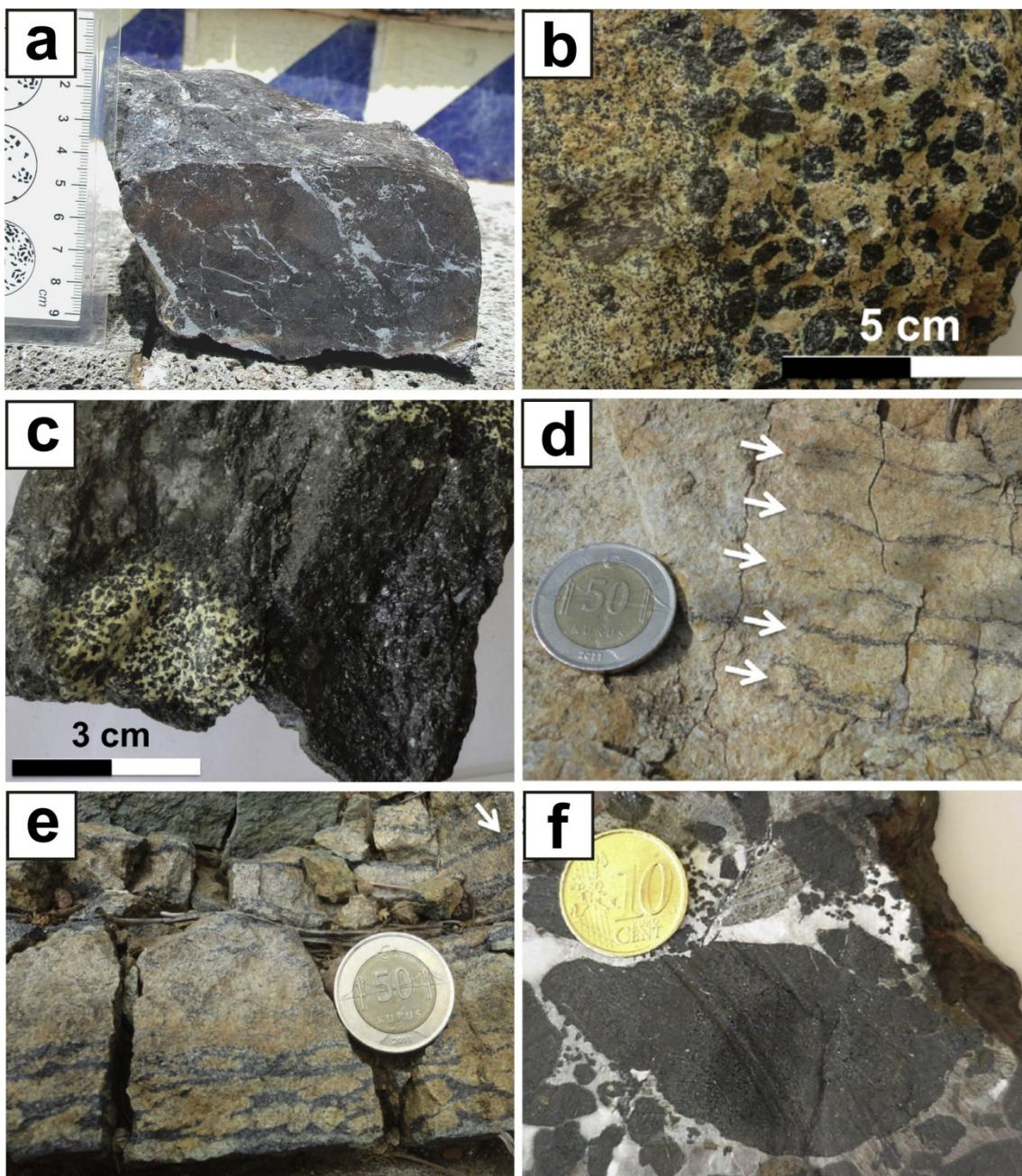


Figura 1.3. Ejemplos de texturas de cromititas ofiolíticas. (a) Cromitita masiva de la Serpentinita de Tehuitzingo, México; (b) dique de cromitita nodular cortando a la dunita con cromitita diseminada y (c) cromitita antinodular de la ofiolita de Lycian, Turquía; (d) cromitita bandeadas y (e) haces de filones de la ofiolita de Antalya, Turquía; (f) cromitita breccificada de la ofiolita de Mayarí-Baracoa, Cuba. Imágenes tomadas de González-Jiménez et al. (2014b).

Las **cromititas masivas** (Fig.1.3.a) muestran dos tipos principales de estructuras (Leblanc y Nicolas, 1992): i) “tipo compacto”, con escaso espacio intergranular, constituido por grandes granos de cromita equidimensionales que pueden mostrar caras curvas y/o puntos triples, y ii) granos de cromita anahedrales separados por una matriz de olivino. Los granos de cromita en las **cromititas semimasivas** y **diseminadas** (Fig.1.3.b) presentan un amplio

rango de morfologías, donde predominan los granos euhedrales y en menor medida, granos subhedrales y anahedrales, incluidos en una matriz de olivino. Ocasionalmente, los granos son dendriformes o esqueléticos, pudiendo mostrar signos de corrosión a lo largo de sus bordes y cavidades de disolución en las caras de cristal (Leblanc y Nicolas, 1992 y referencias en él).

Las ***cromititas nodulares*** constan de masas esféricas u ovoides de cromita en una matriz de olivino y raramente, plagioclasa (Fig.1.3.b). El tamaño de los nódulos es variable, inferior a pocos centímetros de longitud, y pueden tener superficies planas, otorgándole a los nódulos una forma cúbica con esquinas redondeadas (Prichard et al., 2015). Generalmente los nódulos aparecen en grupos, formando capas y pueden estar en contacto unos con otros causando su deformación (ej. Prichard y Neary, 1982; Leblanc y Nicolas, 1992; Paktunc, 1990). Este tipo de texturas nodulares suelen presentarse en la periferia de los cuerpos de cromitita o en los cuerpos de cromitita más pequeños, normalmente en las proximidades de la aureola de duníta, y están asociados con granos de cromita euhedrales (Prichard et al., 2015). En las ***cromititas antinodulares*** los granos de cromita rodean a masas ovoides relativamente grandes de olivino y escasa cromita (Fig.1.3.c). Las ***texturas orbiculares*** se caracterizan por presentar núcleos elipsoidales o redondeados de duníta rodeados por múltiples envueltas de cromita (ej. Ahmed, 1982; Huang et al, 2004; Melcher et al, 1997; Zhou et al., 2001; Prichard et al., 2015). Estos orbiculos se localizan en una matriz dunítica con granos de cromita euhedrales de composición similar. Estas texturas pueden evolucionar hacia texturas nodulares cuando los núcleos de duníta se hacen más pequeños y las envueltas de cromita más gruesas (Zhou et al., 2001).

Las ***cromititas schlieren*** consisten de diseminaciones irregulares de cromita en una matriz dunítica donde los granos de cromita pueden mostrar una amplia variación de morfologías, desde esqueletal hasta euhedral.

Por último, las ***cromititas bandeadas*** consisten en capas de cromita que alternan en duníta (Fig.1.3.d). Estas capas pueden ser producto de la acumulación de cromita en un magma dunítico (como en los complejos estratiformes) o como regueros o venas de granos de cromita o cromitita masiva, formando haces de filoncillos anastomosados que en ocasiones coalescen lateralmente (González-Jiménez et al., 2014b). Estos haces entrelazados o venas de cromitita masiva pueden rodear lentes o parches de olivino formando una textura en red (o ***haces de filones***; Fig.1.3.e) o atravesar la duníta rompiéndola en fragmentos angulares, dando lugar a brechas de duníta en cromitita. Por el contrario, si las venas de duníta o de otra roca máfica (ej. gabros; Proenza et al., 2001) cortan la cromitita masiva en piezas angulares o subangulares se producen las ***cromititas brechificadas*** (Fig.1.3.f).

La cromita que constituyen los cuerpos de cromitita en los complejos ofiolíticos muestra una amplia variación en el contenido en Cr_2O_3 y Al_2O_3 y valores restringidos en el contenido en MgO , FeO y Fe_2O_3 (Leblanc y Nicolas, 1992; Stowe, 1994). Dentro de la secuencia ofiolítica se identifica una distribución bimodal de la composición de los cuerpos de cromitita: la cromita

rica en Al ($\#Cr < 0.6$) se sitúa en la zona de transición manto-corteza, cerca de la base de los cumulados ultramáficos; y la cromita rica en Cr ($\#Cr > 0.6$) se encuentra encajada en las peridotitas representativas de sectores más profundos del manto (ej. Leblanc, 1995; Graham et al., 1996; Proenza et al., 2002; Zaccarini et al., 2011; González-Jiménez et al., 2015). El contenido en TiO_2 tiende a ser inferior al <0.3 % en peso (ej. Leblanc y Nicolas, 1992; Zhou y Bai, 1992; Kamenetsky et al., 2001; Dare et al., 2009; Page y Barnes, 2009) al igual que el Fe_2O_3 y ciertos elementos traza (Mn, Ni, Co, Zn, V,...) (ej. Page y Barnes, 2009; González-Jiménez et al., 2011a, 2015; Zhou et al., 2014). El contenido en EGP es menor que en las cromititas estratiformes (desde pocas ppb hasta escasas decenas de ppm) (ej. Leblanc y Nicolas, 1992; Pedersen et al., 1993; Economou-Eliopoulos y Vacondios, 1995; Proenza et al., 1999; Moreno et al., 1999; Prichard et al., 2008; Gerville et al., 2005; González-Jiménez et al., 2011b, 2015), siendo variable su abundancia (González-Jiménez et al., 2014b).

Los yacimientos de cromititas ofiolíticas están ampliamente distribuidos en toda la Tierra (Fig.1.4.) y se asocian a secuencias ofiolíticas emplazadas en cinturones orogénicos de diferentes edades (Dilek y Furnes, 2011). Los principales yacimientos de este tipo de cromititas por su representatividad son el cinturón ofiolítico de Oman-Emiratos Árabes Unidos, el macizo de Troodos (Chipre), macizo peridotítico de Ojén (España), los macizos de Tiebaghi y Massif du Sud (Nueva Caledonia) o el macizo de Luobusa (Tíbet). Sin embargo, existe algunos yacimientos que destacan por su gran tamaño y producción como aquellos que se encuentran en la ofiolita de Kempirsai (Kazakstán), con más de 300 Mt (Melcher et al., 1997); Coto en la ofiolita de Zambales (Filipinas), donde un único cuerpo llega a alcanzar 12 Mt (Bacuta, 1989); o Mercedita, en el distrito de Moa-Baracoa (Cuba), con reservas que exceden los 5 Mt (Proenza et al., 1999, 2002).

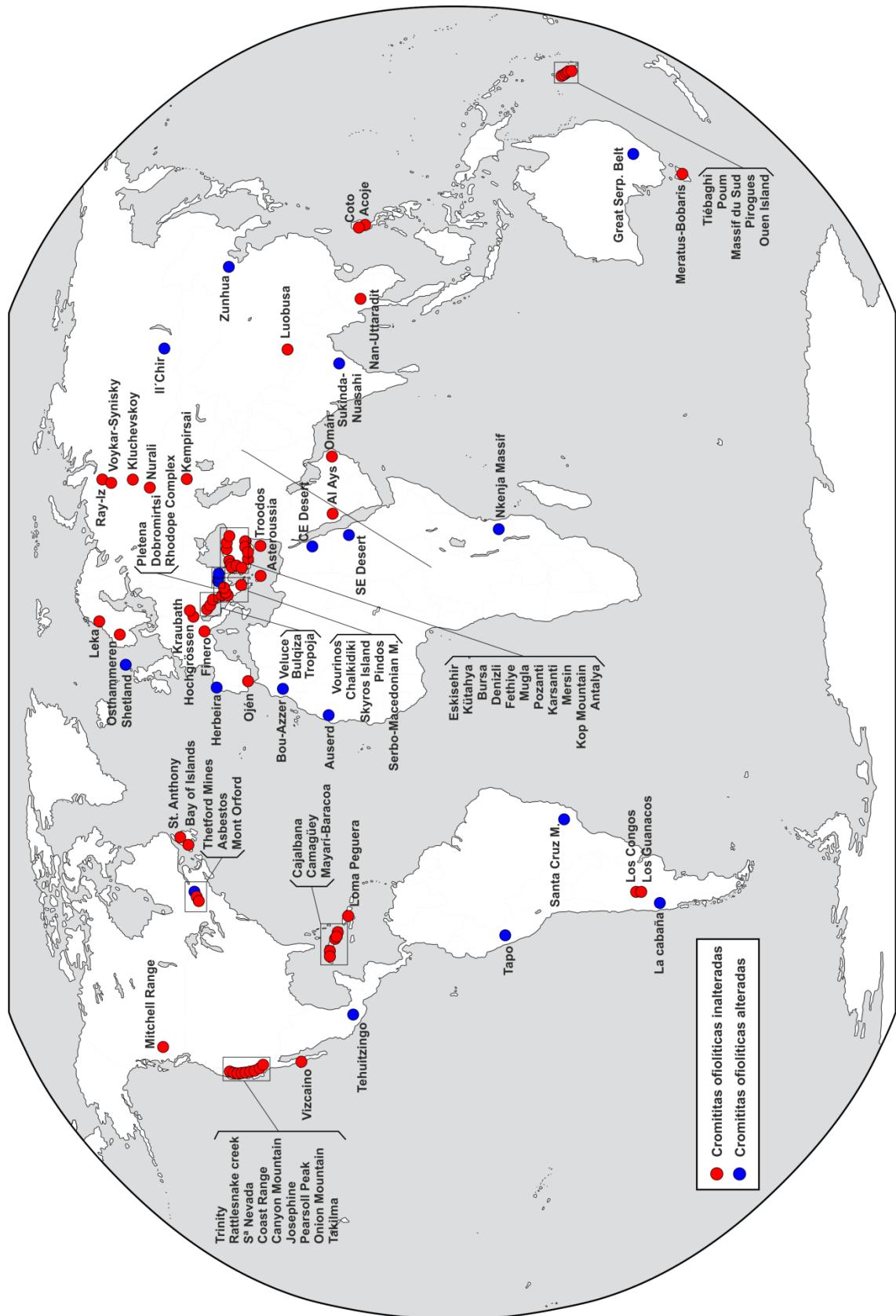


Figura 1.4. Distribución de las principales cromititas ofiolíticas en el mundo.

1.1.3. Clasificación de las cromititas ofiolíticas

Leblanc y Nicolas (1992) clasificaron las ofiolitas en función de la naturaleza del manto peridotítico en: i) **ofiolitas tipo Iherzolita** (Boudier y Nicolas, 1985; Ishiwatari, 1985), generadas debajo de los centros de expansión de baja velocidad, donde el grado de fusión del manto superior es tan bajo que no se puede extraer el suficiente cromo como para formar depósitos de cromitita; y ii) **ofiolitas tipo harzburgita**, formadas en zonas de dorsal oceánica con velocidades de expansión medias. Esto permite un mayor grado de fusión del manto superior, más favorable para producir fundidos ricos en cromo y generar cuerpos de cromitita junto con un residuo harzburgítico empobrecido. Este modelo está referido exclusivamente a las ofiolitas de tipo MOR, donde se supone que los magmas que acompañan a las cromititas se forman por fusión dentro de la misma sección mantélica. Así, la formación de cromititas es consecuencia de cambios en la temperatura y fugacidad de oxígeno a lo largo de la zona de transición corteza-manto situada por debajo del centro de expansión (Nicolas y Azri, 1991) y de la tasa de propagación de la dorsal oceánica.

Posteriormente, Arai (1997) realizó una revisión del modelo propuesto por Leblanc y Nicolas (1992) considerando las características petrológicas de las ofiolitas de tipo Iherzolita y harzburgita. Este autor concluyó que los cuerpos más grandes de cromititas están asociados con harzburgitas moderadamente refractarias, mientras que las Iherzolitas fértiles o harzburgitas altamente refractarias contienen escasos cuerpos de cromitita y generalmente, de pequeño tamaño. Por ello, sugirió que el entorno más favorable para la formación de grandes cuerpos de cromitita se localiza debajo de los arcos-isla donde se generan dorsales oceánicas o cuencas de tras-arco con altas tasas de expansión.

Otra clasificación de ofiolitas se basa en diferenciarlas según el ambiente tectónico en: i) **tipo MOR** (Dorsales oceánicas –Mid Ocean Ridge, por sus siglas en inglés) formadas en dorsales oceánicas, y ii) **tipo SSZ** (Zona de Suprasubducción –Suprasubduction Zone, por sus siglas en inglés) generadas como resultado de procesos de expansión sobre una zona de subducción intraoceánica (cuencas de ante-arco, intra-arco o tras-arco) (ej., Proenza et al., 2004b). Ambos tipos de ofiolitas presentan una estructura análoga a la “secuencia ideal” descrita en Penrose, sin embargo no siempre están representados todos los miembros de la secuencia. Por ello, un criterio para diferenciar entre ambos tipos de ofiolitas es la signatura geoquímica de las unidades volcánicas. En las ofiolitas de tipo SSZ la componente geoquímica de las unidades volcánicas es de tipo arco-isla, y puede variar desde boninita, tholeiitas pobres en TiO_2 (IAT) hasta BABB (basaltos de cuenca de tras-arco). En cambio, en las ofiolitas de tipo MOR ésta componente es exclusivamente de tipo basalto de dorsal oceánica (MORB).

Recientemente, Dilek y Furnes (2011) han propuesto una clasificación que subdivide las ofiolitas en seis tipos, en función del lugar de formación y modo de emplazamiento: margen continental, dorsales oceánicas, pluma,

zonas de supra-subducción, arco volcánico y de acreción (Fig.1.5.). Esta nueva clasificación permite incluir otro tipo de asociaciones de rocas maficas, ultramaáficas y volcánicas que no se consideraban como ofiolitas en las clasificaciones previas.

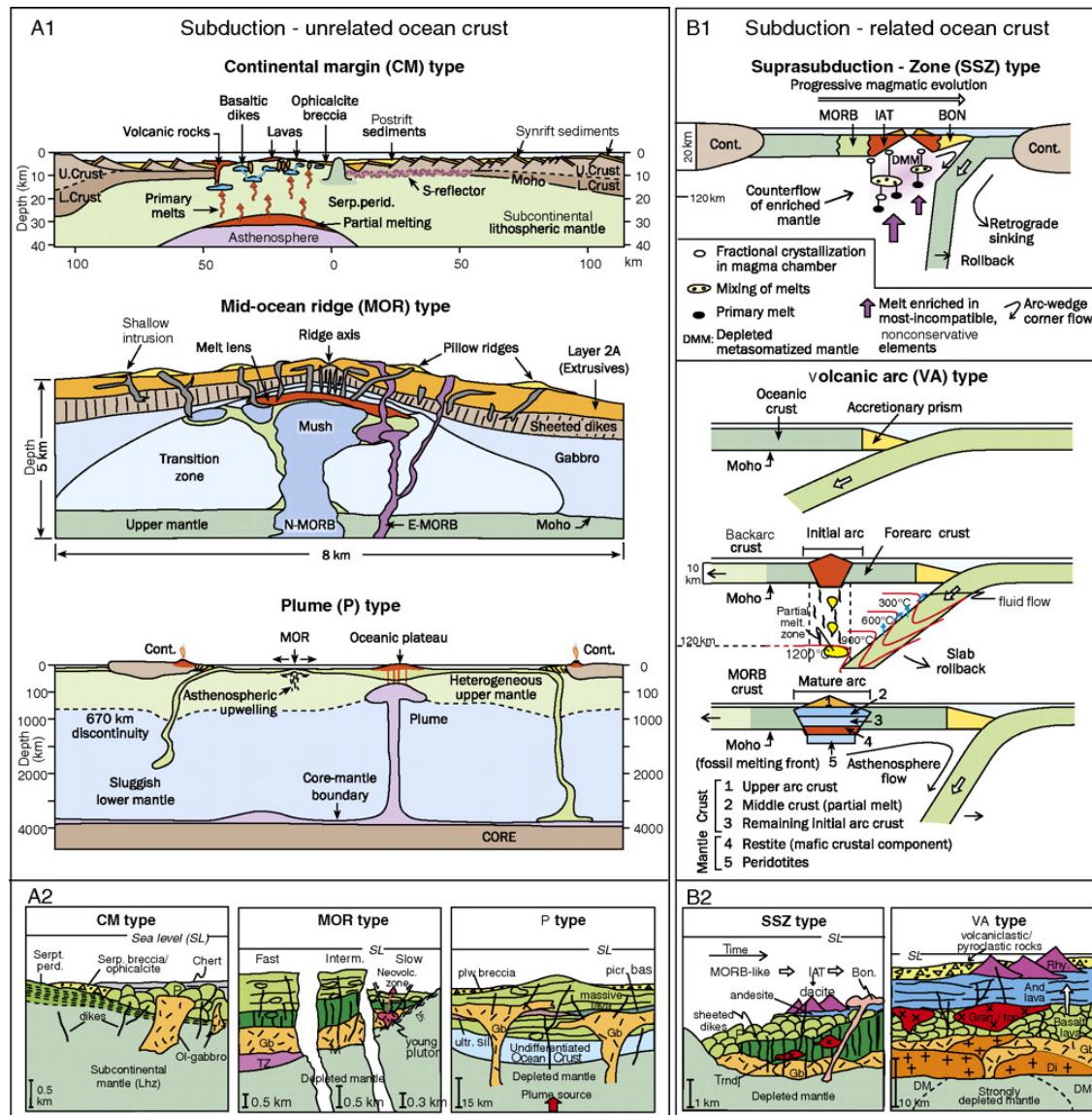


Figura 1.5. Lugar de formación según del ambiente tectónico (A1-B1) y secciones de la estructura simplificada (A2-B2) de los diferentes tipos de ofiolitas: margen continental (CM), dorsales oceánicas (MOR), pluma (P), zonas de supra-subducción (SSZ) y arco volcánico (VA) (tomada de Dilek y Furnes, 2011).

Las **ofiolitas de margen continental** (Continental Margin –CM– por sus siglas en inglés) se forman durante las primeras etapas de evolución de una cuenca oceánica, en la ruptura continental inicial, y constituyen fragmentos de litosfera de la zona de transición océano-continente pobres en magmas

(Fig.1.5.A1). La secuencia ofiolítica consiste en el manto litosférico lherzolítico exhumado, directamente cubierto por lavas basálticas e intruido por pequeños plutones gabroicos y diques máficos (Fig.1.5.A2). Este tipo de ofiolitas son producto de la baja fusión del manto litosférico subcontinental (Rampone et al., 2005) y muestran una firma geoquímica de tipo MORB normal (N). Ejemplos actuales de este tipo de secuencias son los márgenes de Iberia y el Mar Rojo-Arabia, o más clásicos como el Norte de los Apeninos (Liguria) y los Alpes occidentales (Caby, 1995; Rampone et al., 2005; Manatschal y Müntener, 2009).

Las **ofiolitas de dorsales oceánicas** (Mid Ocean Ridge –MOR– por sus siglas en inglés) pueden formarse en dorsales de pluma proximal (ej. Islandia) o distal, dorsales de fosa oceánica proximal, o dorsales extensivas de tras-arco en fosas oceánicas distales (Fig.1.5.A1). Su estructura es como la secuencia descrita en Penrose, sobretodo en el segmento central de las dorsales (Fig.1.5.A2). Muestran una firma geoquímica de tipo MORB normal (N) (ej. Argolis-Pindo, Grecia), enriquecido (E) (ej. Macquarie Island, Australia; Kamenetsky et al., 2000) o contaminado (C). Las ofiolitas tipo N-MORB y E-MORB tienen composiciones más empobrecidas y enriquecidas, respectivamente, que los magmas derivados del manto primitivo (Pearce, 2008), sin embargo, las ofiolitas tipo C-MORB están contaminadas por la corteza. Un ejemplo de ofiolita tipo MOR es la ofiolita de Taitao (Chile) (Karsten et al. 1996), la cual constituye una dorsal de tipo C-MORB emplazada en el continente (Anma et al., 2009).

Las **ofiolitas tipo pluma** (Plume –P– por sus siglas en inglés) se pueden formar cerca de dorsales extensivas de pluma proximal o en las mesetas oceánicas (ej. meseta del Caribe; Kerr et al., 1998) (Fig.1.5.A1). La estructura de estas ofiolitas se caracteriza por tener secuencias plutónicas y volcánicas de gran potencia (Kerr et al., 1998; Coffin y Eldholm, 2001) (Fig.1.5.A2), con patrones geoquímicos desde empobrecidos (D-MORB) hasta enriquecidos (E-MORB) en elementos traza (Pearce, 2008).

Las **ofiolitas de zonas de suprasubducción** (Suprasubduction Zone –SSZ– por sus siglas en inglés) se forman en zonas de expansión de una zona de subducción (Fig.1.5.B1). Estos ambientes extensivos pueden ser cuencas de tras-arco incipientes que evolucionan a cuencas de ante-arco, cuencas de ante-arco o cuencas de tras-arco oceánicas y continentales. Estas secuencias son el resultado de la generación de corteza oceánica durante la apertura y/o cierre de una cuenca oceánica como consecuencia de una subducción intraoceánica (Casey y Dewey, 1984; Dilek y Furnes, 2010; Pearce y Robinson, 2010). Estas ofiolitas tienen una estructura equivalente a la descrita en Penrose y comúnmente la actividad ígnea muestra una secuencia geoquímica de tipo MORB-IAT-boninita (Fig.1.5.B2). Ejemplos actuales de ofiolitas de SSZ son los sistemas de arco-fosa de “rollback” Izu-Bonin-Mariana y Tonga-Kermadec (Hawkins, 2003; Reagan et al., 2010), y ejemplos en el registro geológico como Troodos en Chipre, Semail en Omán (Warren et al., 2005; Dilek y Furnes, 2009), Moa-Baracoa en Cuba (Marchesi et al. 2006, 2007) o Rocas Verdes en el sur de Chile (Saunders et al., 1979; Stern y de Wit, 2003).

Las **ofiolitas de arco volcánico** (Volcanic Arc –VA– por sus siglas en inglés) se generan en los arcos intraoceánicos (Fig.1.5.B1). Tienen una arquitectura cortical poligenética que, de muro a techo, está constituida por: antiguo basamento oceánico deformado, corteza inferior máfica compuesta por plutones gabroicos e intrusiones hipoabisales, corteza media diorítica-tonalítica moderadamente o bien desarrollada, corteza superior constituida por rocas extrusivas y diques de naturaleza andesítica-riolítica, y cobertura volcanoclástica (localmente subaérea) (Fig.1.5.B1 y B2). Estas unidades corticales muestran una firma geoquímica de tholeiítica a calco-alcalina. La diferencia con las ofiolitas de SSZ es que las de tipo arco volcánico muestran una corteza más gruesa y desarrollada de composición calco-alcalina. Ejemplos de ofiolitas de arco volcánico son Filipinas (Encarnación, 2004) o Sierra Nevada en California (Shervais et al., 2004).

Por último, las **ofiolitas de tipo acreción** se producen en complejos de subducción-acrección de márgenes activos, contienen fragmentos de los demás tipos de ofiolitas descritos anteriormente y están asociados localmente con rocas sedimentarias pelágicas-hemipelágicas y sedimentos de relleno de la fosa depositados antes o después de formarse el prisma de acreción (ej. ofiolita Mineoka en el centro de Japón; Ogawa y Takahashi, 2004). Estas ofiolitas pueden tener diversas secuencias litológicas, grados metamórficos, estilos de deformación y afinidades químicas sin vínculos genéticos entre ellos, ya que constituyen porciones de rocas oceánicas arrastradas durante la unión de las placas. Estas porciones ensambladas son, desde un punto de vista estructural, progresivamente más jóvenes hacia el centro del complejo de subducción-acrección.

Teniendo en cuenta las clasificaciones descritas anteriormente, las ofiolitas de zonas de supra-subducción (según la definición de Dilek y Furnes, 2011) constituyen el tipo más común de ofiolitas portadoras de cuerpos de cromitita, tal y como sugirió Arai (1997). Si bien, el resto de ofiolitas definidas por Dilek y Furnes (2011) (margen continental, MORB, pluma, arco volcánico y de acreción) pueden albergar cromititas de forma más limitada (González-Jiménez et al., 2014b).

Una vez establecidos los rasgos característicos de los diferentes tipos de secuencias ofiolíticas y en cuales de ellas es más común que se encuentren encajados cuerpos de cromitita, es necesario establecer cómo se clasifican estos yacimientos. Para ello se han propuesto numerosas clasificaciones basadas en la estructura de los cuerpos de cromitita, la posición en la secuencia ofiolítica o las características químicas de las cromititas. Estas clasificaciones son de carácter complementario (no sustitutivo) y generalmente han sido propuestas en un intento de resaltar aspectos útiles para descifrar su génesis.

Un ejemplo de las clasificaciones basadas en **criterios estructurales** es la planteada por Cassard et al. (1981). Estos autores discriminaron las cromititas ofiolíticas de Nueva Caledonia, según la morfología y relaciones estructurales de los cuerpos de cromitita con las peridotitas encajantes, en tres

tipos principales: discordantes, concordantes y sub-concordantes. Las cromititas *discordantes* se presentan como diques subverticales con morfología lenticular, conductos cónicos y pods, que pueden estar conectados a través de conductos inferidos. Los depósitos *concordantes* son cuerpos con forma tubular, lanceolada, fusiforme o boudinada paralelos a la foliación y lineación de las peridotitas. Las cromititas *subcordantes* se presentan parcialmente concordantes a la foliación del encajante y como pliegues isoclinales.

La clasificación de las cromititas en función de su **posición en la secuencia ofiolítica** establece que los cuerpos de cromitita pueden ser *mantélicos*, cuando se localizan en la zona del manto superior, *transicionales*, si están cerca de la zona de transición de la Moho y *corticales*, cuando se sitúan en la parte inferior de la corteza oceánica (ej. Nicolas y Prinzhofer, 1983; Leblanc y Nicolas, 1992).

Por último, las clasificaciones en función de las **características químicas** de las cromititas son muy abundantes y clásicamente se ha basado en la composición de elementos mayores. Por ejemplo, Leblanc y Violette (1983), Hock et al. (1986) y Nicolas y Azri (1991) clasifican las cromititas “podiformes” en dos grandes grupos: *ricas en Cr* ($\#Cr > 0.6$) y *ricas en Al* ($\#Cr < 0.6$). Sin embargo, González-Jiménez et al. (2014b) propusieron una nueva clasificación basada en la abundancia y distribución de los elementos del grupo del platino (EGP) en las cromititas. Según estos autores las clasificaciones realizadas exclusivamente a partir de criterios estructurales y de composición en elementos mayores son limitadas, ya que no aportan la información que los EGP pueden dar en cuanto a los procesos de ígneos que construyen la litosfera oceánica. Esta nueva clasificación, que complementa a las anteriores, diferencia entre cromititas de Tipo I y de Tipo II. Las *cromititas de Tipo I* son las más abundantes y están enriquecidas en Os, Ir y Ru en relación con Rh, Pt y Pd y no muestran una localización específica dentro de la secuencia ofiolítica. Las *cromititas de Tipo IIA*, se localizan en las zonas menos profundas de la litosfera oceánica y muestran mayor contenido total en EGP que las de Tipo I, con un mayor enriquecimiento en EGP incompatibles (Rh, Pt y Pd). Las *cromititas de Tipo IIB* muestran la misma distribución espacial y patrones de EGP que las anteriores, pero tienen un rango más limitado en el #Cr y más amplio en el #Mg.

1.1.4. Modelos de formación de las cromititas ofiolíticas

La génesis de las cromititas es y ha sido objeto de un intenso debate que todavía sigue sin resolverse. Hasta la década de los años sesenta del siglo pasado las hipótesis más aceptadas abogaban por un mismo mecanismo de formación para las cromititas estratiformes y ofiolíticas (ej. Fisher, 1929; Sampson, 1942). Thayer, en una serie de trabajos publicados en la década de los años sesenta del siglo pasado (1960, 1964, 1969, 1970), argumentó que la génesis de las cromititas estratiformes y las “de tipo alpino” (denominación de este autor para las cromititas ofiolíticas) debió ser diferente. Desde finales de la

década de los años setenta del siglo pasado ha habido una explosión de modelos de formación de cromititas (véase los trabajos de revisión sobre cromititas ofiolíticas de Proenza et al., 2002 y González-Jiménez et al. 2014b), los cuales pueden dividirse en tres grandes categorías: i) cristalización fraccionada; ii) mezcla o asimilación incompleta de fundidos; iii) separación de fases fundidas ricas en volátiles.

Los modelos de formación de cromititas ofiolíticas a partir de la **cristalización fraccionada** de fundidos máficos se han basado en la cristalización de cromita en cámaras magmáticas o conductos localizados en el manto superior o cerca de la superficie corteza-manto. Lago et al. (1982) y Leblanc y Nicolas (1992) propusieron que la cristalización de cromita tiene lugar en conductos abiertos en peridotitas por los que circula un magma basáltico en régimen de flujo convectivo. Los cristales de cromita cristalizan en equilibrio con olivino (1300-1200°C) y se mantienen en suspensión como partículas sólidas. Estas partículas se agregan formando nódulos progresivamente de mayor tamaño. Cuando la velocidad del flujo disminuye los nódulos colapsan y se acumulan obstruyendo el canal. El problema de este modelo es que la cantidad de olivino que cabría esperar es mucho mayor que la de cromita, de forma que las cromititas estarían asociadas a grandes volúmenes de dunita. Sin embargo, esto es inconsistente con la fina capa de dunita que envuelve algunos grandes cuerpos de cromitita (ej. cromititas de Mayarí-Baracoa, Proenza et al., 1999).

Existen otras variantes de los modelos de cristalización fraccionada, las cuales se basan en modificar la composición del fundido a través de un proceso externo (reacción fundido-roca o asimilación de rocas máficas previas) para alejar su composición del cotéctico olivino-cromita hacia el campo de la cromita (Fig.1.6.), permitiendo que el fundido residual evolucione de nuevo hacia este cotéctico (ej. Zhou et al., 1994; Bédard y Hébert, 1998; Edwards et al., 2000; Arai et al., 2004).

Los modelos de **mezcla o asimilación incompleta de fundidos** se basan en la interacción de magmas basálticos con diferente contenido de sílice propuesto por Irvine (1975, 1977) e Irvine y Sharpe (1986). Estos autores sugirieron que las capas de cromita en complejos estratificados se generan por precipitación exclusiva de cromita a partir de un fundido híbrido, producido por la mezcla de un fundido evolucionado más rico en sílice con otro más primitivo y pobre en sílice. Este fundido híbrido se encuentra en la región líquidus de cromita, dentro del sistema $Mg_2SiO_4-CaMg-Si_2O_5-CaAl_2Si_2O_8-MgCr_2O_4-SiO_2$ (Fig.1.6.). Este modelo ha sido refinado (Arai y Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994) y aplicado en muchos estudios posteriores (ej. Paktunc, 1990; Arai y Abe, 1995; Zhou et al., 1996, 1998; Zhou y Robinson, 1997; Robinson et al., 1997; Proenza et al., 1999; Gerville et al., 2005; Shi et al., 2007; González-Jiménez et al., 2011b, 2012, 2014b) e incluso reproducido experimentalmente por Ballhaus (1998).

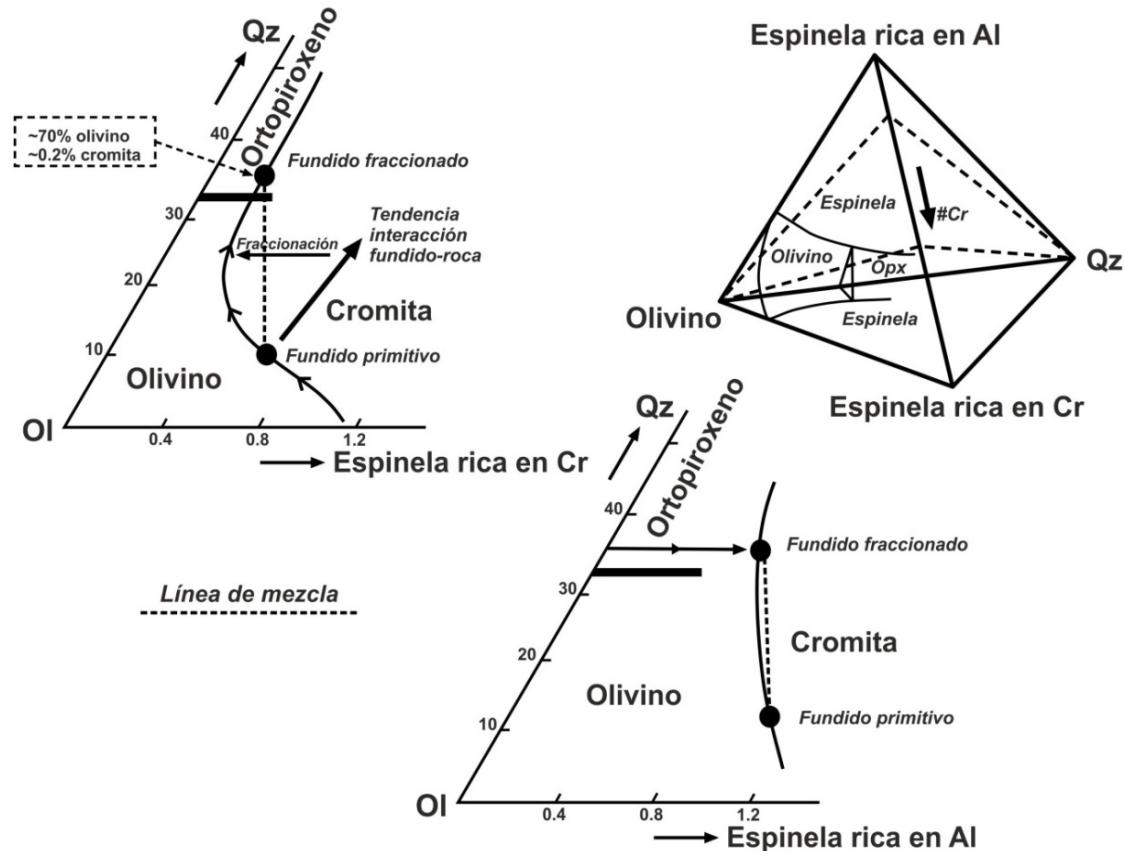


Figura 1.6. Relaciones de fase en el sistema olivino-espinela-sílice determinado por Irvine (1977) y re-interpretado por Arai y Yurimoto (1994). Se muestra parte de los diagramas ternarios de las secciones ricas en Cr y Al para su comparación. Qz = cuarzo, OI = olivino, Opx = ortopiroxeno.

Arai y Yurimoto (1994) sugirieron que la reacción de un fundido basáltico primitivo (fundido A) con la harzburgita mantélica produce i) una envolvente dunítica alrededor de las cromititas debido a la disolución del piroxeno de la roca encajante, y ii) un fundido secundario, más diferenciado, en equilibrio con la dunita (fundido B) (Fig.1.6.). El fundido B evoluciona a lo largo del cotéctico olivino-cromita hasta que tiene lugar la entrada de nuevos pulsos de fundido A, el cual se mezcla con el fundido B residente en el conducto para producir un fundido híbrido (C) dentro del campo líquido de la cromita, donde sólo precipita cromita. Una vez comienza la precipitación de cromita, la composición del fundido se desplazaría de nuevo hacia el equilibrio cotéctico olivino-cromita, donde cristalizarían ambos minerales en equilibrio. Se puede formar un nuevo fundido híbrido (C) a lo largo de la línea de mezcla si se inyecta un nuevo pulso de fundido relativamente primitivo (A) y se mezcla con el fundido fraccionado (B). La repetición de este mecanismo a partir de un suministro continuo de fundido primitivo (A) podría producir grandes cuerpos de cromitita sin la necesidad de invocar la presencia fortuita de dos tipos de fundidos en un único entorno tectónico.

Aunque este mecanismo podría explicar la formación de cuerpos de cromitita rica en Cr es más complicado aplicarlo para las cromititas ricas en Al. En el sistema de espinelas ricas en Al la línea de equilibrio cotéctico olivino-cromita es próxima a una recta (Fig.1.6.), de forma que el fundido híbrido (C) (formado por la mezcla de un fundido primitivo con otro fraccionado) evolucionaría rápidamente hacia el cotéctico olivino-cromita, precipitando proporciones mucho menores de cromita.

González-Jiménez et al. (2014b) propusieron que el origen de las cromititas está asociado a la mezcla de fundidos basálticos en la intersección de canales duníticos que drenan fundidos basálticos hacia la superficie en zonas de expansión (Fig.1.7.). La creación de estos canales duníticos es consecuencia de la interacción entre un fundido basáltico saturado en olivino y las peridotitas mantélicas (Fig.1.7.a). Este proceso provoca la disolución del piroxeno de la peridotita y la formación de canales duníticos anastomosados, muy porosos y permeables al flujo magmático en la sección mantélica de las ofiolitas (Fig.1.7.b). La mezcla incompleta de dichos fundidos basálticos con diferente contenido en sílice en la intersección de estos canales genera el fundido “híbrido” sugerido en los modelos anteriores, el cual es capaz de precipitar sólo cromita (Fig.1.7.c).

En este modelo de cristalización dinámica de cromita, la desestabilización y colapso de los canales genera un conducto de mayor tamaño donde los fundidos infiltrados reaccionan progresivamente con los residuos de cromita, olivino y otros minerales (piroxeno y silicatos hidratados). Este proceso, unido a la cristalización fraccionada y la mezcla de fundidos en los diferentes canales garantiza la presencia de una variedad de fundidos con diferente contenido en sílice, haciendo que sea un sistema autosuficiente en el tiempo. Este mecanismo autosostenido permite la formación de cuerpos de cromita masiva de tamaños variables siempre que exista un aporte continuo de fundidos. A diferencia de los modelos anteriores, éste indica que los bordes de dunita presentes alrededor de las cromititas puede ser parte de la roca encajante original invadida por los fluidos formadores de cromita y no solo como producto de la mezcla de varios fundidos (Fig.1.7.).

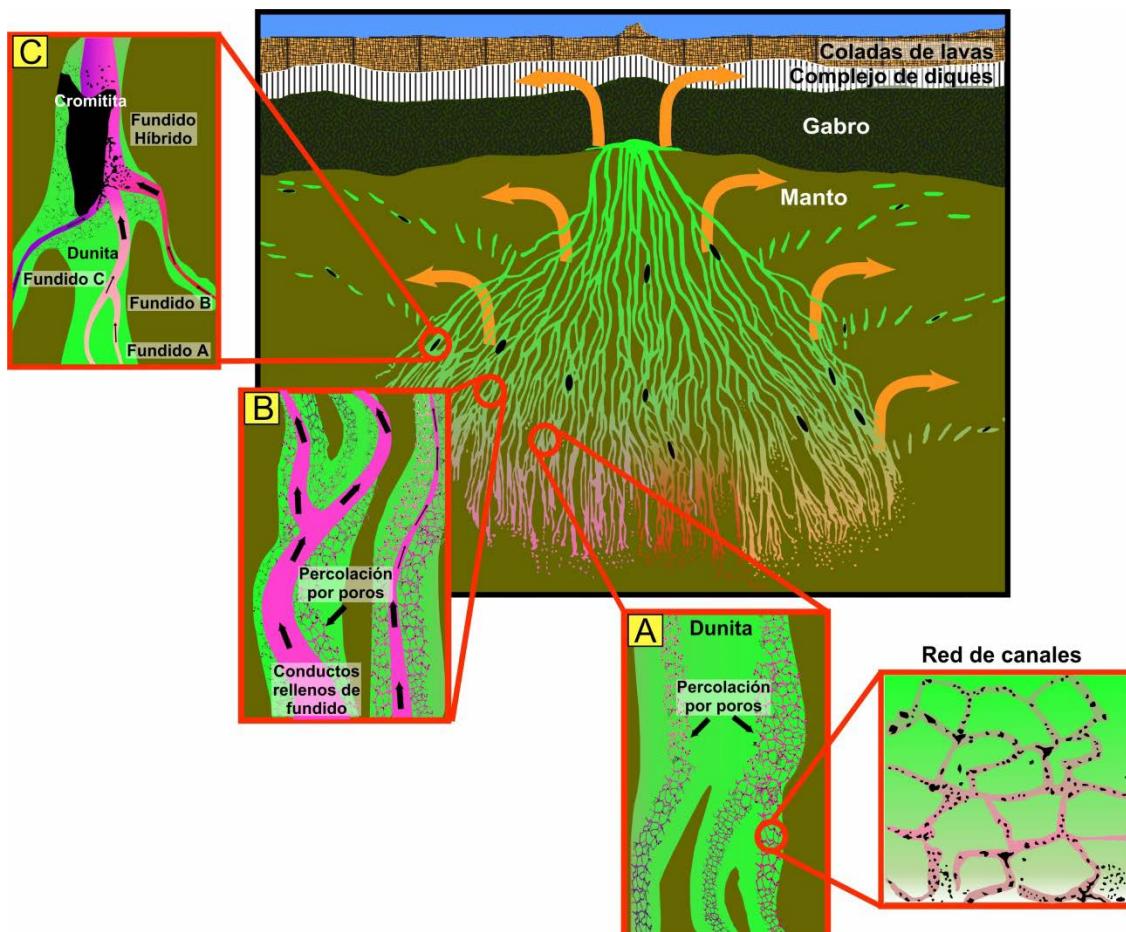


Figura 1.7. Formación de cromititas ofiolíticas según el mecanismo de cristalización propuesto por González-Jiménez et al. (2014b). Red de canales duníticos drenados por fundidos basálticos ascendiendo desde diferentes fuentes (marcadas con diferentes colores) del manto profundo heterogéneo (modificado de Kelemen, 2004). (a) Fundidos ascendentes movilizados por percolación a través de la red de poros; en la intersección entre los canales duníticos la mezcla de fundidos basálticos con diferente sílice produce la precipitación de cromita (imagen no a escala). (b) El flujo dirigido de los fundidos produce canales en la dunita llenos de fundido, permitiendo el aislamiento químico y un ascenso rápido. (c) La mezcla de fundidos químicamente aislados en diferentes canales duníticos genera el fundido “híbrido” capaz de precipitar volúmenes importantes de cromitita. El tamaño de la red de canales en la dunita y de los cuerpos cromitita puede variar desde unos pocos metros hasta varios kilómetros.

Los modelos de separación de fases fluidas ricas en volátiles se basan en el trabajo experimental de Matveev y Ballhaus (2002). Estos autores demostraron que si un fluido rico en agua es segregado de un fundido basáltico, la cromita se concentrará en el fluido, dejando al olivino en el fundido silicatado. Ellos propusieron un modelo de formación de cromititas en dos etapas: i) fase de recogida, donde los microcristales de cromita nuclean dentro de las burbujas de fluido, las cuales flotan y se agrupan formando “piscinas” de fluido dentro del fundido basáltico más denso. Este mecanismo es similar al proceso industrial de flotación; ii) fase de sedimentación, donde las concentraciones de cromita dentro de las “piscinas” de fluido pueden llegar a

ser lo suficientemente grandes como para formar nódulos más densos que el fundido basáltico y producir masas de cromita casi pura. Las inclusiones de silicatos hidratados y fluidos en cromita son interpretadas como el soluto y el disolvente, respectivamente, del fluido donde estuvo “flotando” la cromita.

Variaciones de este modelo se han empleado para explicar la formación de pequeños cuerpos de cromitita (ej. Gerville et al., 2002; González-Jiménez et al., 2011a). Sin embargo, para poder aplicar este modelo es necesario asumir que existan de partida fundidos basálticos ya saturados en cromita y olivino, de forma que se debe recurrir a un mecanismo anterior para concentrar la cromita. Por tanto, Matveev y Ballhaus (2002) asumieron una cristalización de cromita anterior, como resultado de mezcla de fundidos basálticos hidratados.

Siguiendo esta idea, Zhou et al. (2014) y Robinson et al. (2015) propusieron que la formación de cromititas en las zonas de supra-subducción se debe a la concentración de cromita arrastrada por magmas astenosféricos en ruta hacia la corteza que modifican su composición al travesar la placa que esta entrando en subducción. En este modelo, la cromita cristaliza de forma aislada a partir de magmas astenosféricos incluyendo minerales de ultra-alta presión (i.e., diamantes) y fases minerales muy reducidas. El hundimiento y fracturación de la placa litosférica entrando en la zona de subducción permite que los magmas astenosféricos migren hacia la parte superior del manto, atravesando y asimilando parte de los materiales que constituyen la placa entrando en subducción. Como resultado, estos magmas se vuelven más hidratados, ricos en sílice y oxidados, desencadenando la cristalización de cromita e incluyendo minerales corticales y la cromita formada a mayor profundidad. Posteriormente, los cristales de cromita son transportados por el fundido a través de canales hacia niveles más superficiales donde se concentran y depositan como cromititas podiformes cerca de la Moho.

Yang et al. (2015) y Xiong et al. (2015) sugieren un modelo similar al anterior para la formación de cromititas, basado en la presencia de inclusiones de diamantes, fases muy reducidas y minerales de la corteza (Fig.1.8.) en la cromita. En este modelo, las plumas mantélicas localizadas por debajo de las zonas expansión oceánica promueven el reciclado y la fusión parcial de porciones de corteza continental y oceánica, las cuales se localizan en la parte inferior de la zona de transición de la Moho (Fig.1.8.1). En este contexto, el material parcialmente fundido comienza a ascender hacia la parte superior de la zona de transición donde precipitan cristales de cromita que incluyen diamantes y fases muy reducidas (Fig.1.8.2). A medida que los fundidos peridotíticos ascienden hacia el manto superior (junto con los minerales formados a mayor profundidad) puede producirse la redistribución y concentración de los granos de cromita en forma de pequeños cuerpos de cromitita (Fig.1.8.3). Si durante el ascenso los fundidos peridotíticos quedan atrapados por encima de la zona de subducción, modificarán su composición al reaccionar con fundidos toleíticos y boníticos generados dentro de la placa entrando en subducción, provocando la redistribución, modificación química y cristalización de cromita para formar grandes cuerpos de cromitita.

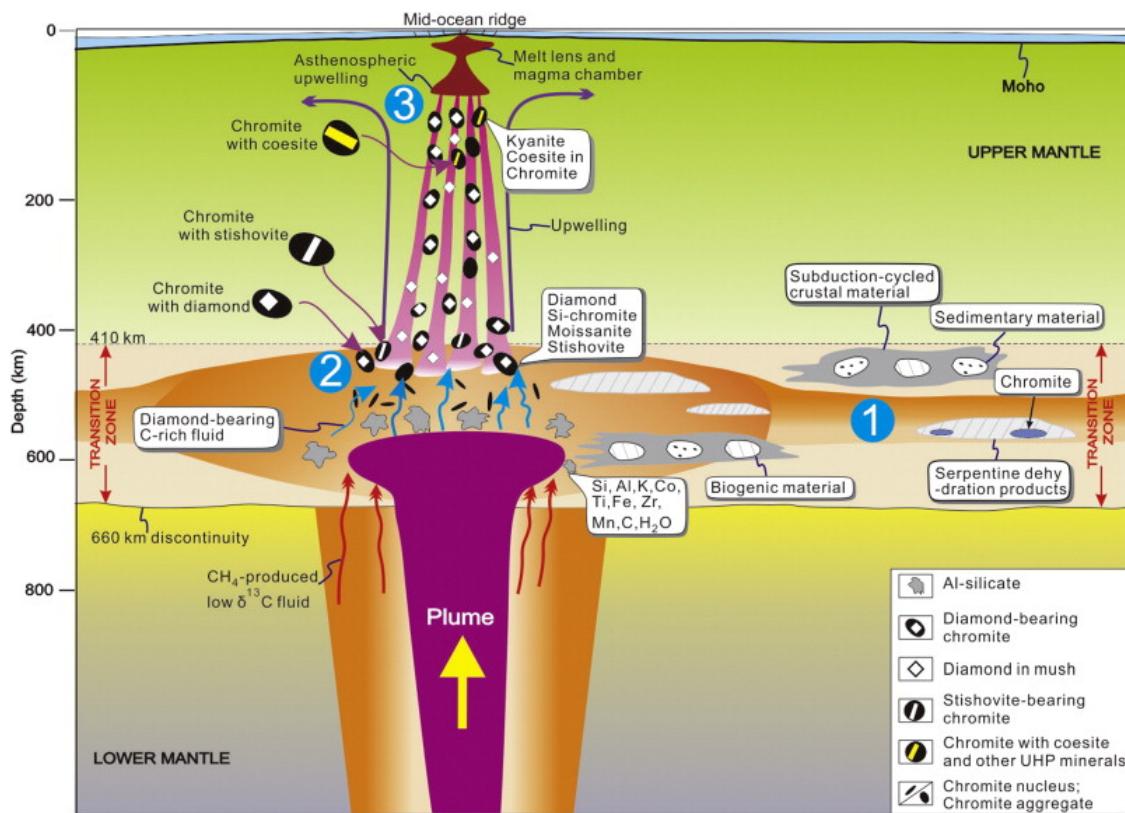


Figura 1.8. Modelo de formación de cromititas ofiolíticas con diamantes propuesto por Yang et al. (2015). En la parte inferior de la zona de transición de la Moho se produce la fusión parcial de porciones de corteza continental y oceánica en condiciones muy reducidas y de alta temperatura (1). H_2O , CO_2 y otros fluidos son liberados de las rocas y algunos de ellos son reducidos a un solo elemento como C y H . Posteriormente, estos fundidos ascienden hacia la parte superior del manto o por encima de la zona de transición, donde los diamantes y fases muy reducidas pueden ser encapsulados en la cromita (2). El ascenso de los fundidos produce exsoluciones de las fases más reducidas, pero los diamantes se preservan como inclusiones en los granos de cromita, que son redistribuidos para formar cuerpos de cromitita (3).

Los modelos descritos anteriormente intentan explicar la presencia de fases de ultra-alta presión (i.e., diamantes), fases muy reducidas y minerales corticales en los granos de cromita que constituyen las cromititas ofiolíticas, sin embargo no son capaces de explicar la presencia de estas fases en las peridotitas del encajante. Mas recientemente, McGowan et al. (2015) sugirieron que la presencia de estas fases tanto en la cromitita como en la peridotita encajante es el resultado del reciclado de fragmentos del manto litosférico en zonas profundas, i.e., zona de transición en el manto (>400 km). En este modelo la cromita cristaliza inicialmente en condiciones superficiales, dentro del margen continental en la zona de suprasubducción (siguiendo el modelo propuesto por González-Jiménez et al., 2014b). En este contexto, un segmento del manto litosférico con cromititas es subducido hasta zona de transición en el manto, donde es metamorfizada por fluidos muy reductores que dan lugar a la formación de fases de alta presión y muy reducidas. Posteriormente, una porción masiva de material litosférico empobrecido es emplazado rápidamente

hacia la superficie debido al comportamiento dúctil del manto astenosférico que lo rodea. El enfriamiento rápido de estos materiales al ascender promueve la preservación de las fases generadas a altas presiones (i.e., diamantes), las fases exsuetas en la cromita y las diferentes fases reducidas.

1.1.5. Cromita y su uso como indicador petrogenético

Roeder (1994) realizó una revisión exhaustiva de cromita procedente de rocas máficas y ultramáficas demostrando que en estos sistemas el contenido en Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO y TiO_2 en la cromita depende directamente de: i) la composición del magma parental, y de la fuente peridotítica de donde son extraídos tales fundidos (ej. Irvine, 1965, 1967; Evans y Frost, 1975; Fisk y Bence, 1980; Maurel y Maurel, 1982; Sack, 1982; Dick y Bullen, 1984; Allan et al., 1988; Arai, 1992; 1994), ii) la fugacidad de oxígeno (ej., Hill y Roeder, 1974; Maurel y Maurel, 1982; Ballhaus et al., 1990; Roeder y Reynolds, 1991), iii) la temperatura de cristalización y la velocidad de enfriamiento (ej., Fisk y Bence, 1980; Ozawa, 1984; Sack y Ghiorso, 1991) y en menor medida, iv) la presión (ej., Ballhaus et al., 1991; Roeder y Reynolds, 1991).

La composición de la cromita ofrece la posibilidad de descifrar aspectos petrológicos importantes de estos magmas, incluyendo información sobre la “fertilidad” de la peridotita fuente (ej., Dick y Bullen, 1984; Arai, 1987; Clyne y Borg, 1997), el tipo de fundido y mezcla de los mismos (ej., Thy, 1983; Sigurdsson, 1977; Allan et al., 1988; Kamenetsky y Crawford, 1998) y también, el ambiente geodinámico en el que se formaron (ej., Irvine, 1965, 1967; Hill y Roeder, 1974; Maurel y Maurel, 1982; Sack, 1982; Dick y Bullen, 1984; Allan et al., 1988; Sack y Ghiorso, 1991; Arai, 1992, 1994; Roeder, 1994; Stowe, 1994; Zhou y Robinson, 1994; Barnes y Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Ahmed et al., 2005; Rollinson, 2008; Pagé y Barnes, 2009; González-Jiménez et al., 2014b, 2015; Zhou et al., 2014). Debido a esto, la composición de la cromita se ha utilizado tradicionalmente como indicador petrogenético para determinar la génesis y el ambiente tectónico de las rocas máficas y ultramáficas encajantes. Además, en macizos afectados por procesos metamórficos, donde la alteración borra la mineralogía silicatada primaria en las rocas ultramáficas, la cromita es el único indicador petrogenético fiable puesto a que se considera un mineral “altamente” resistente a la alteración (ej., Proenza et al., 2004a; Ahmed et al., 2005; González-Jiménez et al., 2009; Zhou et al., 2014).

En las últimas décadas se han propuesto diferentes tipos de representaciones gráficas que emplean la composición de los elementos mayores y menores en la cromita para su uso como indicador petrogenético. Más recientemente, el desarrollo de las técnicas de ablación laser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS) permite analizar elementos que se encuentran en contenidos traza en la cromita. Esto ha provocado el auge de trabajos basados en el estudio de estos elementos (Yao, 1999; Pagé y Barnes, 2009; Dare et al., 2009; González-Jiménez et al.,

2011a, 2015, Zhou et al., 2014) ya que son más sensibles a los cambios de temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y composición de la roca total y del fluido (ej., Paktunc y Cabri, 1995; Horn et al., 1994; Canil, 1999, 2002; Connolly y Burnett, 2003; Lee et al., 2003, 2005; Righter et al., 2006; Li et al., 2008). Por tanto, los elementos menores y traza en la cromita son indicadores más sensibles a los procesos que afectan a los magmas implicados en su cristalización, es decir, la interacción fundido-roca, fusión parcial del manto o cristalización fraccionada (ej., Barnes, 2000; Sattari et al., 2000, 2002; Lee et al., 2003, 2005; Righter et al., 2006; Pagé y Barnes, 2009; Dare et al., 2009; González-Jiménez et al., 2011a, 2015; Aldanmaz, 2012; Zhou et al., 2014).

Los elementos mayores y menores que proporcionan más información petrogenética en la cromita son el Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y TiO_2 , donde el contenido en Fe_2O_3 puede representarse como $\#\text{Fe}^{3+}$ [$\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al})$ relación atómica] y el Cr_2O_3 como $\#\text{Cr}$ [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ relación atómica]. Por tanto, los gráficos más empleados son aquellos que relacionan estos elementos trivalentes.

El diagrama binario $\#\text{Cr}$ vs $\#\text{Mg}$ (ej. Irvine, 1967; Dick y Bullen, 1984; Leblanc y Nicolas, 1992; Arai, 1994; Barnes y Roeder, 2001) es una de las representaciones más empleadas en la literatura, ya que el $\#\text{Cr}$ aumenta con el grado de fusión parcial y por tanto, se puede estimar tanto el ambiente tectónico como la naturaleza del magma parental (Fig.1.9.a). Así, la cromita formada a partir de magmas de naturaleza boninitica (relacionados con zonas de suprasubducción) muestran valores elevados en el $\#\text{Cr}$ (>0.74) y medios-altos en el $\#\text{Mg}$ (0.50-0.80) y la formada de magmas tipo MORB (en dorsales oceánicas o cuencas de tras-arco) presentan valores bajos del $\#\text{Cr}$ (0.25-0.60) y similares en el $\#\text{Mg}$ (0.50-0.80) (Fig.1.9.a). Sin embargo, la cromita de cromititas ofiolíticas muestran valores medios del $\#\text{Cr}$ (0.47-0.85) y más restringidos en el $\#\text{Mg}$ (0.55-0.75), superponiéndose a los campos compositionales de la cromita formada en cualquiera de los ambientes tectónicos anteriores (Fig.1.9.a). Por último, la cromita procedente de cromititas en intrusiones máficas continentales tienen valores medios en el $\#\text{Cr}$ (0.57-0.74) y los más bajos en el $\#\text{Mg}$ (0.25-0.55) (Fig.1.9.a).

Ferrario y Garuti (1988) y Arai et al. (2004) emplearon el diagrama triangular $\text{Al}-\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$ y el binario Cr_2O_3 vs TiO_2 para establecer los campos compositionales en función del ambiente tectónico en el que se formaron las cromititas. Estos autores definen diferentes campos compositionales para la cromita que forma los cuerpos de cromititas en complejos ofiolíticos, complejos estratiformes y de complejos zonados concéntricamente de tipo Ural-Alaskiano (Fig.1.9.b y c). En el diagrama triangular $\text{Al}-\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$ (Fig.1.9.b) la cromita que forma los cuerpos de cromititas ofiolíticas tiene valores medios-altos en Cr_2O_3 (40-90% atómico) y bajos en Fe_2O_3 (<10% atómico). La cromita de complejos estratiformes muestra valores medios en Cr_2O_3 (40-60% atómico), Al_2O_3 (20-45% atómico) y Fe_2O_3 (2-35% atómico) (Fig.1.9.b). Sin embargo, los cristales de cromita de complejos zonados de tipo Ural-Alaskiano tienen valores de Cr_2O_3 (28-70% atómico) y Al_2O_3 (15-35 % atómico) similares a las cromititas anteriores, pero más elevados en Fe_2O_3 (2-50% atómico) (Fig.1.9.b). En el

diagrama binario Cr_2O_3 vs TiO_2 (Fig.1.9.c) la cromita que constituye cuerpos de cromitita ofiolíticos muestran valores variables en Cr_2O_3 (18-70% en peso) y muy bajos en TiO_2 (<0.3% en peso). La cromita de complejos estratiformes tienen valores medios en Cr_2O_3 (33-58% en peso) y TiO_2 (0.2-1.7% en peso) (Fig.1.9.c). Si bien, la cromita de complejos zonados tipo Ural-Alaskiano pueden presentar valores de Cr_2O_3 y TiO_2 similares a las cromititas estratiformes ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 28-58\%$ en peso y $\text{TiO}_2 = 0.2-1.5\%$ en peso), o valores bajos en Cr_2O_3 (18-32% en peso) pero medios o altos en TiO_2 (1.3-1.6 % en peso y 2-3% en peso) (Fig.1.9.c).

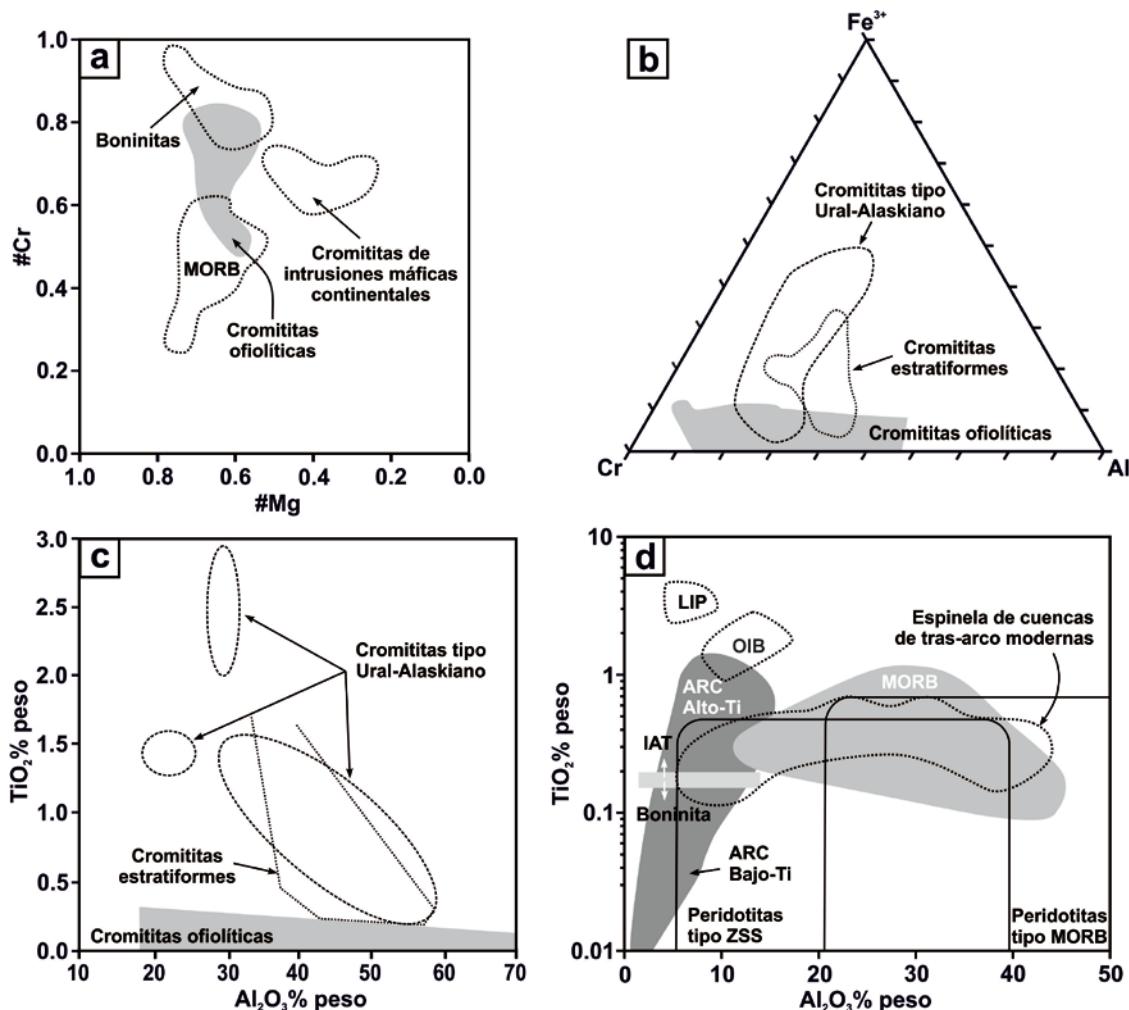


Figura 1.9. Gráficos que se emplean normalmente para obtener información petrogenética a partir de la composición de la cromita. (a) Diagrama $\#Mg$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] relación atómica] vs $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$] relación atómica] con los campos definidos por Barnes y Roeder (2001) en función del ambiente tectónico y la naturaleza del magma parental. (b) Diagramas $Al-Cr-Fe^{3+}$ y (c) Cr_2O_3 vs TiO_2 (% en peso) con los campos composicionales definidos por Arai et al. (2004) y Ferrario y Garuti (1988) según el ambiente tectónico. (d) Diagrama Al_2O_3 vs TiO_2 (% en peso) para determinar la composición del magma parental en cromititas ofiolíticas actuales, según Kamenetsky et al. (2001).

Kamenetsky et al. (2001) diseñaron el diagrama Al_2O_3 vs TiO_2 (Fig.1.9.d) con el objetivo de diferenciar, a partir de la composición de la cromita, el ambiente geodinámico en el que se formaron sus magmas parentales. Así, la cromita formada a partir de un basalto MORB en dorsales oceánicas muestra valores medios en Al_2O_3 (18-50% en peso) y TiO_2 (<0.7% en peso) (Fig.1.9.d). Si bien, la cromita cristalizada a partir de magmas basálticos generados en zonas de suprasubducción (SSZ) tiene valores medios-bajos en Al_2O_3 (5-40% en peso) pero similares en TiO_2 (<0.4% en peso) (Fig.1.9.d). De modo que los campos composicionales de ambos tipos de cromita se solapan. Los campos definidos para la cromita cristalizada a partir de magmas formados en cuentas de tras-arco modernas y MORB también se superponen, ya que ambos tipos de cromita tienen valores amplios de Al_2O_3 y medios en TiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5-43\%$ en peso y $\text{TiO}_2 = 0.12-0.7\%$ en peso en las cuencas de tras-arco; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12-45\%$ en peso y $\text{TiO}_2 = 0.09-1.2\%$ en peso en MORB) (Fig.1.9.d). Por otro lado, la cromita formada a partir de magmas de tipo arco isla (ARC, IAT o bonitita) se superpone con la mayor parte de las descritas anteriormente, ya que muestran valores bajos de Al_2O_3 (<16% en peso) y un amplio rango de TiO_2 (hasta 1.5% en peso) (Fig.1.9.d). Por último, la cromita formada a partir de magmas basálticos en zonas de isla oceánica (OIB) y de grandes provincias ígneas (LIP) presenta valores bajos en Al_2O_3 (4-17% en peso) y los más elevados en TiO_2 (0.9-5% en peso) (Fig.1.9.d).

Como se ha comentado previamente, los gráficos que relacionan elementos mayores y menores muestran un amplio solapamiento entre los campos composicionales de la cromita cristalizada en diferentes ambientes tectónicos y tipos de magmas parentales. Por tanto es necesario emplear con cautela estos diagramas, usándolos como una guía y no como un indicador ya que pueden proporcionar información errónea (ej., Proenza et al., 2007).

Yao (1999) fue el primero en realizar análisis *in situ* de ablación láser ICP-MS en la cromita procedente de diferentes tipos de rocas ultramáficas (ej., kimberlitas, lampiroitas, picritas, komatiitas, harzburgitas de arco isla, boninita...). Posteriormente, Pagé y Barnes (2009) representaron en un diagrama tipo *spider* un conjunto de elementos menores y traza (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V, Sc), normalizados a la composición de una cromita procedente de un basalto de dorsal oceánica (MORB) (Fig.1.10.), con el fin de determinar el tipo de fundido que produjo la cromita en las cromititas de la ofiolita de Thetford Mines (Canadá). Estos autores observaron patrones similares en la cromita de los cuerpos de cromitita del manto superior y de las lavas boniniticas presentes en la parte superior de la secuencia ofiolítica, el cual es a su vez idéntico al patrón de la cromita de Bonin Island. De modo que ellos interpretaron que, tanto la cromita de las lavas boniniticas como la de los cuerpos de cromitita de Thetford Mines, cristalizaron a partir de fundidos de afinidad boninitica que estaban en ruta desde el manto superior hasta la corteza.

González-Jiménez et al. (2011a, 2015) mostraron que los patrones de distribución de elementos menores y traza (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V, Sc) en la cromita de cromititas en ofiolitas, komatiitas e intrusiones estratificadas son claramente distintos (Fig.1.10.). La cromita rica en Cr que forma los cuerpos de

cromititas ofiolíticas muestra una distribución de dichos elementos muy similar a la cromita de lavas boniníticas, mientras que la cromita rica en Al muestra una distribución similar a aquella cromita que cristaliza a partir de fundidos de tipo MORB (Fig.1.10.). Sin embargo, este planteamiento no es lo suficientemente preciso como para diferenciar entre la cromita rica en Cr en cromititas ofiolíticas formadas en un ambiente de ante-arco (ofiolita de Thetford Mines, Canadá) y tras-arco (Sagua de Tánamo en la ofiolita de Mayarí-Baracoa, Cuba Oriental) (Fig.1.10.). De forma similar, tampoco hay una distinción clara entre la cromita rica en Al en cromititas de basaltos en cuencas de tras-arco (Sagua de Tánamo) y las cromititas ofiolíticas con afinidad MORB (Acoje, Filipinas) (Fig.1.10.). Esto podría evidenciar que el número de casos estudiados es insuficiente para una comparación adecuada o que la precipitación de la cromita en cromititas a partir de fundidos híbridos representa una amplia gama de fundidos de tipo arco.

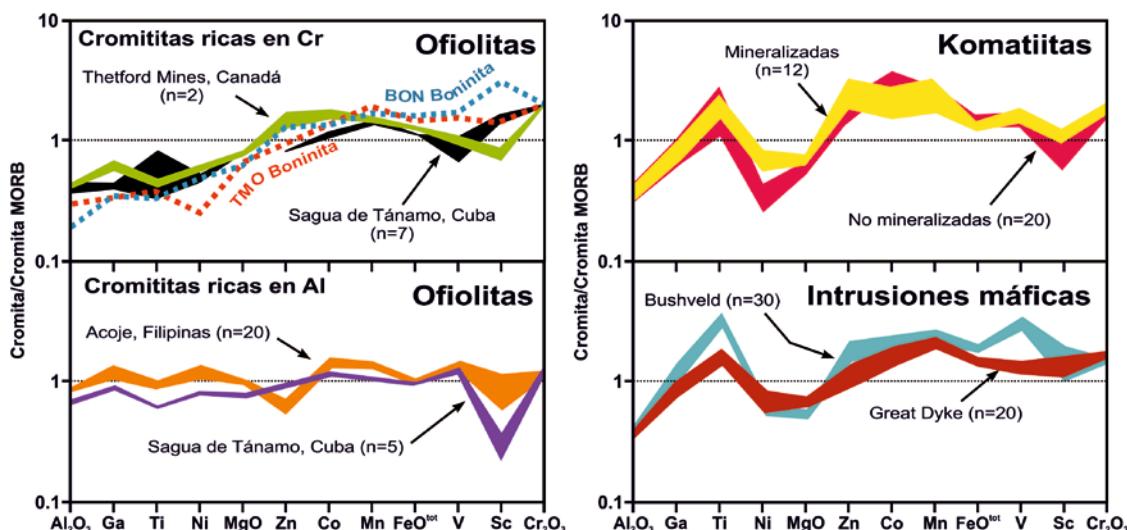


Figura 1.10. Diagramas spider de elementos mayores, menores y trazas de la cromita en cromititas de diferentes ambientes tectónicos normalizados a la composición de cromita cristalizada a partir de un fundido MORB. El orden de los elementos es el propuesto por Pagé y Barnes (2009). Los datos de las cromititas ofiolíticas de ante-arco de la ofiolita de Thetford Mines y de las lavas boniníticas (TMO: ofiolita de Thetford Minas y BON: Bonin Island) proceden de Pagé y Barnes (2009). Los datos de cromititas ofiolíticas de tras-arco de Cuba Oriental y Filipinas, komatiitas e intrusiones máficas proceden de González-Jiménez et al. (2015).

1.1.6. Alteración de las cromititas: estado actual del conocimiento

Como se indica en el apartado anterior, la composición de la cromita se ha utilizado tradicionalmente como indicador petrogenético ya que se considera un mineral muy resistente a la alteración. Sin embargo, los trabajos más recientes demuestran que la estructura y composición química de la cromita pueden ser modificadas significativamente en etapas posteriores a la magmática. De manera muy particular, los procesos que producen las

alteraciones más significativas de la cromita son la serpentinización, el metamorfismo (progrado o retrógrado) y la alteración hidrotermal (Bliss y MacLean, 1975; Evan y Frost, 1975; Loferski, 1986; Wylie et al., 1987; Kimball, 1990; Frost, 1991; Burkhard, 1993; Abzalov, 1998; Barnes, 2000; Proenza et al., 2004a, 2008; Mellini et al., 2005; Merlini et al., 2009; González-Jiménez et al., 2009; Mukherjee et al., 2010; Olobaniyi y Mücke, 2011; Grieco y Merlini, 2012; Gerville et al., 2012; Prabhakar y Bhattacharya, 2013; Barra et al., 2014).

Sin embargo, aún sigue siendo materia de debate como operan aquellos procesos metamórficos que dan lugar a dichos cambios en la composición y textura de la cromita. Algunos autores sugirieron que las variaciones en el contenido en FeO y MgO de la cromita son el resultado del re-equilibrio subsolidus entre cromita y olivino durante el metamorfismo en presencia de fluidos (ej. Irvine, 1965; Roeder et al., 1979; Candia y Gaspar, 1997; Barnes, 2000; Kamenetsky et al., 2001; Rollinson et al., 2002; Säntti et al., 2006). Otros autores consideraron que la alteración de la cromita magmática (pobre en Fe_2O_3) a cromita rica en Fe_2O_3 (o ferrian cromita) tiene lugar durante la serpentinización (Burkhard, 1993) o durante la alteración hidrotermal de baja temperatura (Wylie et al., 1987; Kimball, 1990; Mukherjee et al., 2010). Estos autores asumieron que el metamorfismo sólo causa la re-cristalización y/u homogeneización de la cromita rica en Fe_2O_3 . Por el contrario, muchos otros autores (ej., Bliss y MacLean, 1975; Evan y Frost, 1975; Loferski, 1986; Frost, 1991; Abzalov, 1998; Barnes, 2000; Proenza et al., 2004a, 2008; Mellini et al., 2005; Merlini et al., 2009; González-Jiménez et al., 2009; Olobaniyi y Mücke, 2011; Grieco y Merlini, 2012; Gerville et al., 2012; Prabhakar y Bhattacharya, 2013; Barra et al., 2014) destacaron el papel del metamorfismo en la formación de cromita rica en FeO y rica en Fe_2O_3 . Sin embargo, todavía no está claro si dichos cambios composicionales en la cromita se producen durante el metamorfismo progrado o retrógrado.

La serpentinización, el metamorfismo (progrado o retrógrado) o la alteración hidrotermal puede producir en la cromita primaria una zonación óptica y química. En general, los núcleos de cromita (considerados tradicionalmente restos de la cromita magmática que no han sido alterados) están rodeados por una cromita enriquecida en FeO y Cr_2O_3 y empobrecida en MgO y Al_2O_3 (cromita rica en FeO) que normalmente es reemplazada en los bordes más externos de los granos por cromita mucho más rica en Fe_2O_3 (Bliss y MacLean, 1975; Evan y Frost, 1975; Wylie et al., 1987; Kimball, 1990; Barnes, 2000; Mellini et al., 2005; Merlini et al., 2009; Mukherjee et al., 2010; Grieco y Merlini, 2012; Gerville et al., 2012; Prabhakar y Bhattacharya, 2013). Ocasionalmente, pueden desarrollarse bordes de magnetita rodeando a los núcleos y/o bordes de cromita rica en Fe_2O_3 .

La disposición textural de los tipos de cromita en los granos se interpreta como la consecuencia de la alteración de la cromita magmática a partir de sus bordes de grano y/o fracturas (ej., Golding y Bayliss, 1968; Gerville et al., 2012). El desarrollo de tales texturas puede estar influenciado por factores como la relación cromita/silicato, el tamaño de los granos de cromita o el contenido en agua en el sistema. Proenza et al. (2004a) y González-Jiménez et

al. (2009) sugirieron que la alteración de la cromita en un solo cuerpo de cromitita es mayor cuanto menor es la proporción cromita/silicato. Esto se debe a que cuanto menor es la relación cromita/silicato mayor es la permeabilidad de la roca, lo que facilita la infiltración de los fluidos y en consecuencia, la alteración de la cromita magmática. Sin embargo, la alteración completa de la cromita en las cromititas está altamente relacionada con el contenido en agua del sistema. La labor que desempeña el agua durante la alteración fue puesta de manifiesto por Candia y Gaspar (1997) quienes sugirieron que el re-equilibrio metamórfico completo de cumulados ígneos (incluyendo cromita) sólo se lleva a cabo en condiciones de saturación de agua ($P_{H2O} = P_{TOTAL}$). En cambio, bajo condiciones no saturadas ($P_{H2O} < P_{TOTAL}$) las reacciones de re-equilibrio son incompletas, preservándose las texturas y asociaciones minerales ígneas.

El tema que suscita mayor controversia es conocer qué tipo de metamorfismo es el responsable y en qué condiciones de presión y temperatura tiene lugar la alteración de la cromita. Actualmente existen dos grandes líneas de pensamiento: i) los que defienden que la alteración de la cromita tiene lugar durante el metamorfismo progrado, y ii) aquellos que consideran que es durante el metamorfismo retrógrado. La primera línea de pensamiento tiene su base en los trabajos de Evans y Frost (1975), Bliss y MacLean (1975) y más tarde, de Barnes (2000) quienes sugirieron que la formación de cromita rica en Fe_2O_3 es el resultado de la reacción de los núcleos ígneos primarios con los bores de magnetita durante el metamorfismo progrado de rocas ultramáficas serpentinizadas. Merlini et al. (2009) también consideraron que la cromita rica en Fe_2O_3 se forma a partir del metamorfismo progrado (facies de esquistos verdes-anfibolita), pero a partir de la reacción de cromita con serpentinita.

Por el contrario, Proenza et al. (2004a) sugirieron que la composición de la cromita no se modifica durante el metamorfismo de alta presión (metamorfismo en facies de eclogitas) y que la formación de los bordes de cromita rica en Fe_2O_3 son consecuencia de una alteración retrógrada a baja presión y temperatura. En esta misma línea, Mellini et al. (2005) sugirieron que la alteración de la cromita rica en Al también tiene lugar durante el metamorfismo retrógrado, donde la disolución-recristalización de cromita y serpentinita produce bordes de cromita rica en Fe_2O_3 y clorita, en condiciones oxidantes y saturadas en agua.

Más recientemente, Gerville et al. (2012) han sugerido un modelo termodinámico basado en observaciones de muestras naturales. En dicho modelo, la formación de cromita rica en Fe_2O_3 es un proceso que se desarrolla en dos etapas que tienen lugar durante el metamorfismo hidratado desde facies de eclogitas a anfibolitas. Durante la primera etapa, la cromita magmática reacciona con fluidos reductores para producir una cromita porosa enriquecida en FeO y Cr_2O_3 (cromita rica en FeO) que, durante la segunda etapa, es reemplazada por una cromita rica en Fe_2O_3 debido a la acción de soluciones oxidantes portadoras de Fe_2O_3 (componente magnetita; Fe_3O_4) que circula a través de la red de poros. Prabhakar y Bhattacharya (2013) han sugerido que la

formación de cromita rica en Fe_2O_3 en rocas wherlíticas también es consecuencia de un proceso en dos etapas, donde la permeabilidad generada por la disolución de cromita durante la primera etapa promueve la difusión intercristalina del Fe_2O_3 entre cromita y magnetita, aportada por las soluciones metamórficas, para generar la cromita rica en Fe_2O_3 .

La mayor parte de estas hipótesis sobre la alteración de cromita parten del supuesto de que los núcleos de cromita representan relictos de cromita magmática que se mantienen inalterados. Sin embargo, Mukherjee et al. (2010) en un estudio realizado sobre la cromita del cinturón de esquistos de Nuggihalli en la India, y Singh y Singh (2011, 2013) en la cromita metamorfizada de la zona de sutura de Tidding en el Himalaya oriental, observaron a partir de análisis composicionales realizados con microsonda electrónica que los núcleos de cromita supuestamente prístinos mostraban un enriquecimiento selectivo en ciertos elementos menores (Mn, Ni, Co, Zn y Ti). Estos autores explicaron que dicho enriquecimiento se debe a la interacción de la cromita con los fluidos generados durante la serpentinización (Mukherjee et al., 2010) y/o metamorfismo de bajo grado (Singh y Singh, 2013) de forma que el contenido de tales elementos (Mn, Ni, Co, Zn y Ti) en los núcleos de cromita no representa la composición ígnea original. Estas conclusiones permiten cuestionarse si los estudios basados en las relaciones texturales y en la distribución de elementos mayores son suficientes para conocer cuáles son los procesos que realmente ocurren durante la evolución metamórfica.

Como se mencionó en el apartado anterior, las técnicas de ablación láser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS) permite determinar de una forma más precisa que la microsonda electrónica el contenido de un conjunto de elementos presentes en la cromita en concentraciones muy bajas (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V y Sc). Sin embargo, aunque esta técnica ha sido ampliamente utilizada en el análisis de la petrogénesis de la cromita (Yao, 1999; Dare et al., 2009; Pagé y Barnes, 2009; González-Jiménez et al., 2011a, 2015; Aldanmaz, 2012; Akmaz et al., 2014; Zhou et al., 2014), hasta ahora no se había aplicado esta técnica para intentar desentrañar aspectos sobre la alteración de la cromita.

Debido a que los patrones de zonación se conservan mejor en granos de cromita en cromititas que en la cromita accesoria en peridotitas, para un determinado grado de alteración (ej., Proenza et al., 2004a; González-Jiménez et al., 2009), para el trabajo desarrollado en esta Tesis Doctoral se seleccionaron muestras de cromita de cromititas afectadas por diferentes grados metamórficos y procedentes de diferentes localidades. Las muestras seleccionadas proceden de ofiolitas que han sido afectadas por diferentes trayectorias metamórficas: i) metamorfismo retrógrado desde facies de eclogitas a anfibolitas (macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales en el SE de Bulgaria), ii) metamorfismo retrógrado desde facies de eclogitas a esquistos verdes (cuerpo de serpentinita del área de Tehuitzingo, Complejo Acatlán, México), iii) metamorfismo progrado hasta facies de granulitas y retrógrado hasta facies de anfibolitas (macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos, Sierras de Córdoba, Argentina).

Para una mejor interpretación de los efectos del metamorfismo sobre la cromita en cuerpos de cromitita ofiolíticos se han usado ejemplos de comparación, los cuales consisten en muestras de cromitita de ofiolitas no metamorfizadas. En concreto, las muestras seleccionadas pertenecen a cuerpos de cromita rica en Al de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Este de Cuba) y rica en Cr de Dyne (Massif du Sud, Nueva Caledonia).

1.2. OBJETIVOS DE LA TESIS

Como se ha puesto de manifiesto en los apartados anteriores, uno de los principales focos de debate dentro de la comunidad científica que estudia la cromita asociada a rocas ultramáficas es conocer cómo se produce la alteración de este mineral y la implicación que tiene en su uso como indicador petrogenético. Por ello es de esencial interés establecer modelos que permitan explicar los mecanismos de alteración y de manera muy particular, las variables termodinámicas intensivas (ej., presión, temperatura, potencial químico de las especies...) y extensivas (ej., número de moles del componente, volumen, energía interna, entalpía, entropía,...) que rigen el sistema, ya que controlan los procesos y mecanismos que producen la alteración de la cromita.

Los resultados obtenidos podrían, eventualmente, contribuir al uso de la cromita como una herramienta precisa para identificar la trayectoria metamórfica en rocas ultramáficas que no conservan características primarias.

Por tanto, con esta Tesis Doctoral se pretende situar la discusión del origen de la alteración de la cromita desde nuevos puntos de vista que aporten información relevante y complementaria a los estudios clásicos (texturales y composición en elementos mayores). Para ello se utilizarán técnicas como ablación ICP-MS o la aplicación de herramientas informáticas para la modelización termodinámica (i.e., software Perple_X); líneas novedosas que permitirán vislumbrar información muy relevante en el estudio de la alteración de estos minerales. De manera concisa se pretende:

- 1) Establecer patrones o evidencias de los procesos de alteración que no se identifican sólo analizando los elementos mayores.
- 2) Estudiar la distribución de elementos menores y traza en espinelas cromíferas $[(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4]$ usando como modelos sistemas en equilibrio como son las exsoluciones, para conocer como estos elementos se comportan en función de sus características estructurales.
- 3) Conocer cómo se movilizan (difusión e intercambio) los elementos traza en granos de cromita alterados.

En las últimas décadas la utilización de modelos termodinámicos constituye una herramienta muy útil para desentrañar las condiciones físico-químicas que condicionan los procesos geodinámicos. A pesar de que las cromititas constituyen un sistema relativamente simple, compuesto esencialmente por cromita y olivino, hay muy pocos trabajos que hayan utilizado la modelización termodinámica para desentrañar tanto sus condiciones de formación (ej. Sack y Ghiorso, 1991) como de alteración (ej. Evans y Frost, 1975; Gerville et al., 2012; Barra et al., 2014). Por tanto, el uso de herramientas informáticas va a permitir desarrollar en esta Tesis Doctoral modelos termodinámicos en cromititas con el fin de:

- 1) Sustentar a través del cálculo de pseudosecciones (o diagramas de fase isoquímicos) todos aquellos procesos identificados en las muestras naturales a partir de las relaciones texturales y modificaciones en la composición tanto de la cromita como de los minerales de la matriz.
- 2) Conocer las condiciones de presión, temperatura y cambios de potencial químico a las que fueron sometidas las cromititas durante la alteración metamórfica.
- 3) Modificar y ajustar el modelo de solución sólida de las espinelas cromíferas empleado hasta el momento, utilizando los datos experimentales procedentes de la bibliografía para modelizar cromita de composición más próxima a la real.

Capítulo 2

Metodología

- 2.1. Revisión bibliográfica
- 2.2. Selección de muestras
 - 2.2.1. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales
 - 2.2.2. Serpentinita de Tehuitzingo
 - 2.2.3. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos
 - 2.2.4. Cinturones ofiolíticos de Mayarí-Baracoa y Massif du Sud
- 2.3. Técnicas analíticas
 - 2.3.1. Microscopía de luz reflejada y transmitida
 - 2.3.2. Microscopio electrónico de barrido
 - 2.3.3. Microsonda electrónica
 - 2.3.4. Ablación láser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS)
- 2.4. Cálculo de diagramas de fase (Perple_X)

2.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Al comienzo de la investigación se realizó una revisión exhaustiva de la bibliografía relacionada con la alteración de la cromita que forma cuerpos de cromititas en complejos ofiolíticos, estratificados, zonados de tipo Ural-Alaskiano y komatiitas. Se prestó particular atención a la descripción de los procesos que tienen lugar durante el re-equilibrio post-magmático, serpentización, metamorfismo y alteración hidrotermal, con el objetivo de conocer el estado de conocimiento actual y la problemática existente. Respecto a las zonas de estudio, la bibliografía existente en alguna de ellas es escasa, no es de dominio público o no están publicados ni en español ni en inglés.

Los trabajos publicados sobre la geología y las mineralizaciones de los macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales en Bulgaria son muy escasos e incluyen sólo los artículos de Kolcheva et al. (2000), Haydoutov et al. (2003, 2004) y Gerville et al. (2012). Como dato adicional de la trayectoria metamórfica, no estudiada en el caso de los afloramientos en Bulgaria, se usaron como referencia los datos de Mposkos (2002) y Mpokos y Krohe (2000, 2006) quienes estudiaron los macizos ultramáficos de los Rhodopes griegos, equivalentes a los que afloran en Bulgaria. Dicha información se complementó con comunicaciones personales de los Doctores Fernando Gerville, Catedrático del Departamento de Cristalografía y Mineralogía en la Universidad de Granada, y Thomas Kerestedjian, investigador del Instituto de Geología de la Academia de las Ciencias de Bulgaria, los cuales proporcionaron información geológica recopilada durante diversas campañas de campo realizadas previamente a esta investigación.

En el caso de la serpentinita de Tehuitzingo se tomó como referencia de partida el trabajo realizado por Proenza et al. (2004a), así como la Tesis Doctoral realizada por González-Mancera (2010) y los trabajos de Carballido-Sánchez y Delgado-Argote (1989), Ortega-Gutiérrez et al. (1999), González-Mancera et al. (2009) y Galaz et al. (2013a, b).

Para el estudio de las mineralizaciones de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos (Argentina) se tomaron como referencia los trabajos de Escayola et al. (2004, 2007) y Proenza et al. (2008), así como los trabajos regionales de Rapela et al. (1998) y Martino et al. (2010, 2012) realizados en las Sierras de Córdoba.

Por último, para conocer con precisión el origen y localización geodinámica de las cromititas seleccionadas como ejemplos de cromita no afectada por el metamorfismo, se tomó como referencia el trabajo de Proenza et al (1999) para Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Este de Cuba) y los trabajos de Leblanc et al. (1980), Cassard et al. (1981) y González-Jiménez et al. (2011a) para Dyne (Massif du Sud, Nueva Caledonia).

2.2. SELECCIÓN DE MUESTRAS

2.2.1. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales

El estudio de los depósitos de cromita en los distintos macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales en Bulgaria (Golyamo Kamenyane, Chernichevo, Avren y Yakovitsa) se realizó con un grupo de muestras proporcionadas por el Dr. Fernando Gervilla (años 2009 y 2011), completado con las recogidas durante una campaña de campo realizada en septiembre de 2012.

Tanto el muestreo como la cartografía geológica de detalle de los diferentes macizos ultramáficos fueron realizados por los Dres. Fernando Gervilla y José María González Jiménez. Durante la campaña de campo realizada para esta Tesis Doctoral se refinó la cartografía previa y la descripción de las rocas ultramáficas en las que encajan los diferentes cuerpos de cromitita. La geología, cartografía y caracterización del macizo de Golyamo Kamenyane se describe de una forma extensa en el trabajo de Gervilla et al. (2012); la del resto de los macizos se tomó de los trabajos de Bazylev et al. (1999), Kolcheva et al. (2000) y Haydoutov et al. (2003, 2004) y se completó con las observaciones realizadas durante la citada campaña de campo.

La densidad del muestreo fue muy desigual de unos macizos a otros y estuvo condicionada, sobre todo, por la distribución espacial y calidad de los afloramientos. Puesto que todos los cuerpos estudiados fueron objeto de exploración y/o explotación, sólo una pequeña proporción (entorno al 15%) de las muestras se tomaron *in situ*. El resto de las muestras proceden de antiguas zonas de acopio mineral y escombreras anexas a las labores mineras actualmente abandonadas. Para la elaboración de esta Tesis Doctoral se estudiaron muestras de 12 de los 17 cuerpos de cromitita descritos en los macizos objeto de estudio, las cuales se seleccionaron siguiendo criterios de tipo textural, a diferentes escalas.

2.2.2. Serpentinita de Tehuitzingo

Para el estudio de las mineralizaciones de cromita encajadas en el cuerpo de serpentinita de Tehuitzingo se contó con un grupo de muestras cedidas por el Dr. Joaquín Proenza, Profesor Titular del Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Depòsits Minerals en la Universidad de Barcelona, las cuales fueron seleccionadas según criterios de tipo textural. La información geológica y de las mineralizaciones fue suministrada por el Dr. Proenza y la metodología de muestreo se describe detalladamente en el trabajo de Proenza et al. (2004a).

2.2.3. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos

El estudio de los cuerpos de cromitita procedentes de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos se llevó a cabo a partir de un grupo de muestras cedidas por el Dr. Joaquín Proenza, seleccionadas con los mismos criterios que en las zonas anteriores. La metodología de muestreo y la geología de la zona se describe en el trabajo de Proenza et al. (2008), la cual fue complementada con información suministrada por el Dr. Proenza.

2.2.4. Cinturones ofiolíticos de Mayarí-Baracoa y Massif du Sud

Las muestras de cromita empleadas como patrones de comparación procedentes de la mina Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Cuba; Proenza et al., 1999) y del indicio de Dyne (Massif du Sud, Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980) fueron proporcionadas por los Dres. Joaquín Proenza y Fernando Gervilla respectivamente. Estas muestras fueron seleccionadas según criterios texturales. Concretamente, las muestras de la mina de Mercedita pertenecen a un cuerpo homogéneo de cromitita masiva de grandes dimensiones (varios cientos de metros de anchura); mientras que las muestras de Dyne pertenecen a un dique de cromitita de pequeñas dimensiones (8,5 x 0,5 m) cuya textura varían de masiva a diseminada hacia el borde del cuerpo. La información geológica y de las mineralizaciones fue suministrada por dichos investigadores.

2.3. TÉCNICAS ANALÍTICAS

2.3.1. Microscopía de luz reflejada y transmitida

Se han estudiado un total de 49 muestras (42 secciones delgado-pulidas y 7 probetas metalográficas) mediante luz reflejada y transmitida con el objetivo de caracterizar las asociaciones minerales y la textura de la cromita en los diferentes cuerpos de cromitita. Entre las muestras estudiadas 26 proceden de 12 cuerpos de cromitita de los 4 macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales, 12 de 10 cuerpos de cromititas incluidas en la serpentinita de Tehuitzingo, 7 de 6 depósitos de cromititas de Los Congos y Los Guanacos, 1 de la cromitita de Mercedita y 3 del dique de Dyne (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Resumen de las muestras estudiadas y las técnicas analíticas empleadas en ellas.

Localidad		Muestra	Tipo de muestra	SEM/FSEM	EMPA	LA-ICP-MS
Macizos ultramárficos de los Rhodopes Orientales	Golyamo Kamenyane	GK1A-5	Sección delgado-pulida		X	
		GK1A-6	Sección delgado-pulida	X	X	X
		GK1A-7	Sección delgado-pulida		X	
		GK3C-1	Sección delgado-pulida		X	
		GK3-100	Sección delgado-pulida		X	
		GK3-101	Sección delgado-pulida		X	
		GK4-100	Sección delgado-pulida		X	
		GK1A-4	Sección delgado-pulida		X	
		GK3A-1	Sección delgado-pulida	X	X	X
		GK1C-3	Sección delgado-pulida	X	X	X
	Chernichevo	GK1C-1	Sección delgado-pulida	X	X	X
		GK1C-2	Sección delgado-pulida		X	
Avren	Yakovitsa	CH1-4	Sección delgado-pulida	X	X	X
		J1-H1	Sección delgado-pulida	X	X	X
		J1-E2	Sección delgado-pulida	X	X	X
		J1-B7	Sección delgado-pulida	X	X	X
		J1-B6	Sección delgado-pulida	X	X	
		J1-B2	Sección delgado-pulida	X	X	
		J1-D1	Sección delgado-pulida	X	X	X
		J1-F1	Sección delgado-pulida	X	X	
		J1-G2	Sección delgado-pulida	X	X	
		J1-A3	Sección delgado-pulida	X	X	X
	Avren	AV3-117	Sección delgado-pulida	X	X	X
		AV3-110	Sección delgado-pulida	X	X	X
		AV3	Sección delgado-pulida		X	
		AV3-121	Sección delgado-pulida	X	X	X
Serpentinita de Tehuitzingo	Serpentinita de Tehuitzingo	CR-5	Sección delgado-pulida		X	X
		CR-9	Sección delgado-pulida	X	X	
		CR-9(B)	Sección delgado-pulida	X	X	X
		CR-12	Sección delgado-pulida	X	X	
		CR-15	Sección delgado-pulida	X	X	
		CR-106	Sección delgado-pulida		X	
		TZ-4	Sección delgado-pulida	X	X	X
		TZ-5	Sección delgado-pulida	X	X	X
		TZ-6	Sección delgado-pulida	X	X	X
		CR-3	Probeta metalográfica	X	X	X
Los Congos	Los Congos	CR-6c	Probeta metalográfica		X	X
		CR-8	Probeta metalográfica		X	X
Los Guanacos	Los Guanacos	M-25	Sección delgado-pulida	X	X	X
		M-27	Sección delgado-pulida	X	X	X
		M-17	Sección delgado-pulida		X	X
		M-17	Probeta metalográfica		X	X
		2260a	Probeta metalográfica	X	X	
Patrones	Mercedita	2226	Probeta metalográfica		X	X
		3317	Probeta metalográfica	X	X	X
	Dyne	ME	Sección delgado-pulida		X	X
		DY-1	Sección delgado-pulida		X	X
		DY-2	Sección delgado-pulida		X	X
		DY-7	Sección delgado-pulida		X	X

Para seleccionar las diferentes zonas representativas de los procesos que afectaron y alteraron a los cristales de cromita se utilizaron varios microscopios de luz reflejada y transmitida. Para la investigación de las secciones pulidas de los macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales se utilizó un microscopio binocular de luz transmitida y reflejada Olympus® modelo BX-41 TRF, con aumentos 5x, 10x, 20x y 50x, equipado con una cámara digital Olympus C-7070, perteneciente al Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza (España). Para el estudio de las secciones delgado-pulidas y probetas metalográficas de las cromititas encajadas en la serpentinita de Tehuitzingo, las de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos, las de Mercedita y Dyne se empleó un microscopio binocular de luz transmitida y reflejada Nikon® modelo E600POL, con aumentos de 5x, 10x, 20x, 40x y 50x, equipado con una cámara digital Canon 10D, perteneciente al GEMOC (Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents) Geochemical Analysis Unit en la Macquarie University (Sydney, Australia). El software empleado para la captura de imágenes en ambos equipos fue el Cam2Com®.

2.3.2. Microscopio electrónico de barrido

Esta técnica permitió describir y discriminar con mayor precisión las diferentes texturas de la cromita así como las fases minerales asociadas. También se empleó para establecer una caracterización química preliminar de las fases minerales, una vez localizadas e identificadas en las láminas delgado-pulidas y probetas metalográficas mediante microscopía de luz reflejada (Tabla 2.1).

La caracterización cualitativa de las zonas de alteración en la cromita y de las fases minerales asociadas se realizó mediante análisis cualitativos, usando espectrómetros de dispersión de energía (EDS) y un tiempo de conteo medio de 20 segundos. Así mismo, el estudio mediante microscopía electrónica de barrido permitió obtener microfotografías de electrones retrodispersados de las diferentes zonas de alteración de la cromita, las cuales se emplearon para realizar una descripción detallada de las diferentes texturas y para seleccionar aquellas zonas en las que posteriormente se realizarían los análisis de elementos mayores, menores y traza.

Este estudio se llevó a cabo mediante dos equipos diferentes: un microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM) modelo Carl Zeiss® MERLIN perteneciente al Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza (España); y un microscopio electrónico de barrido (SEM) modelo Zeiss® EVO MA15 perteneciente al GEMOC Geochemical Analysis Unit en la Macquarie University (Sydney, Australia). Ambos equipos están acoplados a un ordenador con el software INCA 350 X-Sight de Oxford Instruments para el procesamiento de microanálisis y el software SmartTiffV2 de Carl Zeiss para la obtención de imágenes.

2.3.3. Microsonda electrónica

La realización de análisis *in situ* mediante ésta técnica permitió cuantificar el contenido de elementos mayores en las diferentes zonas de alteración de la cromita y de las fases minerales asociadas que habían sido identificadas previamente con el SEM y FESEM (Tabla 2.1). En aquellas muestras donde no se obtuvieron microfotografías de imágenes de electrones retrodispersados, se emplearon las imágenes capturadas con el microscopio óptico para la localización de los análisis.

El análisis cuantitativo de elementos mayores se llevó a cabo con tres equipos diferentes: una microsonda electrónica CAMECA SX50, perteneciente a los Serveis Científico-Tècnics de la Universidad de Barcelona (España) y dos microsondas CAMECA SX100, una perteneciente al Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (España) y otra al GEMOC Geochemical Analysis Unit en la Macquarie University (Sydney, Australia). Las condiciones de trabajo utilizadas en cada uno de los equipos se resumen en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Condiciones de trabajo en los diferentes equipos de microsonda electrónica.

	CAMECA SX50 (Universidad de Barcelona)	CAMECA SX100 (Universidad de Granada)	CAMECA SX100 (Macquarie University)
Voltaje de aceleración	15 kv	20 kv	20 kv
Corriente de sonda	20 nA	20 nA	20 nA
Diámetro del haz	3 µm	2-3 µm	2-3 µm

Para los análisis cuantitativos de la composición de la cromita y los silicatos se realizaron dos rutinas diferentes. En la Tabla 2.3 se presenta una descripción detallada de las rutinas utilizadas en cada centro de investigación.

El cálculo de la fórmula estructural se llevó a cabo de diferente forma atendiendo a la tipología del mineral en cuestión. En la mayoría de los minerales reconocidos (ej. cromita, espinela, magnetita, clorita, serpentinita, piroxeno,...) el cálculo se realizó considerando solamente aquellos elementos que pueden entrar a formar parte de la estructura del mineral. Para ello se recalcularó la suma de los elementos considerados a 100% atómico y de ahí se calculó la formula en átomos por formula unidad. En el caso de los minerales del grupo de la espinela (i.e., cromita, espinela, magnetita,...) donde el FeO analizado representa la suma de iones Fe^{2+} (FeO) y Fe^{3+} (Fe_2O_3), fue necesario calcular previamente el contenido de éstos iones. Para ello se siguió el método de cálculo elaborado por Droop (1987), donde el contenido en FeO y Fe_2O_3 en la cromita se obtiene asumiendo su estequiometría.

Tabla 2.3. Líneas espectrales, tipo de cristal, estándares y tiempos de conteo de las rutinas empleadas en los diferentes equipos de microsonda electrónica.

CAMECA SX50 (Universidad de Barcelona)							
Rutina para cromita				Rutina para silicatos			
Líneas espectrales	Cristal	Estándar	Tiempo de conteo (s)	Líneas espectrales	Cristal	Estándar	Tiempo de conteo
Mg K α	TAP	Periclasa	20	Na K α	TAP	Albita	20
Al K α	TAP	Al ₂ O ₃	20	Mg K α	TAP	Periclasa	20
Si K α	TAP	Diópsido	20	Al K α	TAP	Al ₂ O ₃	20
Ti K α	PET	Rutilo	20	Si K α	TAP	Diópsido	20
V K α	LIF	V puro	30	Ca K α	PET	Wollastonita	20
Cr K α	PET	Cr ₂ O ₃	20	Ti K α	PET	Rutilo	20
Mn K α	LIF	Rodonita	30	Cr K α	PET	Cr ₂ O ₃	20
Fe K α	LIF	Fe ₂ O ₃	30	Mn K α	LIF	Rodonita	30
Ni K α	LIF	NiO	30	Fe K α	LIF	Fe ₂ O ₃	30
Zn K α	LIF	Esfalerita	30	Ni K α	LIF	NiO	30
Co K α	LIF	Co puro	30	Zn K α	LIF	Esfalerita	30

CAMECA SX100 (Universidad de Granada)			
Rutina para cromita			
Líneas espectrales	Cristal	Estándar	Tiempo de conteo (s)
Mg K α	TAP	Periclasa	25
Fe K α	TAP	Hematites	20
Al K α	TAP	Al ₂ O ₃	20
Cr K α	PET	Cr ₂ O ₃	20
Si K α	LIF	Cuarzo	15
Ti K α	PET	Rutilo	20
Mn K α	LIF	MnTiO ₃	10
Ni K α	LIF	NiO ₂	10
V K α	LIF	Vanadita	10

CAMECA SX100 (Macquarie University)			
Rutina para cromita			
Líneas espectrales	Cristal	Estándar	Tiempo de conteo (s)
Na K α	TAP	Albita	10
Mg K α	TAP	MgO	20
Si K α	TAP	Olivino	20
Al K α	TAP	Cianita	30
Zn K α	LIF	ZnS	10
Ni K α	LIF	Ni puro	10
Fe K α	LIF	Fe ₂ O ₃	10
Mn K α	LIF	Mn granate	10
Cr K α	LIF	Cr metal	10
V K α	LIF	V metal	10
K K α	PET	Ortoclasa	10
Ca K α	PET	CaSiO ₃	10
Ti K α	PET	TiO ₂	10

2.3.4. Ablación láser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS)

La utilización de la técnica de ablación láser acoplada a espectrómetros de masas con fuente de plasma inducido (LA-ICP-MS) permitió realizar análisis *in situ* para obtener la composición de los elementos menores y traza en las diferentes zonas de alteración de la cromita y en los silicatos asociados. Estas zonas fueron seleccionadas previamente empleando las imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con SEM y FESEM, o a partir de las microfotografías realizadas en el microscopio óptico de luz reflejada (Tabla 2.1). Los análisis de LA-ICP-MS se realizaron en la misma zona donde se realizaron previamente los análisis de microsonda electrónica.

Los análisis cuantitativos de elementos menores y traza fueron determinados usando un sistema de láser New Wave UP 266 conectado a un ICP-MS Agilent 7500cs perteneciente al GEMOC Geochemical Analysis Unit en la Macquarie University (Sydney, Australia). Los elementos utilizados para el análisis de los procesos de alteración de cromita fueron Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Zn y Ga, y las masas analizadas con el espectrómetro fueron ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{53}Cr , ^{55}Mn , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{71}Ga , ^{72}Ge , ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{118}Sn , ^{137}Ba , ^{178}Hf , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{208}Pb y ^{232}Th . Dichos elementos menores y traza se seleccionaron debido a su mayor contenido relativo en la cromita (Pagé y Barnes, 2009). En los silicatos se seleccionaron los mismos elementos para una mejor comparación. Los isótopos ^{29}Si y ^{42}Ca se incluyeron en la rutina de análisis de la cromita para detectar la presencia de inclusiones de silicatos en las diferentes zonas de alteración.

Los análisis se realizaron utilizando un haz de diámetro variable (entre 30 y 55 μm), a 5 Hz de frecuencia y un flujo de 9 mJ/pulso, aplicado durante 180 s de análisis: 60 s para el blanco (gas Ar) y 120 s para el material objeto de análisis. Los diámetros de haz de menor tamaño (30-40 μm) se emplearon para analizar las zonas de alteración de la cromita libres de silicatos, cuando dichos granos presentaban textura porosa, en bordes de cromita alterada poco desarrollados o en los cristales de cromita con diferentes fases exsuetas. Los datos obtenidos durante los diferentes conjuntos de análisis (i.e., *runs*) de ablación se procesaron mediante el software GLITTER (Griffin et al., 2008; www.mq.edu.au/GEMOC), donde se seleccionó la parte del espectro correspondiente al resultado obtenido del análisis de cromita o del silicato en cuestión. Esto permitió eliminar posibles interferencias de silicatos en las zonas de alteración de la cromita con textura porosa o en los granos de cromita con varias fases exsuetas (Fig. 2.1.).

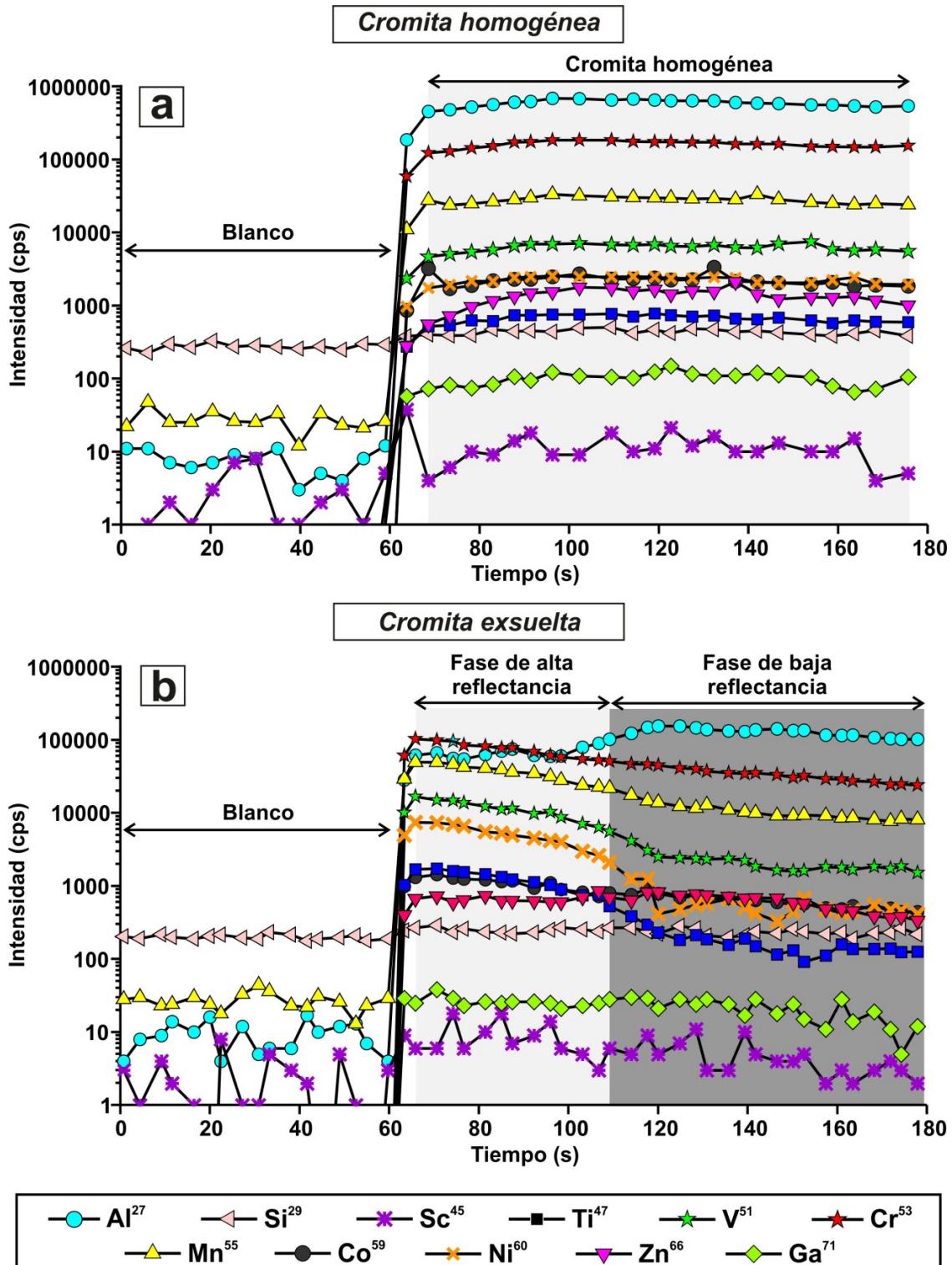


Figura 2.1. Diagramas de intensidad (cuentas por segundo) vs tiempo en análisis de LA-ICP-MS realizados en una cromita homogénea (a) y otra exsuelta (b) procedentes del macizo de Los Congos (Argentina), empleadas para controlar la presencia de varias fases de cromita exsuelta. Leyenda integrada en la figura.

La calibración del instrumento se realizó empleando el estándar internacional NIST 610 (vidrio silicatado certificado por National Institute Standards and Technology, Gaithersburg, USA; Norman et al., 1996). El contenido en Al_2O_3 (% en peso) obtenido con microsonda electrónica se usó como estándar interno para recalibrar los datos obtenidos con el láser ICP-MS respecto a un valor conocido. El estándar de vidrio basáltico BRC-2g (Norman et al., 1998; Gao et al., 2002) y el de cromita LCR-1 (Locmelis et al., 2011) se analizaron en los diferentes *runs* con el objetivo de evaluar la calidad de los análisis (reproducibilidad, precisión y exactitud).

Las Tabla 2.4 y Tabla 2.5 muestran los datos obtenidos a partir de los análisis de los diferentes materiales elegidos como estándares de referencia. En ambas tablas se observa una buena reproducibilidad en ambos estándares (BCR-2g y LCR-1) para la mayoría de los elementos traza, con valores inferiores o similares al 5%. Los valores de Zn analizados en el estándar (vidrio) BCR-2g muestran una desviación del 6.9%. Estos valores son similares cuando se comparan con los datos publicados por Norman et al. (1998) (7%) y mucho menores que los publicados por el USGS (21.9%), lo cual podría estar relacionado con el hecho que el vidrio analizado durante este estudio es el mismo que emplearon Norman et al. (1998) y con la baja concentración de Zn en este estándar (Tabla 2.4). La desviación de los valores de Ni (7.9%), Zn (15.2%) y Ga (8.1%) en el estándar LCR-1 es elevada, lo cual puede deberse a que se trata de una roca natural y su composición no es del todo homogénea, dando lugar a estas variaciones.

Tabla 2.5. Resultados de los análisis realizados en el vidrio BCR-2g con ablación con láser ICP-MS (New Wave UP 266) y la comparación con valores de la literatura.

	⁴⁵Sc (ppm)	⁴⁷Ti	⁵¹V	⁵⁵Mn	⁵⁹Co	⁶⁰Ni	⁶⁶Zn	⁷¹Ga
<i>BCR-2-1</i>	34.35	14639	441	1510	37.12	11.57	151	23.09
<i>BCR-2-2</i>	32.63	14668	435	1500	36.73	11.59	145	22.30
<i>BCR-2-3</i>	33.40	14425	443	1628	37.53	11.71	152	22.71
<i>BCR-2-4</i>	31.81	14490	456	1670	39.39	12.23	156	23.20
<i>BCR-2-5</i>	31.35	13129	432	1570	39.50	12.53	165	23.46
<i>BRC-2-6</i>	33.73	13177	406	1422	35.76	11.41	178	20.85
<i>BRC-2-7</i>	31.95	13287	447	1594	40.44	13.19	170	24.27
<i>BRC-2-8</i>	32.06	13476	441	1551	39.52	12.97	174	23.42
<i>BRC-2-9</i>	33.53	14306	433	1558	38.25	12.24	154	22.94
<i>BCR-2-10</i>	32.15	14536	456	1603	38.90	12.30	168	23.66
<i>BRC-2-11</i>	32.76	14749	445	1566	37.82	12.09	159	23.43
<i>BRC-2-12</i>	33.82	13794	425	1551	38.34	11.79	143	22.49
<i>BRC-2-13</i>	32.44	12774	430	1531	39.94	12.5	151	23.28
<i>BRC-2-14</i>	33.61	12706	435	1567	40.4	13.76	172	23.78
<i>BRC-2-15</i>	33.25	12823	431	1551	39.34	13.37	158	23.25
<i>BRC-2-16</i>	33.14	13983	434	1560	38.39	12.08	149	22.28
<i>BRC-2-17</i>	32.62	12740	433	1524	38.44	12.16	168	22.44
<i>BRC-2-18</i>	31.79	12716	431	1551	39	12.46	151	23.52
<i>BRC-2-19</i>	34.17	13859	437	1550	38.09	11.64	151	22.28
<i>BRC-2-20</i>	33.05	13918	433	1539	37.81	11.33	142	21.77
<i>BRC-2-21</i>	32.4	13952	435	1543	38.18	11.38	146	22.69
<i>Mínimo</i>	31.35	12706	406	1422	35.76	11.33	142	20.85
<i>Máximo</i>	34.35	14749	456	1670	40.44	13.76	178	24.27
<i>Media</i>	32.86	13721	436	1554	38.52	12.20	157	22.91
<i>Mediana</i>	32.76	13859	435	1551	38.39	12.16	154	23.09
<i>Dev. Std.</i>	0.8	730.5	10.6	48.6	1.2	0.7	10.9	0.8
<i>Dev. Rel. (%)</i>	2.6	5.3	2.4	3.1	3.1	5.6	6.9	3.4
Comparación entre los valores publicados y los analizados								
<i>Norman et al., 1998 (LA-ICP-MS)</i>	33	14000	414	na ^a	35.8	10.8	147	22.7
<i>Diff. val. publ. & este estudio^b</i>	0.14	279	22	na	2.72	1.40	10	-0.21
<i>Des. val. publ. & este estudio^c</i>	0.4	2.0	5.3	na	7.6	13.0	7.0	-0.9
Comparación entre los valores de referencia de la USGS y los analizados								
<i>Val. referencia de USGS^d</i>	33	na	416	1520	37	na	129	23
<i>Diff. val. USGS & este estudio^e</i>	0.14	na	20	34	-1.52	na	28	0.09
<i>Dev. val. USGS & este estudio^f</i>	0.4	na	4.8	2.2	-4.1	na	21.9	0.39
<i>Ratio val. USGS & este estudio^g</i>	0.5	na	0.5	0.5	0.5	na	0.5	0.5
Nota: Al fue usado como estándar interno en el cristal NIST610								
(a) No analizado (na)								
(b) Diferencia entre los valores publicados por Norman et al. (1998) y los valores analizados. Todos los valores fueron terminados por ablación láser ICP-MS								
(c) Desviación entre los valores de Norman et al. (1998) y los analizados.								
(d) USGS website, Mayo 2010								
(e) Diferencia entre los valores de referencia de la USGS y los valores analizados.								
(f) Desviación entre los valores de referencia de la USGS y los analizados.								
(g) Ratio entre los valores de referencia de la USGS y los analizados. Ratios similares a 0 indican buena reproducibilidad y los próximos a ±1 indican mala reproducibilidad.								

Tabla 2.6. Resultados de los análisis realizados en la cromita LCR-1 empleada como estándar del laboratorio con ablación con láser ICP-MS (New Wave UP 266) y la comparación con valores de la literatura.

	⁴⁵Sc (ppm)	⁴⁷Ti	⁵¹V	⁵⁵Mn	⁵⁹Co	⁶⁰Ni	⁶⁶Zn	⁷¹Ga
<i>LCR-1-2</i>	3.28	17556	2157	1812	232	1176	808	40.60
<i>LCR-1-3</i>	3.11	17093	2395	2002	250	1263	836	42.16
<i>LCR1-5</i>	3.14	16351	2338	1937	271	1360	934	43.08
<i>LCR-1-7</i>	3.39	15895	2336	1882	261	1431	953	42.40
<i>LCR-1-8</i>	3.38	16358	2399	2130	265	1406	944	46.10
<i>LCR-1-9</i>	3.32	17460	2318	2005	254	1303	917	44.84
<i>LCR-1-10</i>	3.35	18053	2548	2209	260	1404	1004	47.30
<i>LCR-1-11</i>	3.32	17622	2430	1913	262	1306	1005	48.78
<i>LCR-1-12</i>	3.47	17323	2333	1825	234	1124	712	37.97
<i>LCR-1-13</i>	3.37	16040	2325	1842	245	1235	733	39.06
<i>LCR-1-14</i>	3.3	15748	2326	1826	247	1227	954	41.29
<i>LCR-1-15</i>	3.35	15764	2335	1827	247	1209	754	38.7
<i>LCR-1-16</i>	3.44	17428	2350	1869	239	1143	688	39.2
<i>LCR-1-17</i>	3.36	16158	2380	1848	249	1222	811	40.46
<i>LCR-1-18</i>	3.36	16060	2326	1856	252	1249	776	40.41
<i>LCR-1-19</i>	3.3	17247	2347	1838	239	1154	721	38.65
<i>LCR-1-20</i>	3.32	17461	2345	1839	239	1146	603	37.22
<i>LCR-1-21</i>	3.29	17399	2325	1855	240	1152	660	38.87
<i>Mínimo</i>	3.11	15748	2157	1812	232	1124	603	37.22
<i>Máximo</i>	3.47	18053	2548	2209	271	1431	1005	48.78
<i>Media</i>	3.33	16834	2351	1906	249	1251	823	41.51
<i>Mediana</i>	3.34	17170	2337	1856	248	1231	810	40.53
<i>Dev. Std.</i>	0.09	764	74	112	11	98	125	3.35
<i>Dev. Rel. (%)</i>	2.7	4.5	3.1	5.9	4.5	7.9	15.2	8.1

Comparación entre los valores publicados y los analizados

<i>Locmelis et al. 2011 (LA-ICP-MS)</i>	na ^a	17117	2244	1803	234	1167	na	na
<i>Diff. valor publ. & este estudio^b</i>	na	283	107	103	15.16	83.58	na	na
<i>Dev. valor publ. & este estudio^c</i>	na	1.7	4.8	5.7	6.5	7.2	na	na
<i>Ratio valor publ. & este estudio^d</i>	na	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	na	na

Nota: Al fue usado como estándar interno en el cristal NIST610

(a) No analizado (na)

(b) Diferencia entre los valores publicados por Locmelis et al. (2011) y los analizados. Todos los valores fueron obtenidos por ablación láser ICP-MS

(c) Desviación entre los valores de Locmelis et al. (2011) y los analizados.

(d) Ratio entre los valores de Locmelis et al. (2011) y los analizados. Ratios similares a 0 indican buena reproducibilidad y los próximos a ± 1 indican mala reproducibilidad.

2.4. CÁLCULO DE DIAGRAMAS DE FASE (PERPLE_X)

Los cálculos termodinámicos que se presentan en los sucesivos capítulos se obtuvieron con el software Perple_X (Connolly, 1990, 2005). La estrategia de cálculo que emplea Perple_X está fundamentada en la formulación lineal de la energía libre dentro de una rejilla multinivel utilizada para asignar y recuperar relaciones de fase y propiedades físicas.

La preferencia de Perple_X frente a otros programas orientados a la petrología (ej. Thermocalc, Theriak-domino, MELTS,...) reside principalmente en la posibilidad de obtener simultáneamente propiedades físicas (ej. densidad, capacidad calorífica específica, velocidad de las ondas P y S,...) y diagramas de fase. La capacidad de Perple_X para desarrollar este tipo de cálculos petrofísicos ha demostrado que es una herramienta potente para el modelado geodinámico (Connolly, 2005).

Otra virtud de Perple_X es que se basa en la generalización termodinámica. En esta generalización, los componentes termodinámicos se extrapolan para construir diagramas de fase independientemente de las variables elegidas y para un amplio rango de sistemas físico-químicos. De este modo, Perple_X puede gestionar sistemas isocóricos (volumen constante), adiabáticos (sin intercambio de calor) o químicamente abiertos con la misma estrategia de cálculo que para los sistemas isoquímicos convencionales (Connolly, 1990). Además, el algoritmo empleado para realizar un ajuste lineal de la variación de la energía libre permite cálculos robustos y relativamente rápidos, incluso para sistemas complejos.

Existen sólo dos tipos básicos de variables en los diagramas de fase: i) **potenciales**, definidas por la derivada parcial de una propiedad extensiva con respecto a otra, por ejemplo: presión (P), temperatura (T) y potenciales químicos del j^o componente (μ_j). Todos ellos son funciones de estado potenciales (θ); y ii) “**composiciones**”, definidas arbitrariamente como un ratio de propiedades extensivas, por ejemplo: número de moles del j^o componente (n_j), energía interna (U), entalpía (H), entropía (S) y volumen (V). Todas ellas son funciones de estado extensivas (ψ).

Aunque cada variable tenga un significado físico-químico diferente, ambas pueden ser tratadas del mismo modo desde un punto de vista de cálculo. Esto constituye la base del método el cálculo de diagramas de fase que usa Perple_X. En el contexto de la termodinámica general, el término componente está asociado con cada extensión conservativa independiente de un sistema (i.e., n_j en sistemas cerrados, V en sistemas isocóricos,...). Las variaciones en el estado y extensión de un sistema en equilibrio pueden ser descritas a partir de la siguiente relación:

$$d\Omega = \sum_{j=1}^c \theta_j d\Psi_j - \sum_{j=c+1}^n \Psi_j d\theta_j$$

donde Ω es una función de estado generalizada, y Ψ_j y θ_j representan la extensión y potencial del sistema, respectivamente.

Para sistemas isoquímicos (i.e. P y T son propiedades medidas ambientalmente y n_j son propiedades conservativas) Ω es conocida como energía libre de Gibbs (G), de forma que la expresión anterior puede formularse para las variables independientes $\{-P, T, n_1, \dots, n_j\}$ como:

$$dG = VdP - SdT + \sum_{j=1}^c \mu_j dn_j$$

En la práctica, Perple_X encuentra las cantidades y composiciones de las fases que minimizan la energía libre de Gibbs del sistema (G^{sis}) a presión y temperatura constante (Connolly, 2005). Esta energía de Gibbs del sistema se puede expresar, en función de i fases posibles en el sistema, como:

$$G^{sis} = \sum_{i=1}^{\Pi} \alpha_i G^i$$

donde G^i es la energía de Gibbs de una cantidad arbitraria, en este caso para un mol de i fases y α_i es la cantidad de la fase.

La energía de Gibbs de una fase disuelta es la función no lineal de su composición y en Perple_X es representada por una serie de compuestos, designados “pseudocompuestos”, definidos de tal forma que cada compuesto tiene las propiedades termodinámicas de disolución para una composición específica. La Figura 2.2 muestra la diferencia entre la superficie de Gibbs no lineal de las fases β y γ , y su correspondiente aproximación lineal formada por un número infinito de pseudocompuestos $\{\beta_1, \dots, \beta_6, \gamma_1, \dots, \gamma_8\}$. Para una composición X^{sis} el algoritmo identificaría $\beta_4 + \gamma_6$ como la asociación de fases estables.

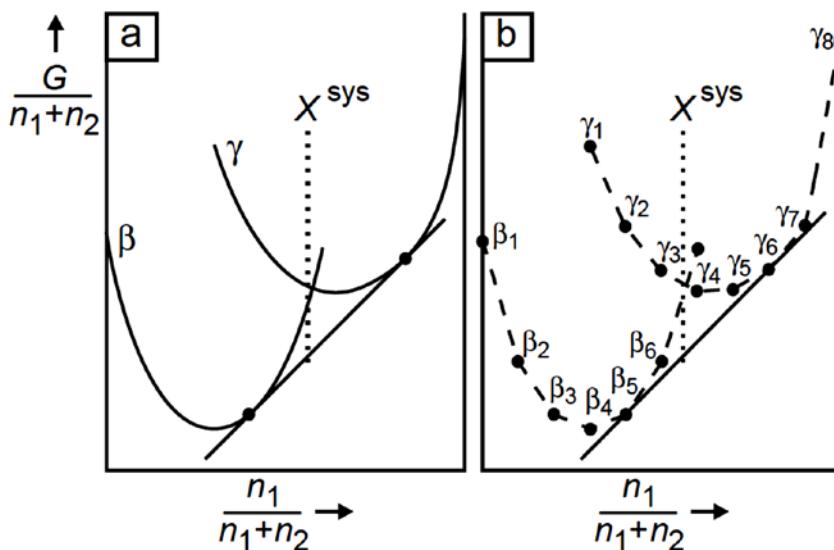


Figura 2.2. Diagramas esquemáticos de composición frente a energía libre isobárica e isotérmica para un sistema binario, donde se muestra la diferencia entre una solución no lineal para un problema de equilibrio de fase (a) y su aproximación lineal (b).

Perple_X emplea una cuadrícula Cartesiana multinivel como estrategia para dibujar secciones de diagramas de fase. En la actual versión (Perple_X 6.7.0) los cálculos que implican las fases disueltas se realizan en dos ciclos, uno exploratorio para estimar el rango de composición de la fase y otro de auto-refinamiento, donde se refinan los resultados previos (Connolly, 2009). Esto permite una mayor resolución de los pseudocompuestos en menor tiempo.

Perple_X también ofrece la posibilidad de calcular diagramas de fase para una composición total (conocidos como pseudosecciones). Las pseudosecciones contienen información sobre las asociaciones minerales y cambios en las asociaciones minerales con variaciones en las variables intensivas, mostrando sólo aquellos equilibrios que son relevantes para una composición total. Estos diagramas posiblemente sean la mejor forma de ilustrar la dependencia de las asociaciones minerales respecto a, por ejemplo, la presión, temperatura o potencial químico de una especie. Por tanto, estos diagramas son muy útiles para documentar los procesos metamórficos sufridos por una roca específica.

En esta Tesis Doctoral el cálculo de pseudosecciones se ha empleado como una herramienta imprescindible para descifrar las condiciones de presión, temperatura y cambios de potencial químico que han quedado registradas en cromititas durante la alteración metamórfica. La discusión detallada de los posibles factores que afectan a los resultados finales (ej., composición total efectiva, datos termodinámicos, modelos de solución sólida,...) serán discutidas en cada caso específico.

Capítulo 3

Modelos de solución sólida para espinelas cromíferas

3.1. Introducción

3.1.1. Formulación del modelo de solución sólida

3.2. Modelo previo de solución sólida para espinela cromífera (CrSp)

3.3. Modelo de solución sólida para la mezcla Mg-Fe²⁺

3.4. Modelo de solución sólida para espinelas cromíferas con Fe₂O₃

3.1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el uso de programas de modelización termodinámica se ha convertido en una herramienta fundamental para reproducir los cambios físico-químicos que se pueden inferir a partir del estudio de las muestras naturales. Estos programas están constituidos esencialmente por tres partes relativamente independientes: i) una base de datos termodinámicos que incluye las variables termodinámicas (ej., energía libre de Gibbs, entalpía, entropía, volumen,...) de los compuestos estequiométricos o miembros extremos de una solución sólida; ii) los modelos de solución sólida, donde las fases de la solución son descritas como una mezcla de miembros extremos reales o hipotéticos; y iii) un minimizador de energía libre, es decir, el algoritmo que utiliza cada programa para minimizar la energía libre.

Entre los programas orientados a la modelización de procesos en la petrogénesis de las rocas ígneas y metamórficas no todos son capaces de modelizar rocas con cromo debido a: i) la falta de modelos de solución sólida con cromo en su base de datos (Theriak-domino; de Capitani, 1994); ii) no son apropiados para modelizar condiciones subsolidus ni composiciones de roca total sencillas como las cromititas (cromita + olivino) (MELTS; Ghiorso y Sack, 1995); o iii) las relaciones de fase son ligeramente diferentes en términos de estabilidad absoluta (Thermo-Calc; Holland y Powell, 1998).

Sin embargo, Perple_X (Connolly, 2009) contiene una base de datos que incluye modelos de solución sólida con cromo y además, el algoritmo que emplea para minimizar la energía libre permite obtener simultáneamente propiedades físicas y diagramas de fase. Estas características hacen que Perple_X sea el programa más adecuado para modelizar problemas sobre la petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas con cromo. No obstante, los modelos de solución sólida que existen actualmente en Perple_X no son capaces de reproducir con precisión las muestras naturales con cromo. Por ejemplo Borghini et al. (2010) mostraron que la partición Cr-Al entre espinelas y piroxenos (orto- y clinopiroxeno) calculada con Perple_X no reproduce los valores obtenidos experimentalmente (Fig.3.1.).

Por tanto, en este capítulo se pretende modificar el modelo de solución sólida para la espinela cromífera de Perple_X para reproducir con mayor precisión las composiciones observadas en rocas mantélicas naturales con cromo. Como test inicial para este modelo se van a emplear las muestras naturales más simples, es decir, cromititas que contienen, en la mayoría de los casos, exclusivamente cromita y olivino.

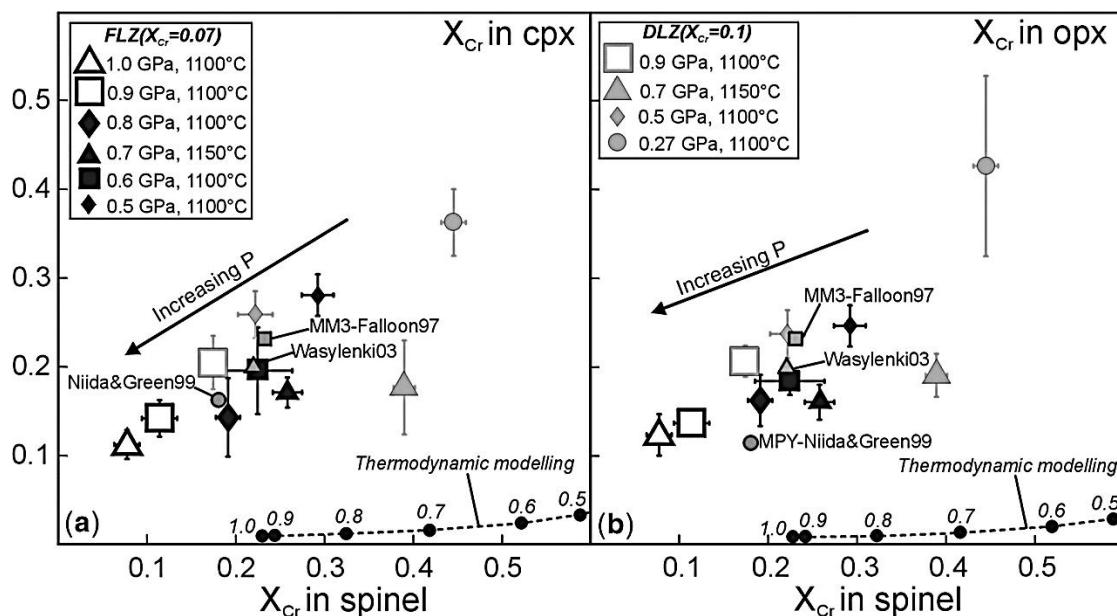


Figura 3.1. Partición Cr-Al [$X_{Cr} = Cr/(Cr+Al)$] entre espinela y orto- (a) y clinopiroxeno (b) obtenidos experimentalmente para composiciones de lherzolita empobrecida y fértil (triángulos, cuadrados y rombos, respectivamente). Los círculos negros conectados por una línea discontinua representan la tendencia en la variación X_{Cr} entre espinela y piroxeno calculados con el modelo de solución sólida actual de Perple_X en el sistema Cr-NCFMAS, para una composición tipo lherzolita fértil. Gráfico tomado de Borghini et al. (2010).

El modelo de solución sólida para espinelas cromíferas con mayor utilidad está formado por seis miembros extremos: magnetita ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$), hercinita ($Fe^{2+}Al_2O_4$), cromita ($Fe^{2+}Cr_2O_4$), magnesioferrita ($MgFe^{3+}_2O_4$), espinela ($MgAl_2O_4$) y magnesiocromita ($MgCr_2O_4$), los cuales representan los vértices del conocido como prisma de la espinela, constituido por los siguientes componentes: $MgO-FeO-Al_2O_3-Cr_2O_3-Fe_2O_3$ (Fig.3.2.a; Haggerty, 1976).

La complejidad de este modelo de solución sólida reside en el hecho que los miembros extremos pueden tener una estructura de tipo espinela normal o inversa. Esto implica una distribución diferente de los cationes divalentes y trivalentes en las posiciones octaédricas y/o tetraédricas (Fig.3.2.b); y que algunas de las soluciones entre miembros extremos (i.e., espinela-magnesioferrita, hercinita-magnetita, cromita-magnetita, magnesiocromita-magnesioferrita, espinela-magnesiocromita y hercinita-cromita) muestran solvus asimétricos a baja temperatura (ver Figura 8 de Sack y Ghiorso, 1991).

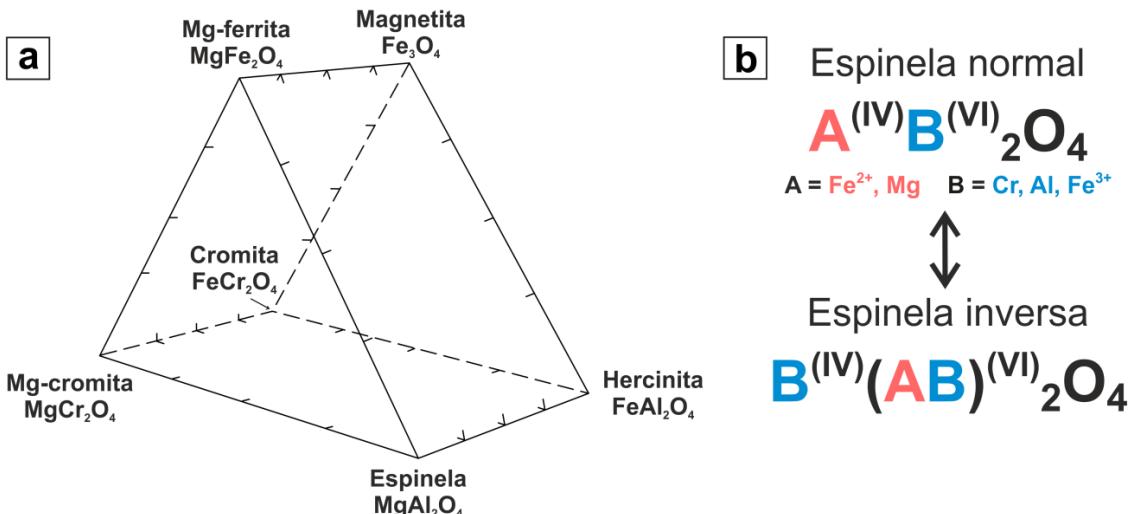


Figura 3.2. (a) Diagrama representando la composición de las espinelas cromíferas como parte de una solución sólida compuesta por seis miembros extremos en el sistema MgAl_2O_4 - FeAl_2O_4 - MgCr_2O_4 - FeCr_2O_4 - Fe_3O_4 (Haggerty, 1976) (b) Distribución de los cationes entre las diferentes posiciones estructurales según las estructuras normal e inversa de la espinela.

3.1.1. Formulación del modelo de solución sólida

Para formular un modelo de solución sólida es necesario describir la energía libre de Gibbs (G^0) como la suma de tres componentes (Fig.3.3.):

$$G^0 = g^{\text{mech}} + g^{\text{conf}} + g^{\text{ex}}$$

La **energía mecánica** (g^{mech}) surge de la mezcla mecánica de los miembros extremos y por tanto, depende de la energía libre de t miembros extremos (g^0) y de la proporción con la que éstos se mezclen (y_i) (Fig.3.3.), de forma que se puede expresar como:

$$g^{\text{mech}} = \sum_{i=1}^t y_i g_i^0$$

La **energía configuracional** (g^{conf}) está asociada con la pérdida de orden de una mezcla química de dos o más miembros extremos (Fig.3.3.) y por tanto, con el aumento de la entropía (ΔS^{conf}) responsable de la estabilización de las fases de la solución:

$$g^{\text{conf}} = -T \Delta S^{\text{conf}}$$

Esta entropía configuracional va a depender del número de posiciones estructurales donde se produzca la mezcla (i.e., posiciones tetraédricas, T, y octaédricas, O en la espinela), del número de posiciones estructurales por fórmula unidad (i.e., una posición T y dos O en las espinelas) y de que algunos miembros extremos puedan tener su propia entropía configuracional.

El cálculo tanto de la entropía como de la energía configuracional se complica cuando incrementa el número de posiciones y el desorden en la estructura. Para tener en cuenta todas estas complicaciones se calcula de forma independiente la entropía que surge de la mezcla de las n posiciones estructurales de una solución:

$$S^{\text{conf}} = -R \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} q_i z_{ij} \ln z_{ij}$$

donde q_i es el número de posiciones de tipo i, m_i es el número de tipos de átomos que se mezclan en la posición i, y z_{ij} es la fracción atómica del átomo j que se mezcla en posición i.

La mayor dificultad para el cálculo de la entropía configuracional es que las fracciones atómicas en cada posición (z_{ij}) se expresan en función de las fracciones molares de los miembros extremos (y_i).

La **energía de exceso** (g^{ex}) es consecuencia de la distorsión en la estructura atómica causada por la mezcla química entre t miembros extremos (Fig.3.3.), y se expresa como:

$$g^{\text{ex}} = \sum_{i}^{t-1} \sum_{j=i+1}^t W_{ij} y_i y_j$$

O la suma de las interacciones entre pares de miembros extremos (y_i, y_j), donde éstas interacciones se caracterizan por los coeficientes W_{ij} (parámetros Margules, en J/mol) que generalmente son constantes, pero pueden ser dependientes de la presión (término relacionado con el volumen molar, V_i) y de la temperatura (término relacionado con la entropía, S_i).

En general, la energía de exceso puede expresarse como un *modelo regular*, es decir, cuando la sustitución de los cationes es simétrica (W_{ij}) (Fig.3.3.) o como un *modelo subregular*, cuando la sustitución es asimétrica y la expansión de la estructura implica mayor orden ($W_{iij} + W_{iji}$). Para expresar la interacción producida por la mezcla de estructuras ordenadas y desordenadas se emplean los parámetros de orden, Q_{ij} .

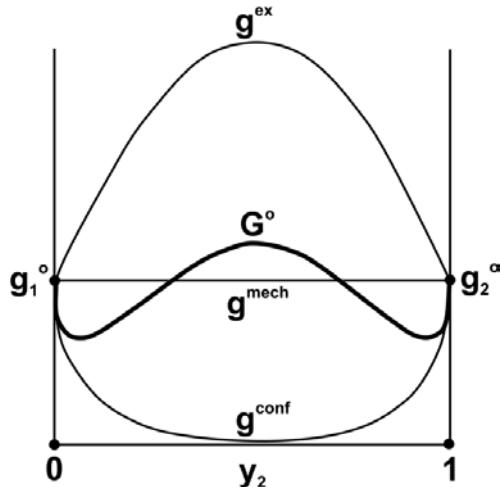


Figura 3.3. Diagrama composición vs energía de Gibbs que ilustra los tres componentes de la energía libre de Gibbs específica para una solución binaria. Diagrama construido considerando que la energía de Gibbs para los miembros extremos (0, 1) es cero.

En la Figura 3.4 se muestran las partes que definen el modelo de solución sólida para espinelas cromíferas empleado actualmente por Perple_X (CrSp), donde quedan reflejados los componentes que definen la energía libre de Gibbs.

La primera parte del modelo (Fig.3.4.a) se emplea para definir el nombre de la solución sólida (CrSp), el tipo de modelo de solución sólida (en este caso 7, que corresponde a un modelo de solución sólida recíproco), el nombre y el número de miembros extremos (mcrm = magnesiocromita, fcrm_d = cromita, sp = espinela y herc = hercinita) o el tipo de división del espacio.

El tipo de modelo empleado para definir la solución sólida de las espinelas cromíferas es **recíproco**, ya que el número de miembros extremos (6) es mayor que el de componentes (5), los cationes se mezclan en dos posiciones independientes (octaédrica con tres especies: Al^{3+} , Cr^{3+} y Fe^{3+} ; y tetraédrica con dos especies: Mg^{2+} y Fe^{2+}) y uno de los miembros extremos (fcrm_d; FeCr_2O_3) es dependiente (i.e., sus propiedades termodinámicas se definen por estequiométria de la reacción indicada, $\text{fcrm_d} = 1\text{herc} + 1\text{mcrm} - 1\text{sp}$).

La segunda parte del modelo (Fig.3.4.b) representa la energía de exceso del sistema obtenida a partir de datos experimentales, la cual se expresa por medio de los parámetros de Margules (W_{ij}) entre miembros extremos.

La última parte (Fig.3.4.c) expresa la energía configuracional, la cual está relacionada con la cristalografía del mineral (i.e., número de posiciones en la estructura y número de especies en cada posición).

Debido a que el fichero que emplea Perple_X para los modelos de solución sólida (solution_model.dat) es completamente accesible, se pretende modificar parte del modelo de solución sólida para espinelas cromíferas actual (CrSp) con el fin de obtener un nuevo modelo capaz de reproducir la composición observada en las muestras naturales con cromo.

Definición del modelo		a			b			c		
CrSp		solution name.								
7		model type: Reciprocal								
2	2	2 independent subcompositions								
mcrm	fcrm_d	2 dimensions on each site								
sp	herc	6 end-members								
1		1 dependent endmember								
		fcrm_d = 1 herc + 1 mcrm - 1 sp								
		0 0 0 endmember flags, indicate if the endmember is part of the solution.								
		0. 1. .1 0 subdivision model for (binary) site 1 (A): range and resolution of X(Mg): imod = 0 -> cartesian								
		0. 1. .1 0 subdivision model for (binary) site 2 (B): range and resolution of X(Cr): imod = 0 -> cartesian								
		begin_excess_function w(sp_herc) 7d2 0.0 w(mcrm sp_sp) 4208. 1.501 .321e-1 from Oka et al CMP '84 w(mcrm sp) 19686. 0.463 0.0183 19686 + 0.0183*P + 0.463*T; w(mcrm herc) 20d3 0. 0. end_excess_function								
		2 2 site (a, b) configurational entropy model								
		2 1. 2 species on a, 1 site per formula unit.								
		Energía de exceso z(a,fe) = 1 herc + 1 fcrm_d								
		2 2. 2 species on b, 2 site per formula unit.								
		z(b,cr) = 1 fcrm_d + 1 mcrm								
		end_of_model								

Figura 3.4. Modelo actual de solución sólida para espinelas cromíferas (CrSp) procedente del fichero con las soluciones solidas utilizadas por Perple_X (solution_model.dat).

3.2. MODELO PREVIO DE SOLUCIÓN SÓLIDA PARA ESPINELA CROMÍFERA (CrSp)

Los parámetros que emplea Perple_X para definir la energía de exceso de la mezcla Cr-Al en las posiciones octaédricas de las espinelas cromíferas está basado en el modelo de solución sólida no ideal, subregular (o asimétrico) definido por Oka et al. (1984). Estos autores, a su vez, basan el cálculo de la energía de exceso en la ecuación de estado definida por Chatterjee et al. (1982) para la solución subregular corindón [Al_2O_3]-eskolaita [Cr_2O_3]. Por este motivo se han comprobado cómo Perple_X es capaz de reproducir el intercambio Cr-Al en el sistema más simple (corindón-eskolaita).

Los cálculos se han realizado empleando el modelo de solución sólida Eskol(C), donde $W(\text{esk cor cor})$ se ha cambiado por $W(\text{esk esk cor})$. Estas correcciones se deben al desarrollo de la ecuación (8a) de Chatterjee et al. (1982) para la energía de exceso (G^{ex}):

$$G^{\text{ex}} = (1 - X_{\text{Cr}_2\text{O}_3}) \cdot X_{\text{Cr}_2\text{O}_3} [W_{\text{G,Cr}_2\text{O}_3} + (W_{\text{G,Al}_2\text{O}_3} - W_{\text{G,Cr}_2\text{O}_3})] \cdot X_{\text{Cr}_2\text{O}_3}$$

donde X_i es la fracción molar del componente i y $W_{\text{G},i}$ es el parámetro de Margules asimétrico para dicho componente i . En la Figura 3.5 se muestra como los solvus calculados con Perple_X (Fig.3.5.a) para la mezcla Al-Cr entre corindón y eskolaita reproducen los solvus propuestos por Chatterjee et al. (1982) para 1 bar, 10, 30 y 50 kbar (Fig.3.5.b).

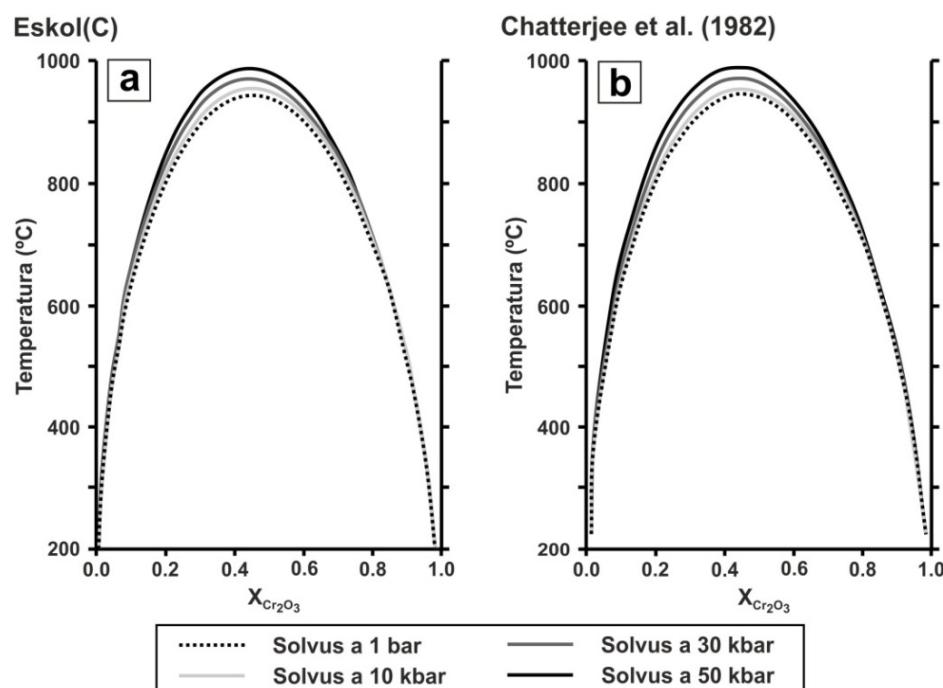


Figura 3.5. Solvus en el sistema $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$ calculados para 1 bar, 10, 30 y 50 kbar con Perple_X para el modelo de solución sólida Eskol (C) (a) y propuestos por Chatterjee et al. (1982) (b). La leyenda está incluida en la figura.

Para comprobar la idoneidad de los parámetros de mezcla entre Cr y Al obtenidos experimentalmente por Oka et al. (1984) (i.e., parámetros de Margules) para el subsistema espinela (MgAl_2O_4)-magnesiocromita (MgCr_2O_4) se ha calculado la distribución de Cr-Al entre espinela y corindón a 25 kbar y temperaturas de 1050°C y 796°C con el modelo de solución sólida para espinelas cromíferas CrSp (Fig.3.6.).

Los valores de distribución de Cr-Al entre espinela y corindón calculados con Perple_X son muy similares a los resultados obtenidos experimentalmente por Oka et al. (1984), mostrando la misma distribución sigmoidea (Fig.3.6.) y reproduciendo el solvus para la fase corindón (línea discontinua de la Fig.3.6.b). Esto se debe a que la temperatura crítica (i.e., temperatura máxima a la que las fases exsuetas son estables) del solvus obtenido por Chatterjee et al. (1982) para valores de presión similares (30 kbar) en el sistema corindón-eskolaita es de aproximadamente 975°C (Fig.3.5.).

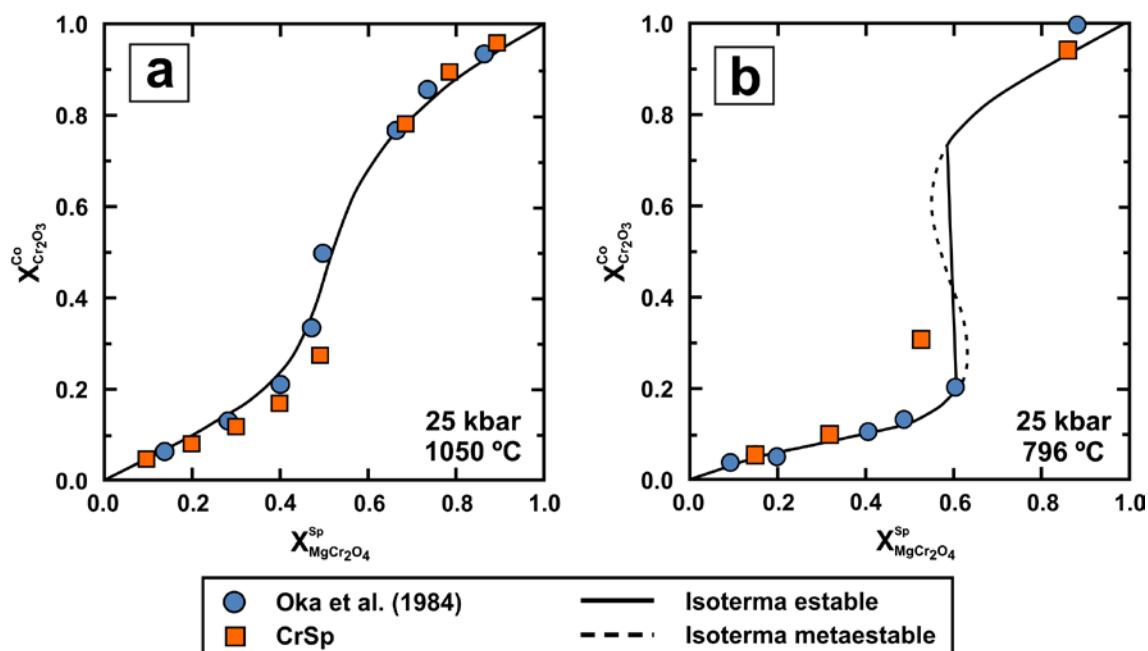


Figura 3.6. Distribución de Al-Cr entre espinela y corindón obtenidos a partir de datos experimentales (Oka et al., 1984) y calculados con Perple_X para el modelo de solución sólida CrSp a 25 kbar y 1050°C (a) y a 25 kbar y 796°C (b).

Respecto a la mezcla de Mg-Fe^{2+} en las posiciones tetraédricas de las espinelas, los parámetros que definen la energía de exceso en el modelo de solución sólida actual (CrSp) están basados en un modelo de solución sólida no ideal, regular (o simétrico), para el sistema espinela (MgAl_2O_4)-hercinita (FeAl_2O_4). Desafortunadamente la elección de estos parámetros que definen la energía de exceso en el modelo CrSp no está documentada en el fichero de las soluciones sólidas.

Para comprobar la validez de estos parámetros se ha tomado como referencia la dependencia lineal entre el Cr en la espinela y el intercambio Mg-Fe²⁺ entre olivino y espinela (ver Figura 6 de Evans y Frost, 1975) en muestras de cromita naturales afectadas por un metamorfismo en facies de anfibolitas (Evans y Frost, 1975). Los cálculos se han realizado para una mezcla 1:1 de la solución sólida espinela (MgAl_2O_4)-hercinita (FeAl_2O_4) y olivino (Fo_{90}) a 700°C y 6 kbar (condiciones de facies anfibolita; Evans y Frost, 1975). En la Figura 3.7 se observa que los valores calculados con Perple_X describen una dependencia no lineal entre el Cr en la espinela y el intercambio Mg-Fe²⁺ entre olivino y espinela, diferente a la mostrada por Evans y Frost (1975) en muestras naturales.

Por tanto, el modelo previo de solución sólida para espinelas cromíferas (CrSp) es capaz de reproducir el intercambio Al-Cr entre los miembros extremos espinela (MgAl_2O_4) y magnesiocromita (MgCr_2O_4) (ver Fig.3.2.a) empleando los parámetros de mezcla obtenidos por Oka et al. (1984) (Fig.3.6.), pero no reproduce el intercambio Mg-Fe²⁺ entre la espinela y el olivino de las muestras naturales (Fig.3.7.; Evans y Frost, 1975).

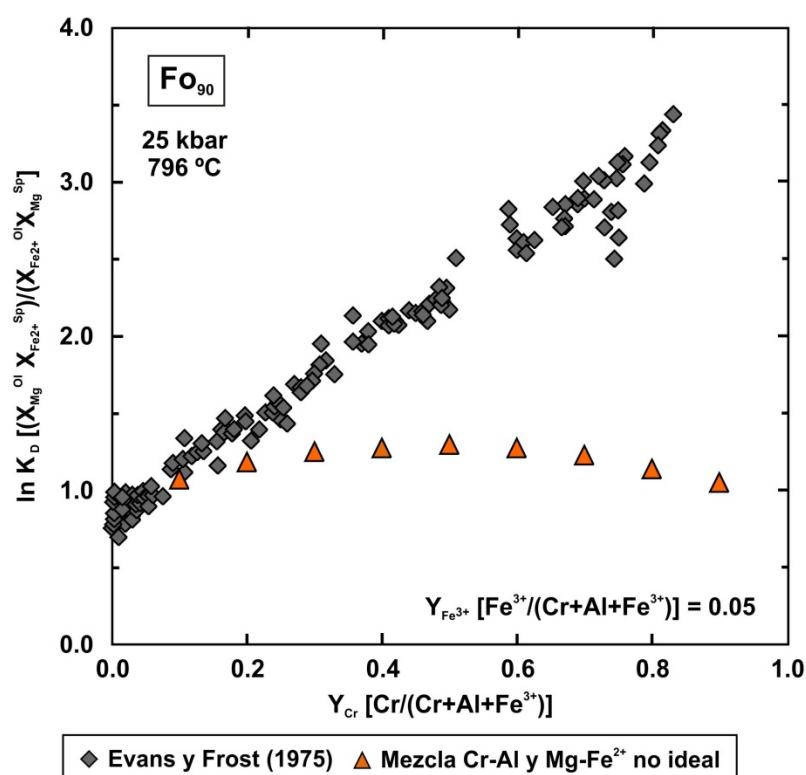


Figura 3.7. Cantidad de cromo en la espinela (Y_{Cr}) frente el logaritmo del coeficiente de reparto (K_D) para la mezcla Mg-Fe²⁺ en el olivino y la espinela en rocas metamórficas naturales con clorita-enstatita-olivino (Evans y Frost, 1975) y los valores calculados con Perple_X para una mezcla Cr-Al y Mg-Fe²⁺ no ideal (modelo de solución sólida CrSp).

3.3. MODELO DE SOLUCIÓN SÓLIDA PARA LA MEZCLA Mg-Fe²⁺

La calibración del modelo de la espinela cromífera para la mezcla Mg-Fe²⁺ en las posiciones tetraédricas está fundamentada en el modelo de especiación propuesto por Engi (1983). Los modelos de especiación, al igual de que los recíprocos, se basan en que $t > c$ (i.e., número de miembros extremos, t, mayor que el de componentes, c) sin embargo, todos sus miembros extremos tienen propiedades termodinámicas independientes, ya que se basan en modelos atómicos para explicar el comportamiento macroscópico de las especies. El modelo atómico de Engi (1983) está fundamentado en que todos los cationes del sistema espinela (MgAl_2O_4)-hercinita (FeAl_2O_4)-cromita (FeAl_2O_4)-magnesiocromita (MgCr_2O_4) se localizan en un hueco, de forma que estas especies se identifican como una unidad estructural elemental.

A partir del ajuste de datos experimentales, Engi (1983) indica que los parámetros de Margules para la mezcla Cr-Al son cero (i.e., modelo ideal), si bien para la mezcla Mg-Fe²⁺ son valores negativos próximos a cero ($W_{\text{Mg}} = -1.65 \text{ kJ/mol}$, $W_{\text{Fe}} = -2.09 \text{ kJ/mol}$). Esto implica que la energía de exceso para el sistema espinela-hercinita-cromita-magnesiocromita es casi nula (ver Fig.10 en Engi, 1983). Por tanto se puede considerar que el modelo de solución sólida para la mezcla Mg-Fe²⁺ en las posiciones tetraédricas también es ideal (sin parámetros de Margules). Ha de considerarse que el modelo empleado para definir la solución sólida de las espinelas cromíferas en Perple_X es de tipo recíproco, de modo que puede inducir un cierto grado de error en los cálculos.

Como ya se ha indicado anteriormente, el modelo para la mezcla Cr-Al es no ideal asimétrico, si bien se han comprobado las implicaciones que tiene considerar un modelo de solución sólida para la espinela cromífera donde los intercambios Cr-Al y Mg-Fe²⁺ sean ideales. Para ello se ha calculado la relación entre la cantidad de Cr en cromita y la dependencia entre el Mg y el Fe²⁺ en espinela y olivino para una mezcla 1:1 de la solución sólida espinela (MgAl_2O_4)-hercinita (FeAl_2O_4) y olivino (Fo_{90}) a 700°C y 6 kbar. Los valores calculados con Perple_X describen una tendencia plana entre el Cr en la espinela y el intercambio Mg-Fe²⁺ entre olivino y espinela, completamente diferente a la descrita para las muestras naturales (Fig.3.8; Evans y Frost, 1975). Teniendo en cuenta estos resultados, sólo se ha considerado la mezcla Mg-Fe²⁺ como ideal.

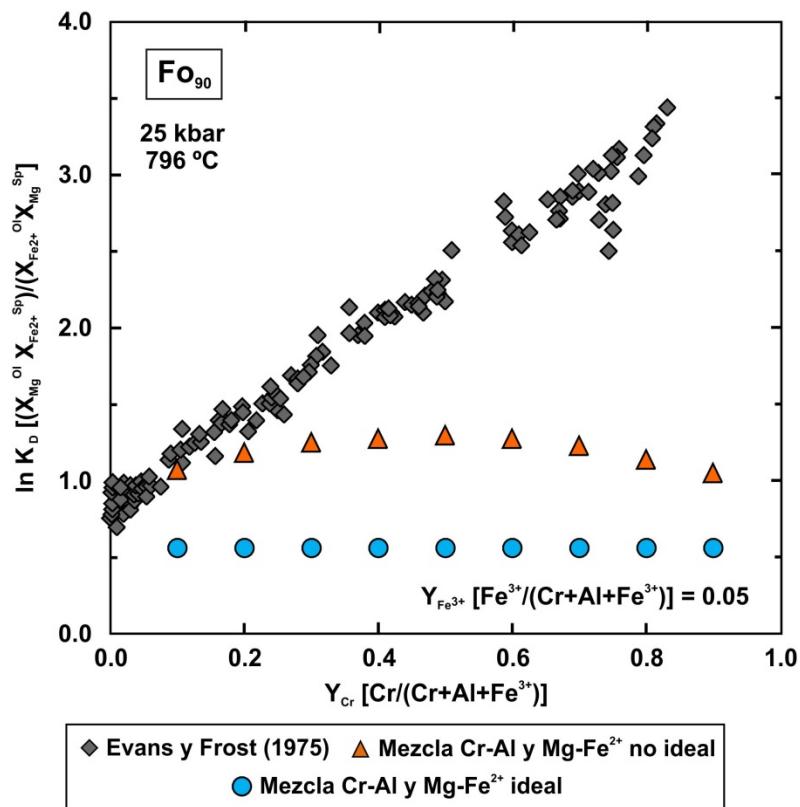


Figura 3.8. Cantidad de cromo en la espinela (Y_{Cr}) frente el logaritmo del coeficiente de reparto (K_D) para la mezcla Mg-Fe²⁺ en el olivino y la espinela en rocas metamórficas naturales con clorita-enstatita-olivino (Evans y Frost, 1975) y los valores calculados con Perple_X para una mezcla Cr-Al y Mg-Fe²⁺ ideal y no ideal (modelo de solución sólida CrSp).

Para comprobar la idoneidad de este nuevo modelo de solución sólida para espinelas cromíferas [CrSp(I); i.e., mezcla Cr-Al no ideal asimétrica y mezcla Mg-Fe²⁺ ideal] se ha calculado la dependencia de la mezcla Mg-Fe²⁺ entre espinela y olivino (en proporción molar 1:1) para diferentes valores de la relación Al/(Al+Cr) a 700°C, 800°C y 900°C y 1 kbar (Fig.3.9). Los datos calculados con Perple_X son muy similares a los experimentales obtenidos por Engi (1983) (Fig.3.9), ya que en ambos casos la dependencia entre el Mg y el Fe²⁺ en espinela y olivino se aleja de la linealidad para valores progresivamente más bajos en Al/(Al+Cr) (Fig.3.9).

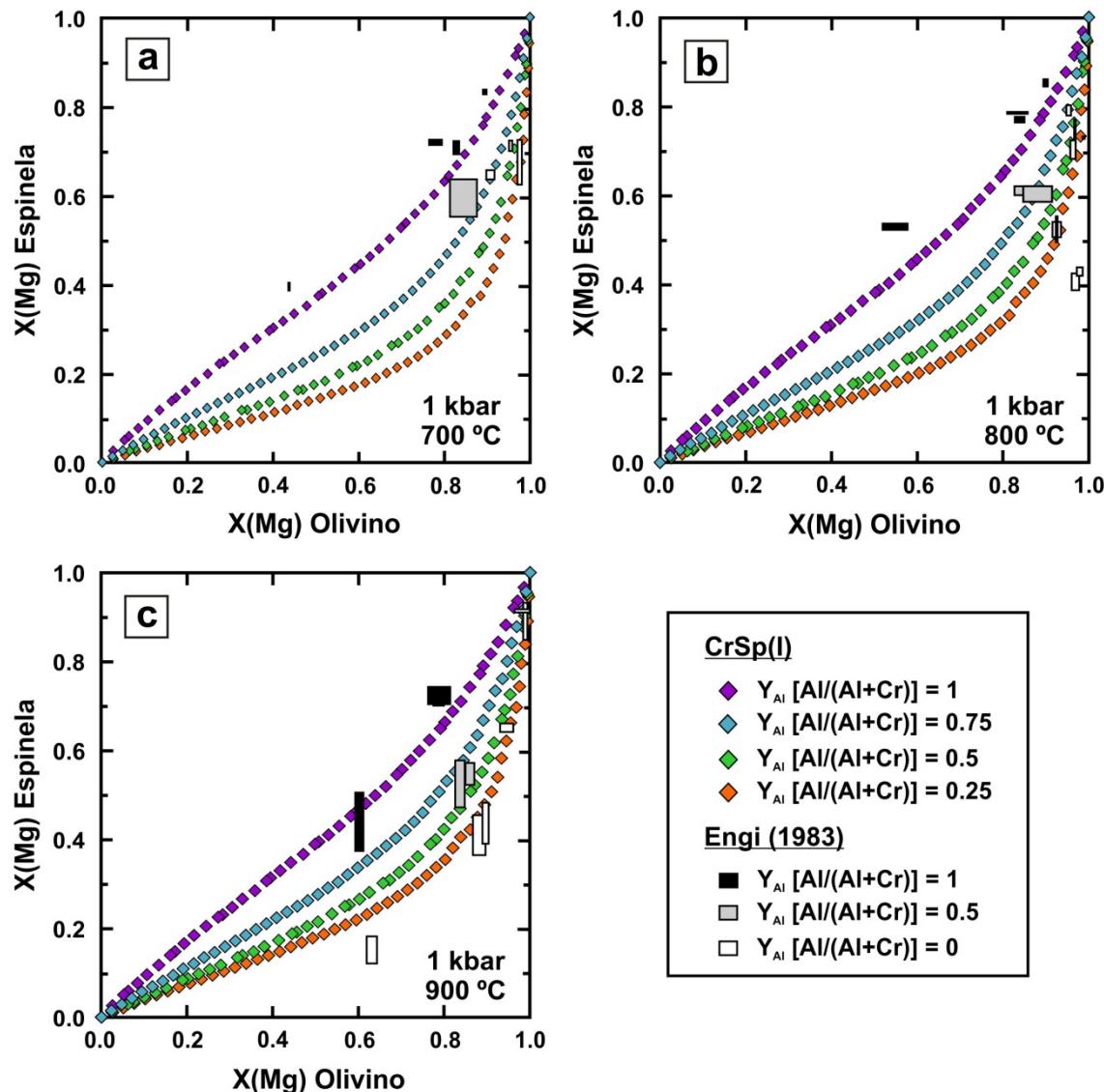


Figura 3.9. Intercambio Mg-Fe²⁺ entre espinela y olivino en función del contenido en aluminio en la espinela ($Y_{Al} = [Al/(Al+Cr)]$) a 1 kbar y 700°C (a), 800°C (b) y 900°C (c), obtenidos experimentalmente por Engi et al. (1983) y calculados con Perple_X para una mezcla Cr-Al no ideal y Mg-Fe²⁺ ideal [i.e. modelo de solución sólida CrSp(I)].

Empleando el nuevo modelo de solución sólida CrSp(I) se ha recalculado el Cr en espinela y el intercambio Mg-Fe²⁺ entre olivino (Fo₉₀) y espinela (mezcla 1:1, en proporción molar) a 700°C y 6 kbar (Fig.3.10). Los resultados obtenidos con este nuevo modelo se ajustan con mayor precisión a la dependencia lineal entre el Cr en espinela y el intercambio Mg-Fe²⁺ entre olivino y espinela mostrada por Evans y Frost (1975) en muestras naturales metamorfizadas en facies de anfibolitas (Fig.3.10).

Por consiguiente, las modificaciones introducidas en el modelo de solución sólida para espinelas cromíferas [modelo CrSp (I)] permiten reproducir el intercambio Al-Cr y Mg-Fe²⁺ entre los miembros extremos espinela

(MgAl_2O_4), hercinita (FeAl_2O_4), cromita (FeAl_2O_4) y magnesiocromita (MgCr_2O_4) (ver Fig.3.2.a). Para ello se considera que la mezcla Mg- Fe^{2+} en las posiciones tetraédricas es ideal, es decir, que la energía de exceso es nula (Engi, 1983). Este modelo de solución sólida, sin embargo, no es capaz de reproducir espinelas que incluyan los miembros extremos magnetita (Fe_3O_4) y magnesioferrita (MgFe_2O_4) (ver Fig.3.2.a).

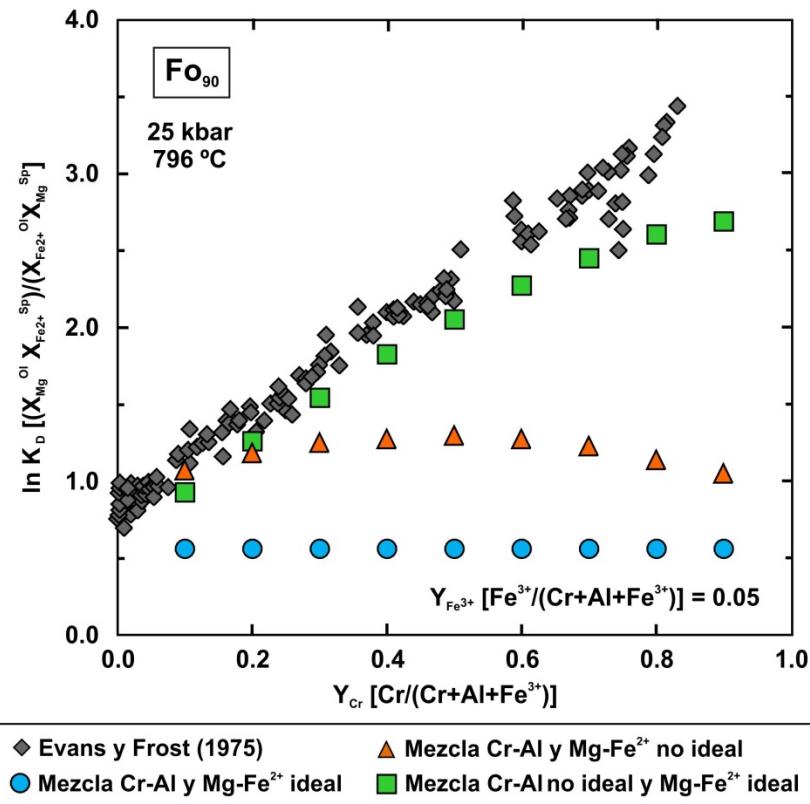


Figura 3.10. Cantidad de cromo en la espinela (Y_{Cr}) frente el logaritmo del coeficiente de reparto (K_D) para la mezcla Mg- Fe^{2+} en olivino y espinela en rocas metamórficas con clorita-enstatita-olivino (Evans y Frost, 1975). También se presentan los valores calculados con Perple_X para una mezcla Cr-Al y Mg- Fe^{2+} ideal y no ideal [modelo de solución sólida CrSp] y para una mezcla Cr-Al no ideal y Mg- Fe^{2+} ideal [modelo de solución sólida CrSp(I)].

3.4. MODELO DE SOLUCIÓN SÓLIDA PARA ESPINELAS CROMÍFERAS CON Fe_2O_3

Sack y Ghiorso (1991) desarrollaron un modelo de solución sólida para espinelas cromíferas que integra todos los miembros extremos del sistema $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fig.3.2.a) y es capaz de reproducir las variaciones en las espinelas cromíferas de muestras naturales (ej., Tamura y Arai, 2005; Ahmed et al., 2008; Merlini et al., 2009). Sin embargo, este modelo fue realizado para espinelas cromíferas en equilibrio con composiciones de olivino específicas, para unas condiciones de temperatura fijas y sin considerar

el equilibrio con otros minerales como clorita, antigorita o piroxeno. Además la formulación que emplean para describir la energía libre de Gibbs no es compatible con el modelo de solución sólida de Perple_X (ver ecuación (2) en Sack y Ghiorso, 1991). Por tanto, se ha modificado y calibrado el modelo de solución sólida de Perple_X para la espinela cromífera incluyendo los miembros extremos con Fe_2O_3 (i.e., magnetita y magnesioferrita) (ver Fig.3.2.a), de forma que permita modelizar la composición de las espinelas en sistemas más complejos.

Sack y Ghiorso (1991) formularon la energía de exceso (g^{ex}) de forma diferente a Perple_X, ya que considera el orden-desorden o el tipo de estructura de la espinela. Así que los parámetros de Margules se han obtenido calibrando los diferentes solvus calculados con Perple_X con los estimados por Sack y Ghiorso (1991) (Fig.3.11.). Los valores de los parámetros de Margules se resumen en la Tabla 3.1. Puesto que el modelo de solución sólida para las espinelas cromíferas en Perple_X es recíproco, es decir, uno de sus miembros extremos es dependiente ($f_{\text{CRM_d}}$; FeCr_2O_3), los parámetros de Margules que involucran dicho miembro dependiente son de igual manera dependientes.

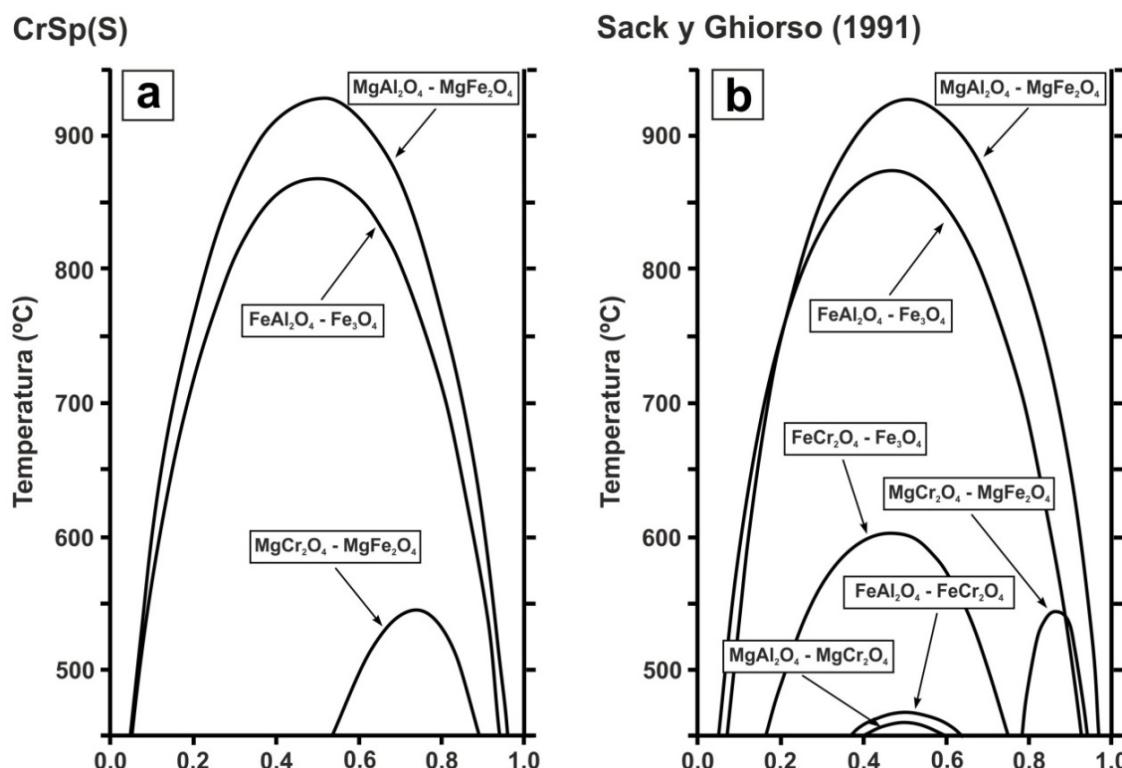


Figura 3.11. Comparación de los huecos de miscibilidad para los binarios Fe^{2+} y Mg del prisma de espinela $(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})(\text{Al,Cr,Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ calculados con Perple_X para el modelo de solución sólida para espinelas cromíferas con Fe_2O_3 , CrSp(S), a 1 bar (a) y obtenidos experimentalmente por Sack y Ghiorso (1991) (b). Las etiquetas indican el sentido de los ejes composicionales asociados a los binarios individuales (ej., $\text{MgCr}_2\text{O}_4-\text{MgFe}_2\text{O}_4$ indica que Fe_2O_3 está en el lado derecho del eje composicional).

Tabla 3.1. Parámetros de Margules deducidos de Sack y Ghiorso (1991) e incorporados al modelo de solución sólida para espinelas cromíferas con Fe_2O_3 , CrSp(S).

	Miembros extremos	Valor
w(sp mft)	MgAl_2O_4 - MgFe_2O_4	60d3 0. 0.
w(herc mt)	FeAl_2O_4 - Fe_3O_4	57d3 0. 0.
w(mcrm mcrm mft)	MgCr_2O_4 - MgFe_2O_4	500. 0. 0.
w(mcrm mft mft)		43.5d3 0. 0.
w(sp mt)	MgAl_2O_4 - Fe_3O_4	84d3 0. 0.

Se ha realizado un test con el objetivo de comprobar si este nuevo modelo de solución sólida CrSp(S) es adecuado para reproducir espinelas cromíferas con Fe_2O_3 . Para ello se emplearon muestras naturales de espinela cromífera con texturas de exsolución ya que estas texturas indican una ruptura de solubilidad.

Las muestras empleadas en el test proceden de un cuerpo de cromitita del macizo ultramáfico de Los Guanacos (Sierras de Córdoba, Argentina), donde los granos exsueltos muestran dos fases óptica y composicionalmente diferentes: i) fase de baja reflectancia rica en Al_2O_3 y MgO ($\text{Cr}\#$ [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ relación atómica] = 0.41-0.43, $\text{Mg}\#$ [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ relación atómica] = 0.64-0.73, $\text{Al}\#$ [$\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ relación atómica] = 0.71-0.81), similar al miembro extremo espinela; ii) fase de alta reflectancia rica en Fe_2O_3 y FeO ($\text{Cr}\#$ = 0.76-0.79, $\text{Mg}\#$ = 0.29-0.32, $\text{Al}\#$ = 0.11-0.16), similar al miembro extremo magnetita (ver Capítulo 6). La composición de olivino en equilibrio con la espinela cromífera previa a la exsolución es Fo_{85} y la temperatura propuesta para este proceso de exsolución es próxima a 600-700°C (Proenza et al., 2008), la cual corresponde con las condiciones metamórficas a las que fue sometido el macizo ultramáfico de Los Guanacos (Escayola et al., 2004; Rapela et al., 1998).

Para una mejor comparación, se han calculado con el nuevo modelo de solución sólida CrSp(S) secciones isotérmicas a 550°C y 600°C para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} , y potenciales de intercambio Fe^{2+} - Mg fijos equivalentes a una composición de Fo_{85} (Fig.3.12.a-b). Las secciones calculadas con Perple_X muestran, además de los campos de la solución sólida completa para el sistema $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$ - $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$ - $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ y las isoplejas para la relación Fe^{2+} - Mg expresada como $\text{Mg}\#$, también las líneas de conexión entre miembros exsueltos (i.e. *tie-lines*).

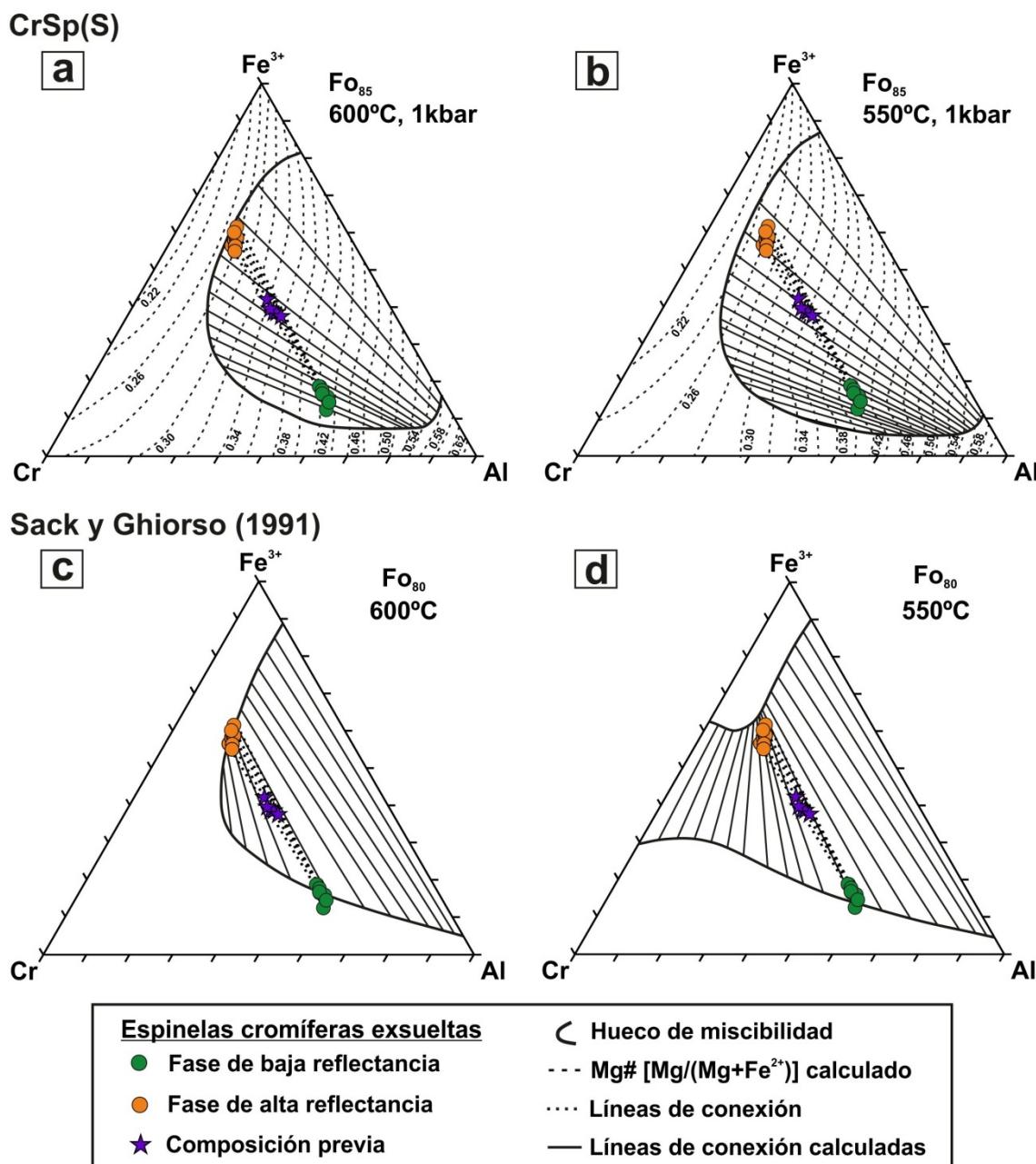


Figura 3.12. Secciones isotérmicas a 600°C (a-c) y 500°C (b-d) para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} del macizo de Los Guanacos (Argentina) y potenciales de intercambio Fe^{2+} -Mg fijo para una composición de Fo_{85} y Fo_{80} . La leyenda está insertada en la figura.

En la Figura 3.12 se representa las fases exsueltas en los granos de cromita de Los Guanacos y las *tielines* que unen dichas fases, tanto en las secciones isotérmicas calculadas con el modelo de solución sólida CrSp(S) para una composición de Fo_{85} , como en las estimadas por Sack y Ghiorso (1991) para una composición de Fo_{80} . El campo de solución sólida completa y las isoplejas de Mg# calculadas con el modelo de solución sólida CrSp(S) se ajustan aproximadamente a los valores de las muestras exsueltas naturales

(Fig.3.12.a-b; Mg# = 0.40-0.44 en la fase de baja reflectancia y Mg# = 0.24-0.28 en la fase de alta reflectancia). Sin embargo las *tie-lines* calculadas con el modelo de solución sólida CrSp(S) no tienen la misma pendiente que las muestras naturales ni son sub-paralelas a la línea que une los miembros extremos magnetita (Fe_3O_4)-espinela (MgAl_2O_4) (Fig.3.12.a-b), como ocurre en las secciones calculadas por Sack y Ghiorso (1991) (Fig.3.12.c-d). Con lo cual el modelo de solución sólida para espinelas cromíferas elaborado para Perple_X, que incluye los miembros extremos con Fe_2O_3 (i.e., magnetita y magnesioferrita), no es capaz de reproducir de manera satisfactoria las muestras naturales de espinela con texturas de exsolución.

Una posible aproximación al modelo de solución sólida planteado por Sack y Ghiorso (1991) sería cambiar el tipo de modelo de recíproco a otro con mayor complejidad (i.e., orden-desorden, especiación o combinación de ambos), ya que el miembro extremo magnetita tiene una estructura de tipo inversa (ej., Sack y Ghiorso, 1991; Kurepin, 2005). Sin embargo, el tiempo necesario para hacer estas modificaciones desborda el objetivo de esta Tesis Doctoral. Por consiguiente, el único modelo capaz de reproducir hasta el momento muestras naturales con espinelas cromíferas (sin incluir los miembros extremos con Fe_2O_3) es el que considera la mezcla Al-Cr como una solución sólida subregular (no ideal) (Oka et al., 1984) y la mezcla Mg- Fe^{2+} como una solución sólida ideal (Engi, 1983) (modelo CrSp(I) desarrollado en esta Tesis).

Capítulo 4

Metamorfismo retrógrado en facies de eclogita-anfibolita: cromititas de los Rhodopes Orientales, Bulgaria

4.1. Contexto geológico

- 4.1.1. Complejo Metamórfico de los Rhodopes**
- 4.1.2. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales**

4.2. Mineralizaciones de cromita

- 4.2.1. Caracterización petrológica y textural**
- 4.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores**
- 4.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza**
- 4.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores, menores y traza**
- 4.2.5. Composición química de la cromita no metamorfizada: elementos mayores, menores y traza**

4.3. Discusión

- 4.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración**
- 4.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración**
- 4.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración**
- 4.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración**
- 4.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita**

4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1.1. Complejo Metamórfico de los Rhodopes

El Complejo Metamórfico de los Rhodopes constituye un amplio domo que se extiende a lo largo del norte de Grecia y el sur de Bulgaria, e incluye las Montañas de los Rhodopes, Rila, Pirin y el Macizo Serbo-Macedonio (Fig.4.1.); todos ellos separados por cuencas Paleógeno-Neógenas. El complejo forma parte de un orógeno de acreción formado durante la orogenia alpina entre el cinturón de los Balcanes y la zona Srednogoria al norte (Kober, 1928; Bonchev, 1971, 1988) y el Dinarides-Helenides al sur-suroeste (Fig.4.1.).

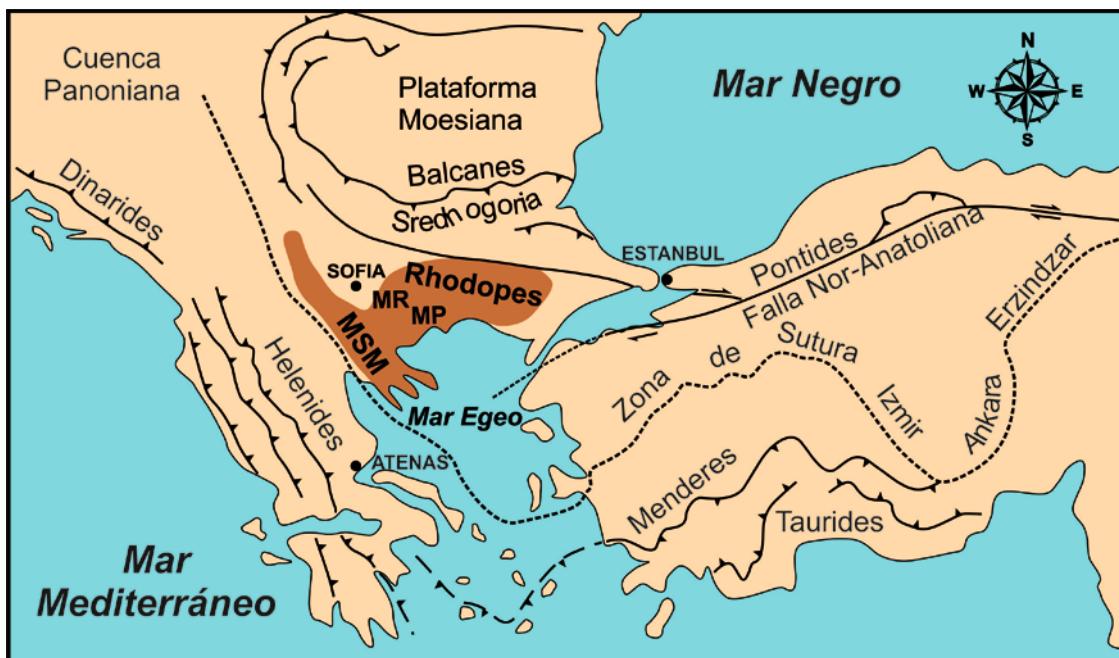


Figura 4.1. Localización del Complejo Metamórfico de los Rhodopes (zona sombreada) en el sureste Europeo (modificado de Marchev et al., 2005). MSM= Macizo Serbo-Macedonio; MR= Montañas de Rila; MP= Montañas de Pirin.

La estructura de este Complejo Metamórfico está compuesta por dos unidades tectonoestratigráficas:

(1) Una unidad inferior o *núcleo autóctono*, también denominado como Complejo Gneis-Migmatítico (Kozhoukharov et al., 1988; Haydoutov et al., 2001), Unidad Inferior de Alto Grado (Bonev, 2006), Alóctono Inferior (Janák et al., 2011) o Terreno Inferior (Burg et al., 1996). Dicho núcleo está constituido en su mayor parte por ortogneises (que muestran evidencias de fusión incipiente), paragneises, mármoles y cuerpos dispersos de anfibolitas en las partes más altas de la secuencia (Fig.4.2.). Las edades obtenidas a partir de U-Pb (Peytcheva y Von Quadt, 1995; Arkadakskiy et al., 2000; Liati y Gebauer, 2001;

Ovtcharova et al., 2003; Carrigan et al., 2003) y Rb-Sr (Peytcheva et al., 1992, 1998; Mposkos y Wawzenitz, 1995) en los cristales de circón de metagranitos y pegmatitas, indican que esta unidad deriva de un basamento continental pre-Varisco (1600-3230 y 660-2500 Ma) o Varisco (~300-335 Ma).

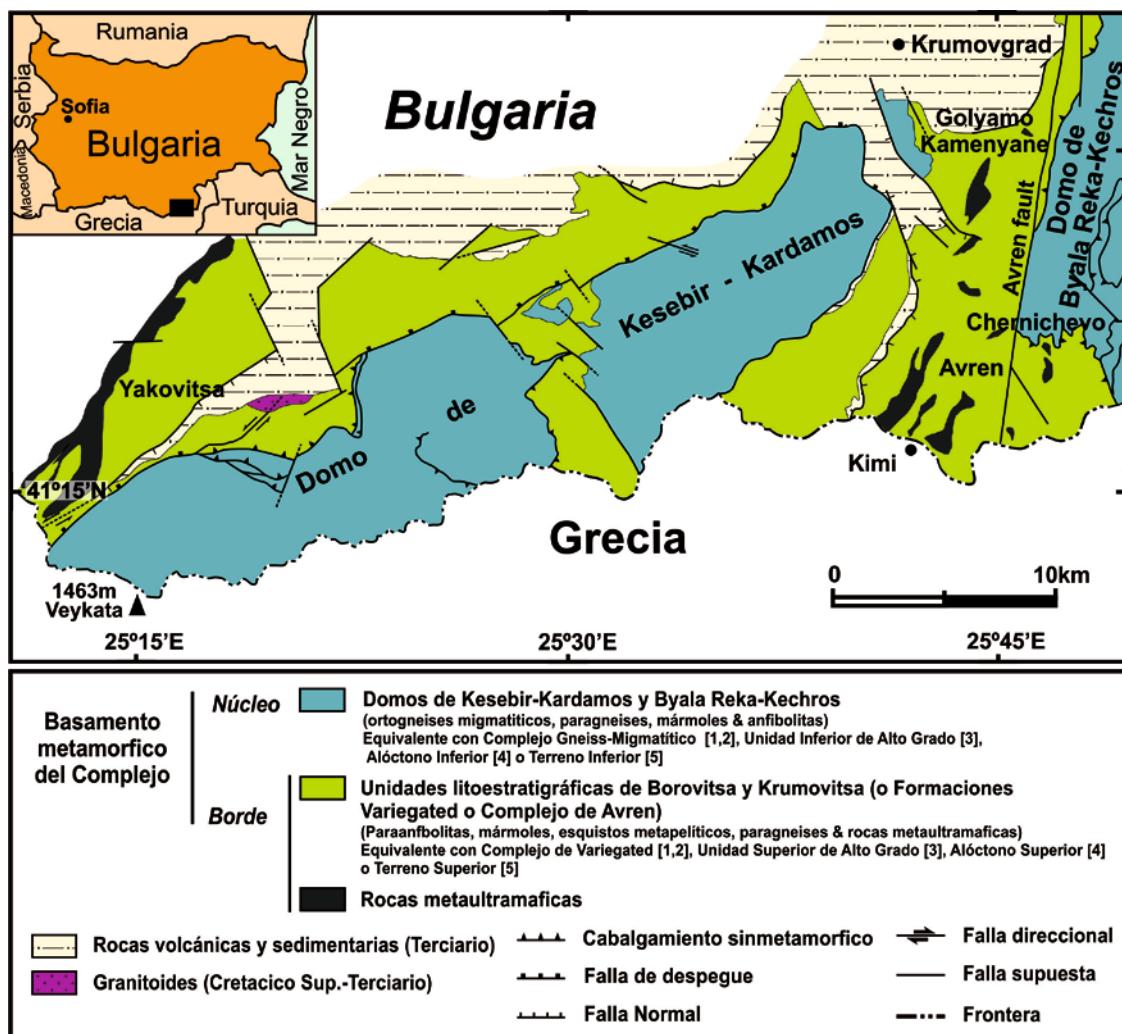


Figura 4.2. Mapa geológico simplificado de los Rhodopes Orientales (modificado de Bonev, 2006) donde se muestra la localización de los macizos ultramárficos que albergan los cuerpos de cromititas investigados. Equivalencias: [1] (Kozhoukharov et al., 1988), [2] (Haydoutov et al., 2001), [3] (Bonev, 2006), [4] (Janák et al., 2011) y [5] (Burg et al., 1996).

(2) Una unidad superior o *borde alóctono*, que también se conoce como Complejo de Variegated (Kozhoukharov et al., 1988; Haydoutov et al., 2001), Unidad Superior de Alto Grado (Bonev, 2006), Alóctono Superior (Janák et al., 2011) o Terreno Superior (Burg et al., 1996) y está constituido por paranfibolitas, mármoles, esquistos metapelíticos, paragneises y rocas ultramáficas metamorfizadas, las cuales representan porciones de una o varias secuencias ofiolíticas desmembradas (Bazylev et al., 1999; Kolcheva et al.,

2000; Haydoutov et al., 2001, 2004; Bonev et al., 2006; Daieva et al., 2007) (Fig.4.2.). Los cristales de circón procedentes de los gabros de esta unidad muestran núcleos de edad Neoproterozoica (570 Ma) y bores Variscos (~300-350 Ma) (Carrigan et al., 2003), lo que implica que tanto el origen de estas rocas como el metamorfismo que las afectó son de edad pre-Alpina.

En la parte oriental del Complejo Metamórfico de los Rhodopes, tanto el núcleo autóctono como el borde alóctono constituyen, a gran escala, dos estructuras en forma de domo: Domo Kesebir-Kardamos en el oeste y el Domo de Byala Reka-Kechros al este (Fig.4.2.; Georgiev et al., 2006).

Durante la Orogenia Alpina el Complejo Metamórfico de los Rhodopes fue afectado por una complicada evolución tectonometamórfica, con periodos de acreción (subducción y metamorfismo) y de extensión durante el Cretácico Superior y el Eoceno Inferior (ej. Ricou et al., 1989; Mposkos y Krohe, 2000, 2006; Mposkos, 2002; Janák et al., 2011; Mposkos et al., 2012, 2013; Rohrmeier et al., 2013). Posteriormente, se estableció en el Complejo una dinámica extensional post-colisión que dio lugar al emplazamiento, a través de fallas, de cuerpos de origen granítico y en el núcleo de otros domos, a la formación de cuencas sedimentarias sin-deformacionales con cierta actividad volcánica (Burg et al., 1996; Mposkos y Krohe, 2000; Ivanov et al., 2000; Krohe y Mposkos, 2002; Bonev, 2002) (Fig.4.2.).

Tanto en la zona central como en la parte oriental del Complejo Metamórfico de los Rhodopes se identifican diversas secuencias metamofiolíticas. Estas están constituidas por peridotitas (harzburgitas y dunitas, con menores cantidades de Iherzolitas) muy deformadas (Zhelyaskova-Panayotova y Economou, 1994; Kolcheva et al., 2000) y por rocas de la secuencia cumulada, incluyendo dunitas, piroxenitas, metagabros y ocasionalmente wherlitas (Bazylev et al., 1999; Kolcheva et al., 2000). También se describe la presencia de rodingitas (Zhelyaskova-Panayotova y Economou, 1994; Gerville et al., 2012). La mayor parte de estos cuerpos son de mediana entidad (pocos kilómetros de extensión e inferiores al kilómetro de espesor; Kolcheva et al., 2000) y afloran en la parte oriental del complejo.

En el extremo occidental del Domo de Byala Reka-Kerchos, a lo largo del Sinfo de Avren, afloran varios cuerpos ultramáficos: Golyamo Kamenyane, Avren y Chernichevo (Fig.4.2.). Dichos cuerpos están incluidos en la Unidad Litoestratigráfica de Krumovitsa (Ivanov et al., 2000; Sarov, 2012), también denominada como Formación Variada (*Variegated Complex*; Kožuharov, 1966; Kozhoukharova, 1984; Kozhoukharov et al., 1992) o Complejo de Avren (Mogessie et al., 2008) y está separada de la unidad suprayacente (rocas volcano-sedimentarias de edad Paleoceno-Eoceno) por contactos tectónicos (Fig.4.3.). La Unidad Litoestratigráfica de Krumovitsa está constituida por una alternancia de rocas metaígneas y metasedimentarias. Las rocas metaígneas comprenden metagabros, anfibolitas, metagranitos y rocas ultrabásicas metamorfizadas, mientras que las rocas metasedimentarias incluyen metapelitas, esquistos, gneises y mármoles (Fig.4.3.).

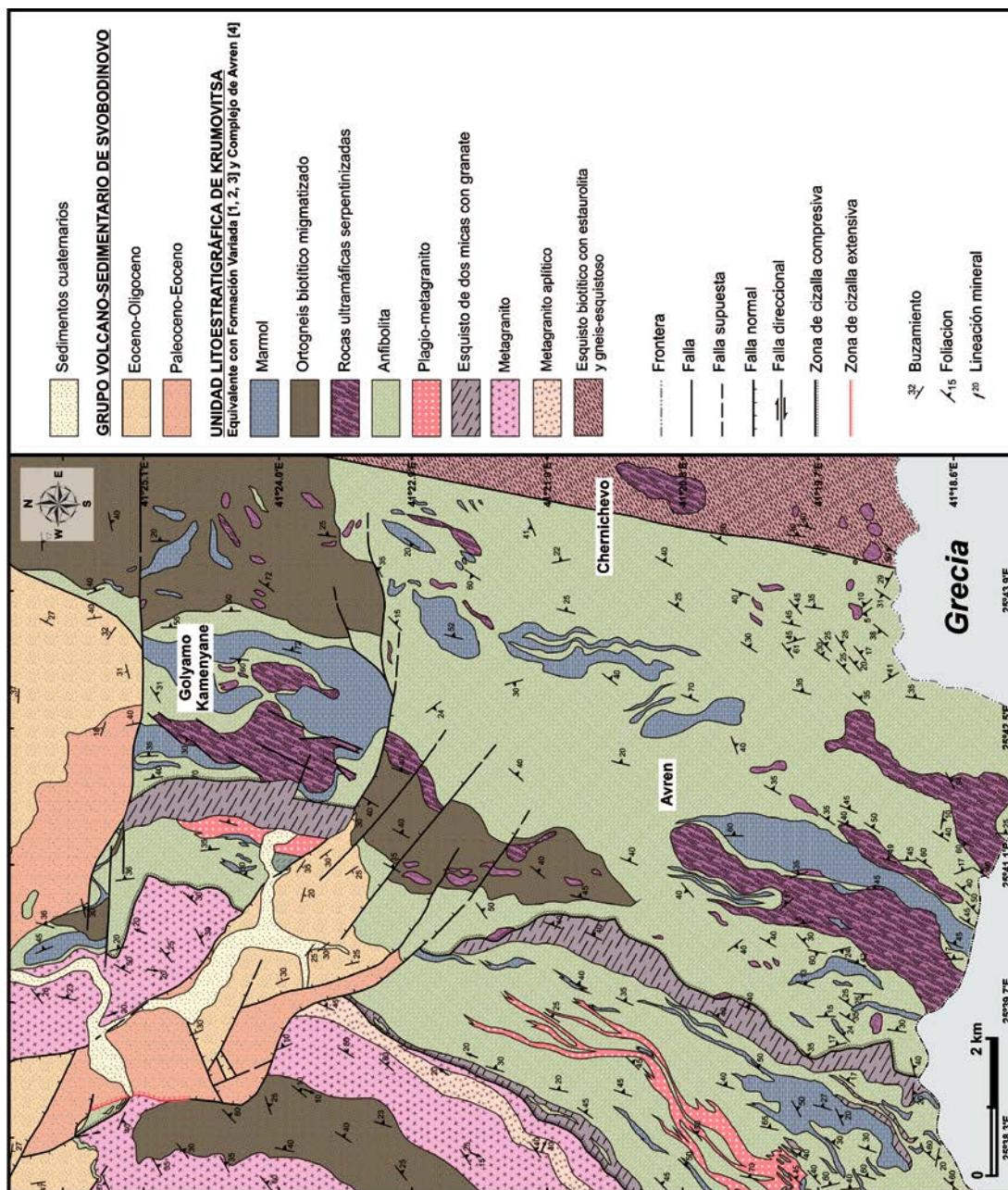


Figura 4.3. Mapa geológico de la zona meridional del Siniforme de Avren y de los Macizos Ultramárficos de Golyamo Kamenyane, Avren y Chernichevo (Modificado de Sarov et al., 2007). Equivalencias: [1] (Kožuharov, 1966), [2] (Kozhoukharova, 1984), [3] (Kozhoukharov et al., 1992), [4] (Mogessie et al., 2008).

En el extremo occidental del Domo de Kesebir-Kardamos aflora el macizo ultramáfico de Yakovitsa (Fig.4.2.). Este macizo está situado en el margen oriental de la Unidad Litoestratigráfica de Borovitsa (Sarov et al., 2003), la cual está separada de la unidad adyacente (Unidad Litoestratigráfica de Krumovitsa) por una zona de cizalla dúctil (Fig.4.4.). Los materiales que constituyen esta unidad son mayoritariamente gneises biolíticos con anfibolitas dispersas, rocas ultramáficas serpentinizadas y metagranitos (Fig.4.4.).

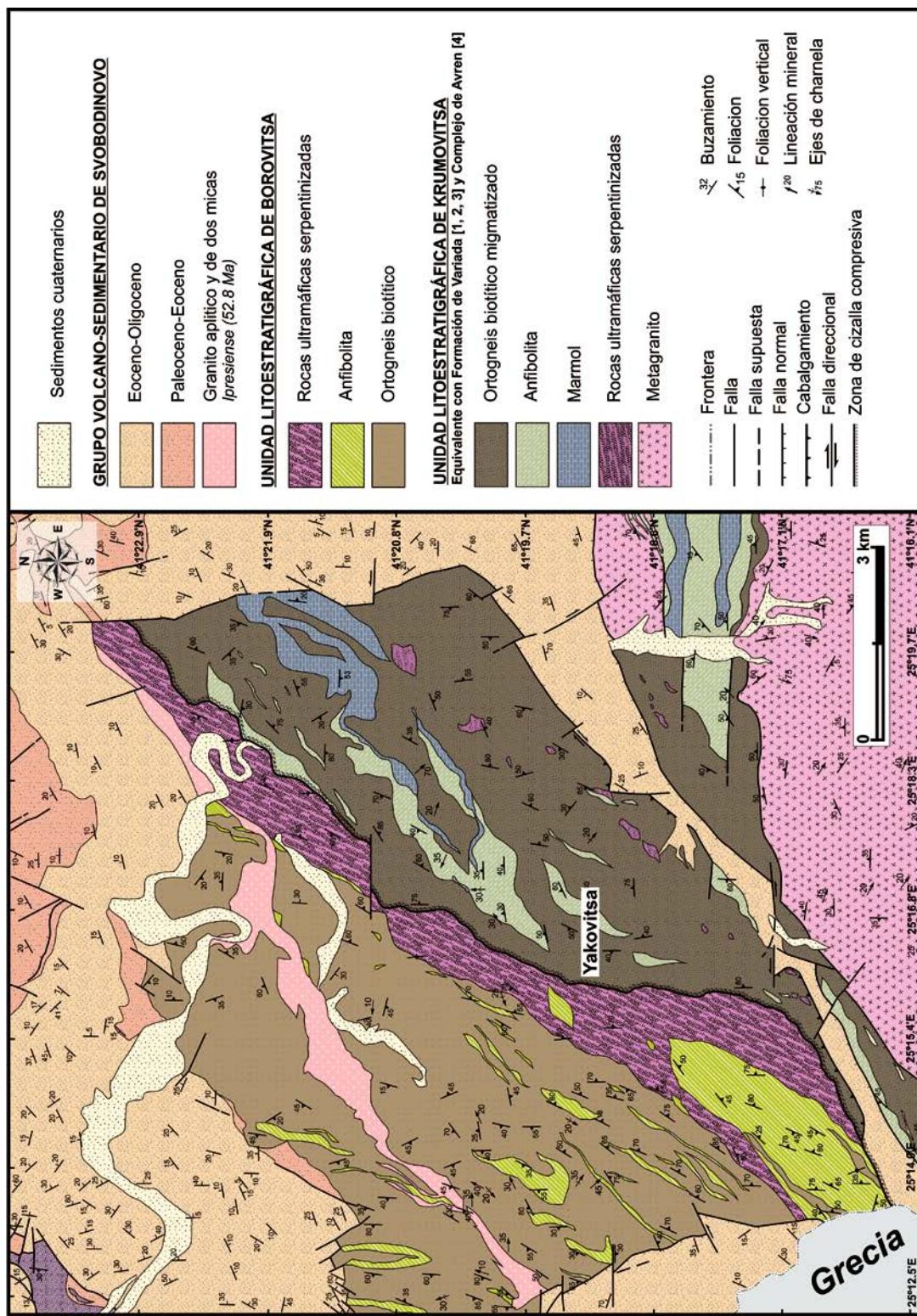


Figura 4.4. Mapa geológico del Macizo Ultramáfico de Yakovitsa (Modificado de Sarov et al., 2007). Equivalencias: [1] (Kožuharov, 1966), [2] (Kozhoukharova, 1984), [3] (Kozhoukharov et al., 1992), [4] (Mogessie et al., 2008).

La edad de los cuerpos ultramáficos de los Rhodopes Orientales permanece indeterminada, aunque estudios generales realizados sobre el Complejo Metamórfico de los Rhodopes asignan una edad Mesozoica (Ivanov, 1989; Ricou et al., 1989), Paleozoica o incluso más antigua (ej. Carrigan et al., 2003) para estas rocas.

Las condiciones del metamorfismo que afectó a las rocas ofiolíticas no están bien definidas. Sin embargo, numerosos estudios estructurales realizados en las rocas adyacentes sugieren una historia metamórfica común con las rocas metamórficas encajantes (ej. Kolcheva et al., 2000; Haydoutov et al., 2004), con un pico metamórfico en condiciones de ultra-alta presión (UHP)/alta temperatura (HT) (i.e., facies de eclogitas), seguido por un metamorfismo retrógrado en facies de anfibolita-esquistos verdes.

Kozhoukharova (1998) sugirió que las eclogitas anfibolitzadas del *borde alóctono* en el Sinforme de Avren alcanzaron un metamorfismo en facies de eclogita-granulita (12-17 kbar y 750-811°C). Mogessie et al. (2008) obtuvo en rocas similares condiciones de P y T ligeramente inferiores (8-12 kbar y 650-700°C). Haydoutov et al. (2004) obtuvo unas condiciones de 11-15 kbar y 680-780°C en un metagabro asociado al macizo ultramáfico de Bubino (norte del Sinforme de Avren), las cuales son ligeramente superiores a las calculadas por estos autores en ortoanfibolitas próximas al macizo ultramáfico de Avren (6-5 kbar y 520-630°C).

No obstante, los estudios geotermobarométricos realizados por Mposkos y Krohe (2000, 2006) y Mposkos (2002) en metaperidotitas con espinela-granate y piroxenitas con granate del Complejo de Kimi (el equivalente griego del Complejo de Avren) sugirieron que las rocas mantélicas del *borde alóctono* en los Rhodopes fueron afectadas por un metamorfismo de ultra-alta presión (UHP)/alta temperatura (HT) (>25 kbar y >1200°C), seguido por un metamorfismo retrógrado en facies de granulita o eclogita (13.5-16 kbar y 750-775°C). Estos autores indicaron que los metasedimentos asociados espacialmente con estas rocas mantélicas registran otra fase de metamorfismo retrógrado en facies de anfibolitas (~10 kbar y 600-650°C). Estas condiciones son similares a las obtenidas por Mogessie et al. (2008) en rocas análogas del Complejo de Avren.

Mposkos et al. (2012) estimaron una trayectoria metamórfica similar en metasedimentos del *núcleo autóctono* (ej. eclogitas, ortogneises, metapelitas) en el Complejo de Kechros (equivalente griego del Domo de Byala Reka-Kechros): desde condiciones de ultra-alta presión (22.8-20.6 kbar), pero a menor temperatura (617-553°C), a facies de eclogitas (15.2-18.6 kbar y 672-566°C) y finalmente, a facies de anfibolitas (6.6-8.8 kbar y 570-498°C). Sin embargo, la evolución metamórfica de las rocas mantélicas del Complejo de Kechros muestran un pico metamórfico a menor P y T, en facies de eclogitas (15.2-15.8 kbar y 575-525°C) y una trayectoria retrógrada desde condiciones de facies de anfibolitas (10.7-11.3 kbar y 600-560°C) hasta anfibolitas-esquistos verdes (5.1-5.9 kbar y 400-460°C) (Mposkos et al., 2013).

4.1.2. Macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales

Los macizos ultramáficos de Golyamo Kamenyane, Avren, Chernichevo y Yakovitsa, son cuerpos alargados de pequeñas dimensiones (entre 0.7 y 10 km² y de decenas a pocos cientos de metros de espesor), orientados en dirección norte-noreste/sur-suroeste, que suelen estar diseccionados o delimitados con las rocas encajantes por contactos mecánicos (ej. macizo de Golyamo Kamenyane; Fig.4.3. y Fig.4.4.).

Las rocas que conforman la secuencia ultramáfica son principalmente metaperidotitas (Tabla 4.1.): metaharzburgitas y metadunitas parcialmente serpentinizadas. Las metaharzburgitas están compuestas por proporciones variables de olivino, ortopiroxeno y cromita relictos, junto a una asociación metamórfica que incluye principalmente antigorita (a menudo retrogradada a crisotilo) y menores cantidades de talco, tremolita y clorita (Fig.4.5.a). Las metadunitas contienen cantidades variables de olivino relict, serpentinita (antigorita parcialmente retrogradada a crisotilo y en menor medida, lizardita) y cantidades menores de tremolita, clorita y cromita. En los macizos de Golyamo Kamenyane y Avren la tremolita se presenta en forma de grandes cristales (<3 cm de longitud) aislados, formando agregados radiales dispersos en la roca o llenando filones de espesor variable (0.5-1.5 cm) (Fig.4.5.b).

Ocasionalmente, la secuencia se completa con sills de metagabros (rodingitas) (ej. macizo de Golyamo Kamenyane; Gerville et al., 2012) y/o capas de piroxenita (ej. macizo de Chernichevo) (Tabla 4.1.). En los macizos de Golyamo Kamenyane y Chernichevo la parte superior de la secuencia ultramáfica culmina con la formación de ortoanfibolitas (Fig.4.5.c). Dichas ortoanfibolitas se interpretan como el producto de la alteración metamórfica de gabros bandeados que podrían corresponder a la zona de transición de la Moho o base de la paleocorteza oceánica (Bazylev et al., 1999; Kolcheva et al., 2000; Haydoutov et al., 2004; Gerville et al., 2012) (Tabla 4.1.).

En los macizos de Golyamo Kamenyane y Avren todas estas litologías, incluidos los cuerpos de cromitita, están cortados por filones subverticales de asbestos (principalmente antofilita y crisotilo; Fig.4.5.d) y talco (Kolkovski et al., 2003), los cuales fueron explotados a mediados del Siglo XX.

Tabla 4.1. Caracterización de las muestras de cromitita investigadas.

Localidad	Litología del macizo ultramártico	Muestra	Tamaño del cuerpo (espesor)	Localización en el cuerpo de cromitita	Texura de la cromitita	Texura de alteración	Zona del grano de cromita	Cr#	Mg#	Variaciones químicas $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$
<i>Cromititas ricas en Al</i>										
<i>Cromititas ricas en Cr</i>										
Golyamo Kamenyane	Metaharzburgita, metaduníta y metagabro (ortoanfibolitas y rodingitas)	GKA-5 GKA-6 GKA-7 GKC-1 GK3-100 GK3-101 GK4-100 GKA-4	>10 m >10 m >10 m >10 m >10 m >10 m >10 m	Indefinido Semimásvia Indefinido Zona de cizalla Indefinido Zona de cizalla Metaharzburgita, metaduníta, metagabro (ortoanfibolitas) y piroxenita	Núcleo Cromita parcialmente alterada Núcleo Masiva Masiva Semimásvia Núcleo Núcleo	Texura de la cromitita Cromita porosa Cromita porosa Cromita zonada Cromita homogénea Cromita parcialmente alterada Borde poroso	Texura de alteración Perfil de núcleo a borde Perfil de núcleo a borde Borde no poroso Perfil de núcleo a borde Borde poroso	Núcleo 0.52-0.60 0.57-0.91 Núcleo 0.62-0.69 0.83-0.99 Núcleo 0.58-0.65	0.59-0.71 0.44-0.68 0.91-0.96 0.62-0.69 0.86-0.99 0.55-0.66 0.51-0.57	<0.30 <0.28 0.35-0.48 0.49-0.57 0.20-0.36 0.16-0.32 0.27-0.32
Chernichevo		J1-H1 J1-E2 J1-B7 J1-B6 J1-E2 J1-D1 J1-F1 J1-G2 J1-A3	30-40 cm Borde Núcleo Borde Núcleo Núcleo Núcleo <20 cm	Núcleo Masiva Núcleo Semimásvia Diseminada Diseminada Núcleo Núcleo	Cromita parcialmente alterada Cromita parcialmente alterada Borde poroso Borde poroso Cromita parcialmente alterada Cromita zonada Borde poroso	Núcleo 0.71-0.78 0.78-0.97 0.60-0.83 0.78-0.98 Núcleo 0.68-0.73 0.91-0.98 Núcleo	0.59-0.69 0.45-0.66 0.40-0.65 0.29-0.46 0.40-0.65 0.27-0.32 0.38-0.42 0.16-0.27 0.84-0.93 0.93-0.98	0.07-0.26 0.18-0.43 0.05-0.29 0.31-0.50 0.08-0.17 0.43-0.61 0.35-0.46 0.19-0.31 0.50-0.67		
Yakovitsa	Metaharzburgita y metaduníta	AV3-117 AV3-110 AV3	1-2 m Borde	Núcleo Masiva Semimásvia Diseminada	Borde no poroso Borde poroso	0.16-0.27 0.16-0.27				
Avren	Metaharzburgita y metaduníta	AV3-121								

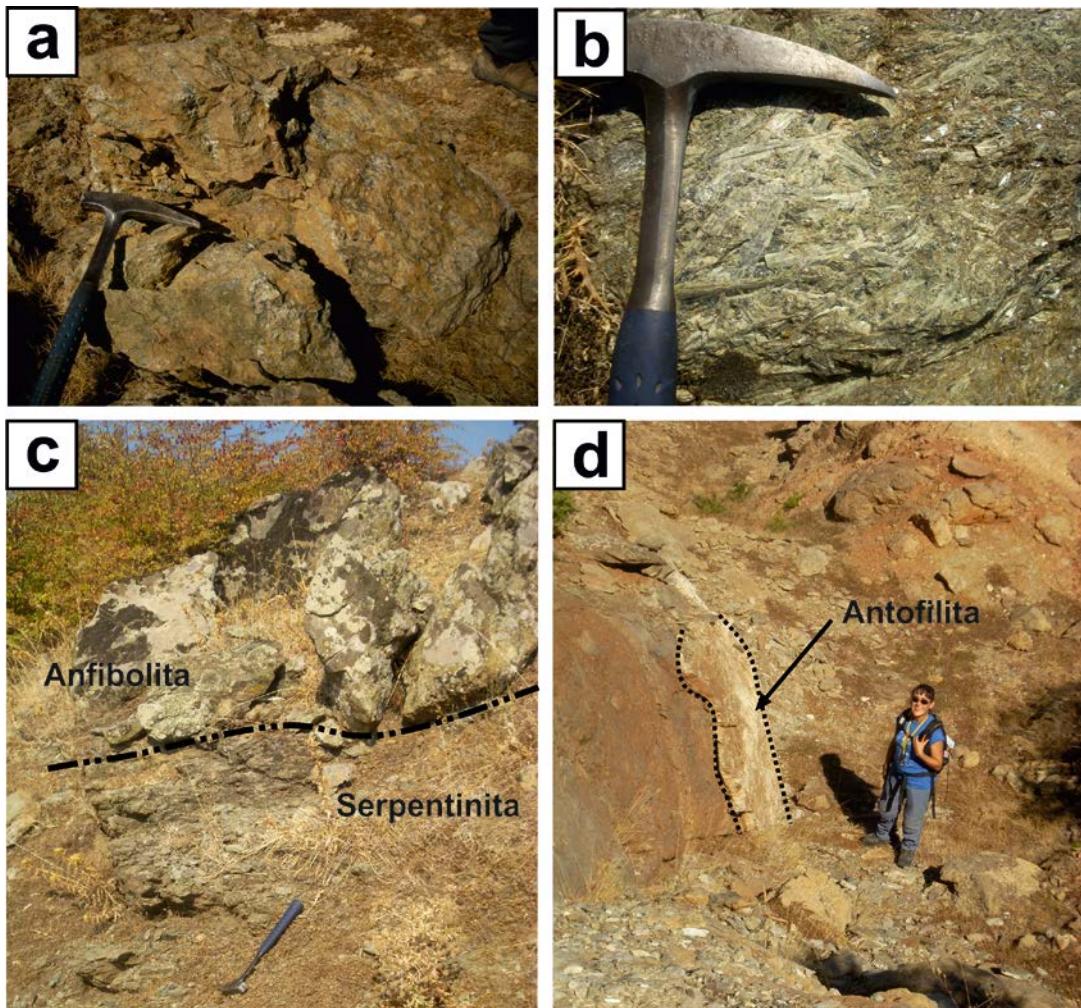


Figura 4.5. Imágenes de las metaharzburgitas en el macizo de Avren (a), una vena de cristales de tremolita (b), ortoanfibolitas que culminan la secuencia ultramáfica en Golyamo Kamenyane (c) y antigua trinchera de explotación de un filón subvertical de antofilita (d).

4.2. MINERALIZACIONES DE CROMITA

La mayor parte de los cuerpos de cromitita se localizan a lo largo de un horizonte de composición dunítica que, en algunos casos (i.e., macizos de Golyamo Kamenyane y Chernichevo) es paralelo al bandeadío definido por la orientación de las piroxenitas y metagabros (rodingitas). Este horizonte se sitúa por debajo de las capas de metagabros. Las cromititas forman cuerpos lenticulares y capas de pequeño tamaño (pocas decenas de metros de longitud y espesores entre <0.5 m y 2 m), excepto en Golyamo Kamenyane donde algunos cuerpos de cromitita alcanzan varios cientos de metros de largo y decenas de metros de espesor (Tabla 4.1.).

La mayor parte de los cuerpos de cromitita identificados en los macizos de Golyamo Kamenyane, Avren, Chernichevo y Yakovitsa fueron objeto de explotación durante la Segunda Guerra Mundial. Sin embargo, no existen datos

precisos acerca de la historia minera ni del tonelaje extraído. Como consecuencia de esta intensa labor minera se preservan pocas cromititas *in situ*. Estas últimas se localizaron sobre todo en los cuerpos de menor entidad (escala centimétrica) y de más difícil acceso (i.e., macizo de Yakovitsa) (Fig.4.6.a). La mayor parte de las muestras de cromitita proceden de escombreras y zonas de apile mineral situadas en las proximidades de las trincheras de explotación (Fig.4.6.b-d). La mayoría de estas labores mineras se conservan en muy mal estado, ya que se encuentran abandonadas y en algunos casos, están cubiertas por vegetación (Fig.4.6.c-d). Para la elaboración de esta Tesis Doctoral se estudiaron 12 cuerpos de cromitita distribuidos en los diferentes macizos objeto de estudio (Fig.4.7.).

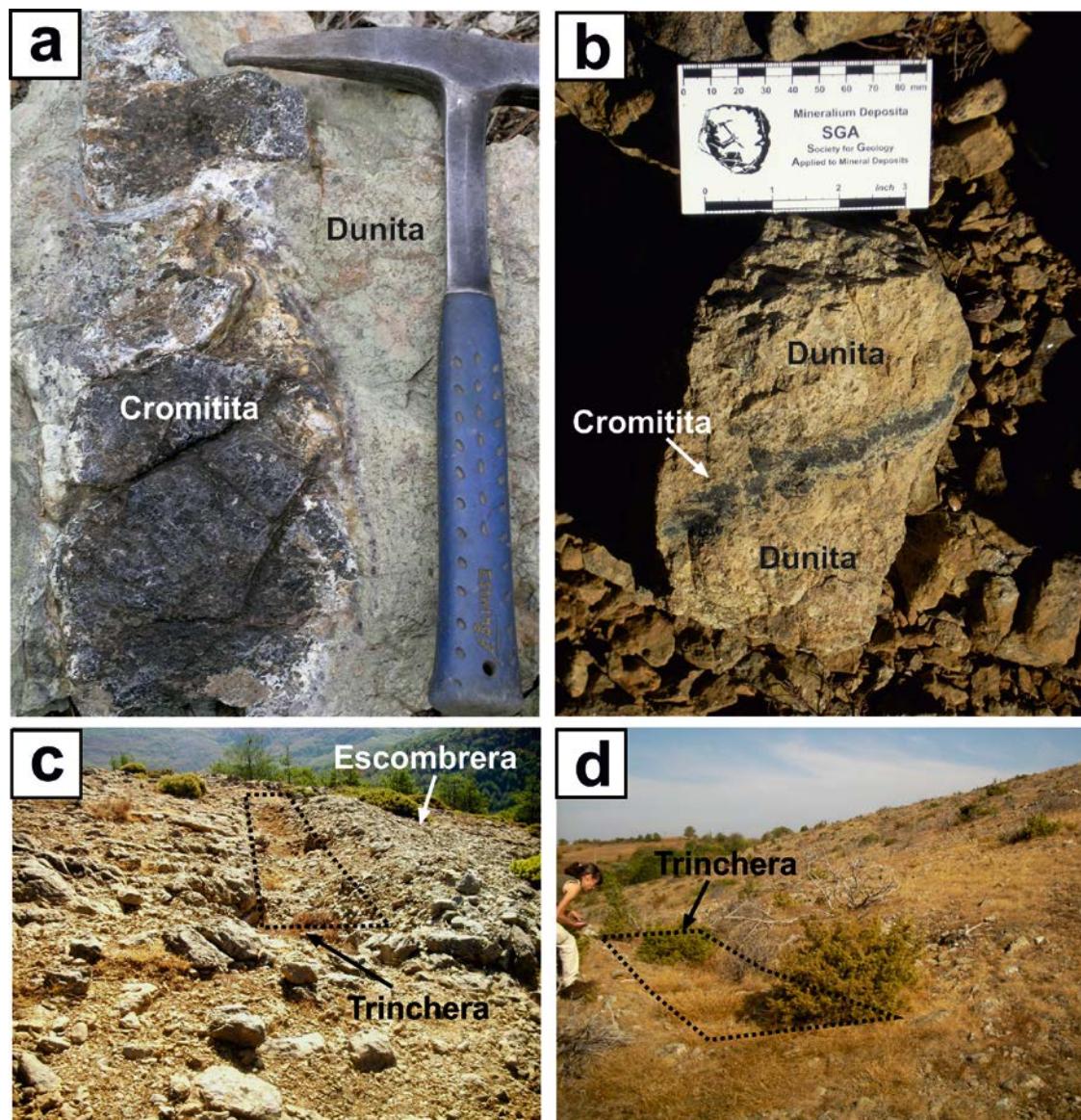


Figura 4.6. Imágenes de algunos cuerpos de cromitita estudiados. Cuerpo J1-F en el macizo de Yakovitsa (**a**), cuerpo GK3 en el macizo de Golyamo Kamenyane (**b**), cuerpo AV3 en el macizo de Avren (**c**) y cuerpo CH1 en el macizo de Chernichevo (**d**).

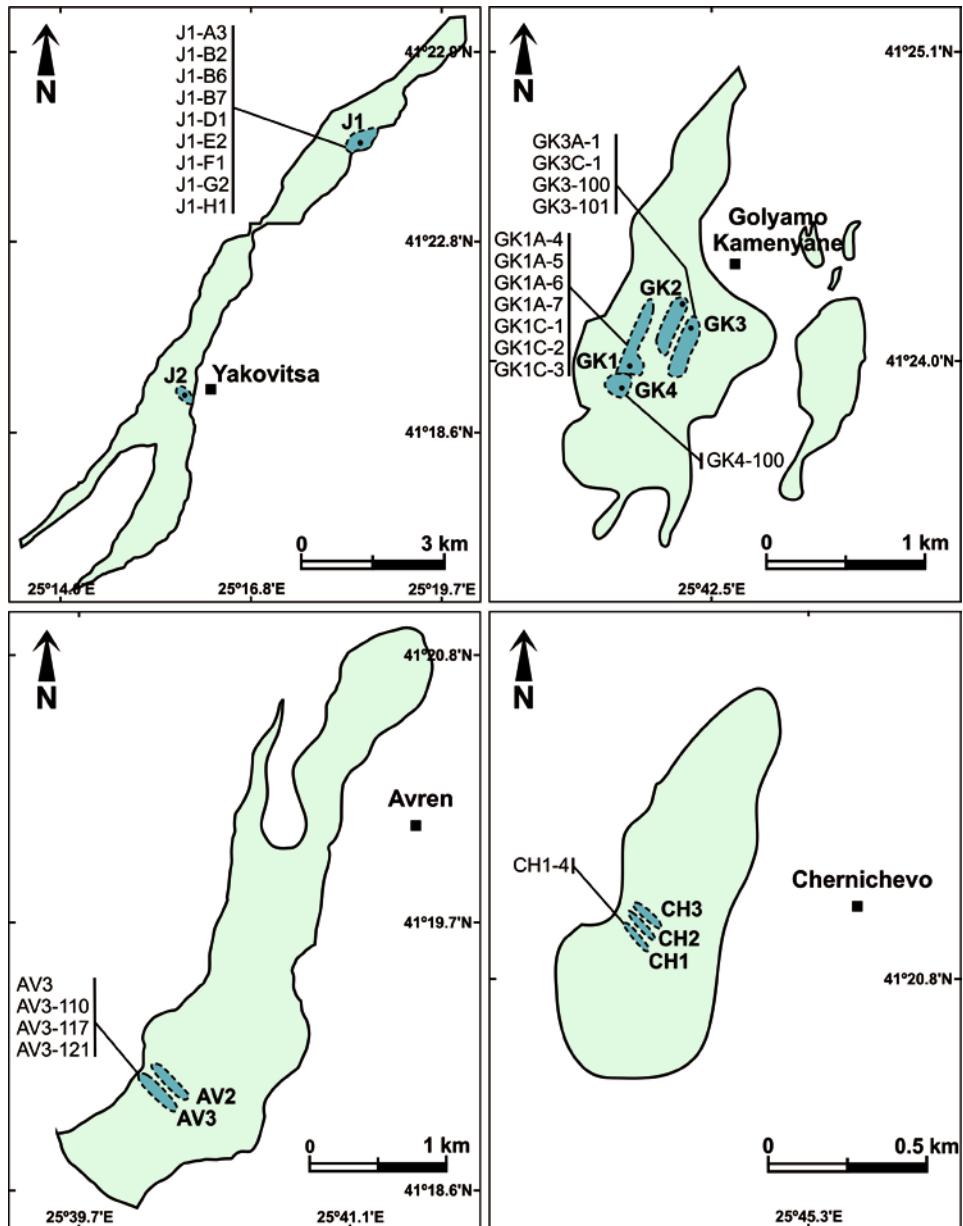


Figura 4.7. Esquema de los diferentes macizos ultramáficos con la localización de los cuerpos de cromitita estudiados (zona sombreada) y las muestras analizadas en cada uno de ellos.

4.2.1. Caracterización petrológica y textural

Las cromititas tienen texturas masivas (>80% de cromita), semimasivas (50-80% de cromita) y diseminadas (30-50% de cromita). Las cromititas muestreadas *in situ* en el macizo de Yakovitsa y Avren tienen diferentes patrones texturales que se relacionan con las dimensiones del cuerpo (Tabla 4.1.). Los cuerpos de mayor tamaño (>40 cm de espesor) contienen cromititas masivas en el centro y semimasivas hacia el borde, mientras que los de menor tamaño (<30 cm de espesor) consisten exclusivamente de cromitita diseminada.

Las cromititas masivas están formadas por agregados de cromita de grano grueso (hasta 1.2 cm de diámetro); mientras que las cromititas semimasivas y diseminadas están constituidas por agregados de granos de cromita con menor tamaño (hasta 0.5 cm de diámetro).

Los granos de cromita son predominantemente subhendrales y en menor medida, anahedrales, con morfologías redondeadas. Los granos individuales pueden tener una densidad de fracturación variable que suele estar asociada al desarrollo de fallas de mayor escala que cortan los cuerpos de cromitita (ej. macizos de Golyamo Kamenyane y Avren). En Chernichevo las fracturas de los cristales de cromita suelen estar llenas de magnetita.

La matriz silicatada está compuesta principalmente por clorita con menores proporciones de antigorita. Los cristales de clorita forman aureolas alrededor de los granos de cromita. La antigorita es relativamente abundante en los cuerpos de cromitita semimasiva y sobretodo diseminada, donde se encuentra asociada o intercresida con clorita pero raramente en contacto con la cromita.

Todos los cristales de cromita en los diferentes cuerpos de cromitita estudiados muestran estructuras complejas, que permiten clasificarlos en uno de los cuatro tipos texturales definidos por Gerville et al. (2012) (Tabla 4.1.; Fig.4.8.) para cromita alterada: (1) **cromita parcialmente alterada**, presenta núcleos rodeados por bordes más reflectantes de cromita porosa; (2) **cromita porosa**, se caracteriza por la ausencia de núcleo y por tener abundantes poros, normalmente llenos de clorita; (3) **cromita zonada**, presenta núcleos rodeados en este caso por un borde muy reflectante de cromita homogénea no porosa; (4) **cromita homogénea**, se caracteriza por presentar textura poligonal en mosaico y sin poros, aunque puede albergar algunas inclusiones de clorita y/o antigorita.

Los cuatro tipos texturales descritos anteriormente se identifican en diferentes cuerpos de cromitita del macizo de Golyamo Kamenyane. En el resto de macizos estudiados los granos de cromita con textura parcialmente alterada también se conservan en los cuerpos de cromitita de Chernichevo y en los de mayor tamaño de Yakovitsa (>20 cm de espesor). Si bien, la cromita con textura zonada son las más comunes en las cromititas de Avren y en los cuerpos de menor tamaño de Yakovitsa (<20 cm de espesor) (Tabla 4.1.; Fig.4.8.).

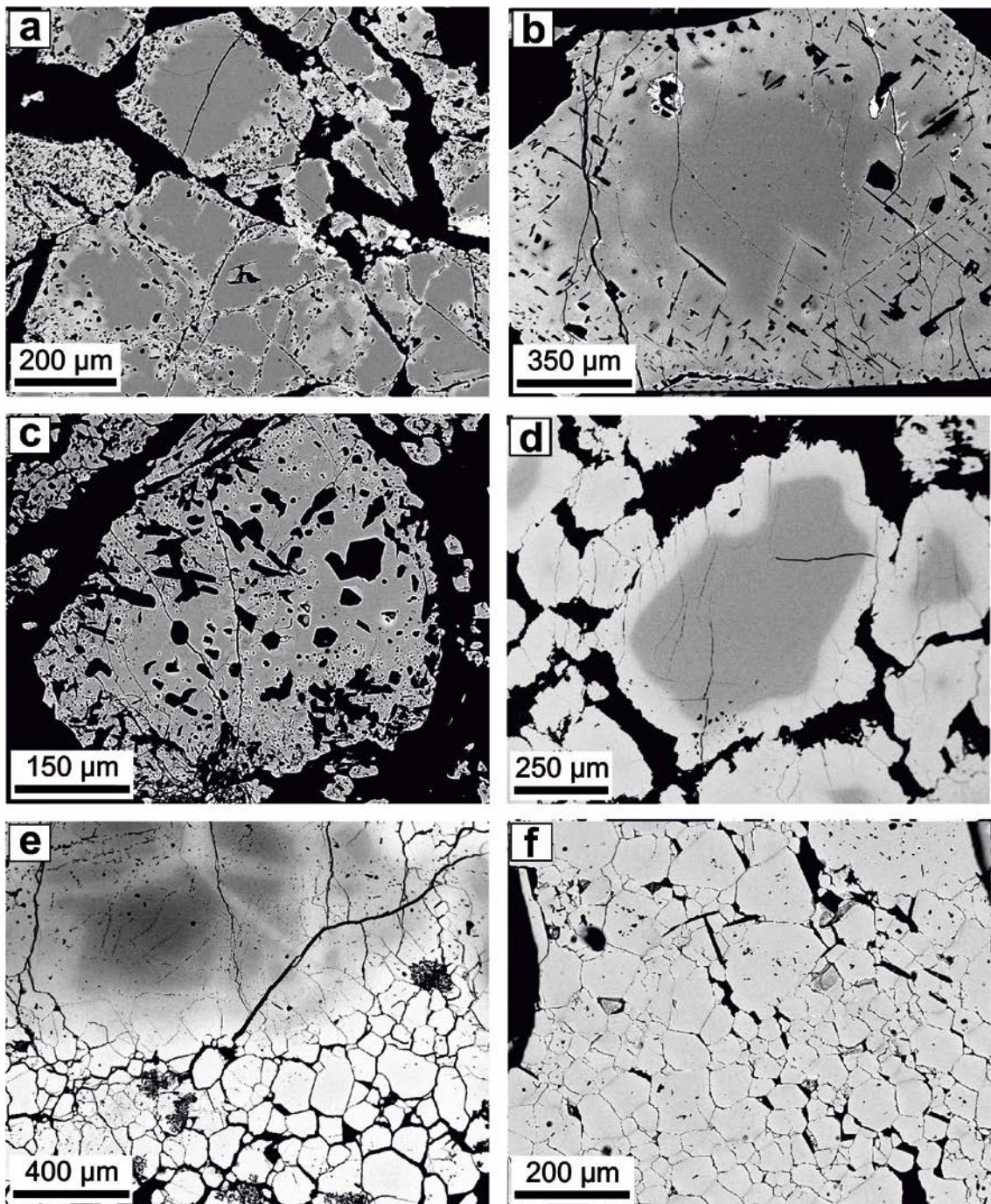


Figura 4.8. Imágenes de electrones retrodispersados de los diferentes tipos texturales de cromita generados durante la alteración de los diferentes cuerpos de cromitita en los Rhodopes Orientales: cromita parcialmente alterada con bordes porosos finos de Golyamo Kamenyane (**a**) y con bordes porosos gruesos de Yakovitsa (**b**); cromita porosa de Golyamo Kamenyane (**c**); cromita zonada de Yakovitsa (**d**) y de Avren (**e**); cromita homogénea de Golyamo Kamenyane (**f**).

4.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores

La composición en elementos mayores de los núcleos de cromita parcialmente alterada y zonada permite clasificar, desde un punto de vista geoquímico (Leblanc y Nicolás, 1992), a la cromita de los Rhodopes Orientales como: rica en Al (macizos de Golyamo Kamenyane y Chernichevo) y rica en Cr (macizos de Yakovitsa y Avren).

Los análisis de microsonda electrónica realizados en los granos de cromita de Golyamo Kamenyane (Tabla 4.1.; Apéndice 1) son consistentes con los obtenidos por Gerville et al. (2012), mostrando que la cromita parcialmente alterada de las cromititas semimasivas contienen núcleos ricos en Al con valores del #Cr [Cr/(Cr+Al) relación atómica] = 0.52-0.60, #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] = 0.59-0.71 y de Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) <0.30 (Fig.4.9.a-b y Fig.4.10.a). Estos núcleos están rodeados por bordes de cromita porosa con menores contenidos en Al₂O₃ (#Cr = 0.57-0.91) y MgO (#Mg = 0.44-0.68) y valores parecidos de Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) (<0.28). Los granos de cromita porosa están empobrecidos en Al₂O₃ (#Cr = 0.91-0.96) y MgO (#Mg = 0.35-0.48) y enriquecidos en Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) (0.21-0.53) con respecto a los bordes de cromita parcialmente alterada (Fig.4.9.a-b y Fig.4.10.a). La cromita zonada de las cromititas masivas tienen núcleos ricos en Al, sin embargo muestran mayor #Cr (0.62-0.69) y Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) (0.10-0.34) per menor #Mg (0.49-0.57) que los núcleos de la cromita parcialmente alteradas. Estos núcleos están rodeados por bordes de cromita no porosa con los menores contenidos en Al₂O₃ (#Cr = 0.83-0.99) y MgO (#Mg = 0.20-0.36), y los más elevados en Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) (0.49-0.63) (Fig.4.9.a-b y Fig.4.10.a). Por último, la cromita homogénea presenta una composición similar a la de los bordes no porosos de la cromita zonada: #Cr = 0.96-0.99, #Mg = 0.16-0.32 y Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) = 0.55-0.66 (Fig.4.9.a-b y Fig.4.10.a).}}}}}}

En los cuerpos de cromitita de Chernichevo, Avren y Yakovitsa la cromita también muestra una tendencia general de disminución de Al₂O₃ y MgO y aumento de Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) desde la cromita parcialmente alterada a la porosa y zonada (Fig.4.9.c-h y Fig.4.10.b-d).}

En las cromititas semimasivas de Chernichevo, donde sólo se preserva cromita parcialmente alterada (Tabla 4.1.), los núcleos de cromita son ricos en Al (#Cr = 0.55 y #Mg = 0.59) y están rodeados por bordes porosos empobrecidos en Al₂O₃ (#Cr = 0.58-0.65) y MgO (#Mg = 0.51-0.57). El valor de la relación Fe^{3+)/(Fe³⁺+Fe²⁺) permanece casi constante de núcleo a borde (0.27-0.32) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.c-d y Fig.4.10.b).}

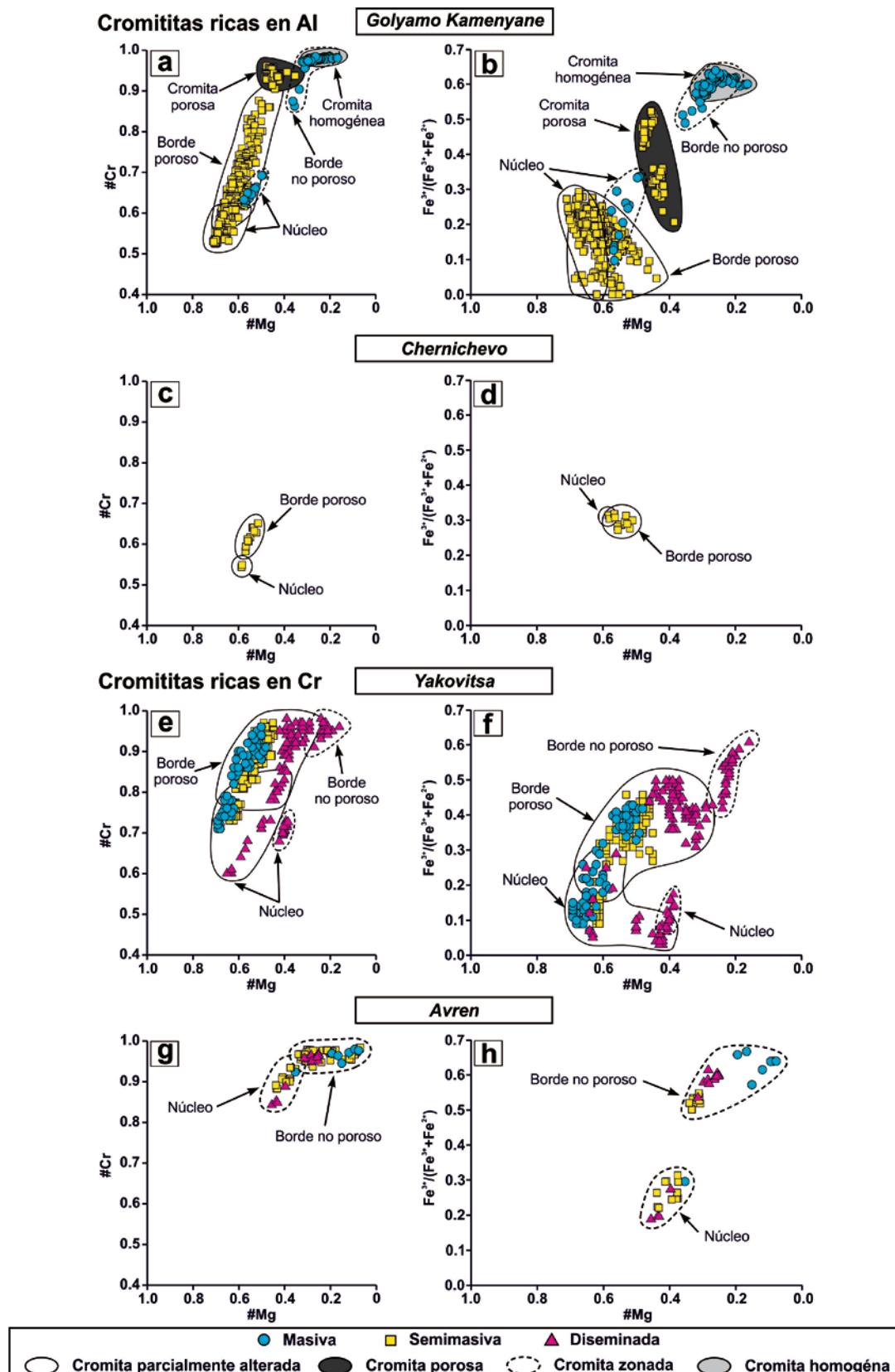


Figura 4.9. Variaciones composicionales de la cromita procedente de los diferentes macizos ultramáficos estudiados en términos del $\#Mg$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ relación atómica] frente al $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$ relación atómica] y el $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$. La leyenda está incluida en la figura.

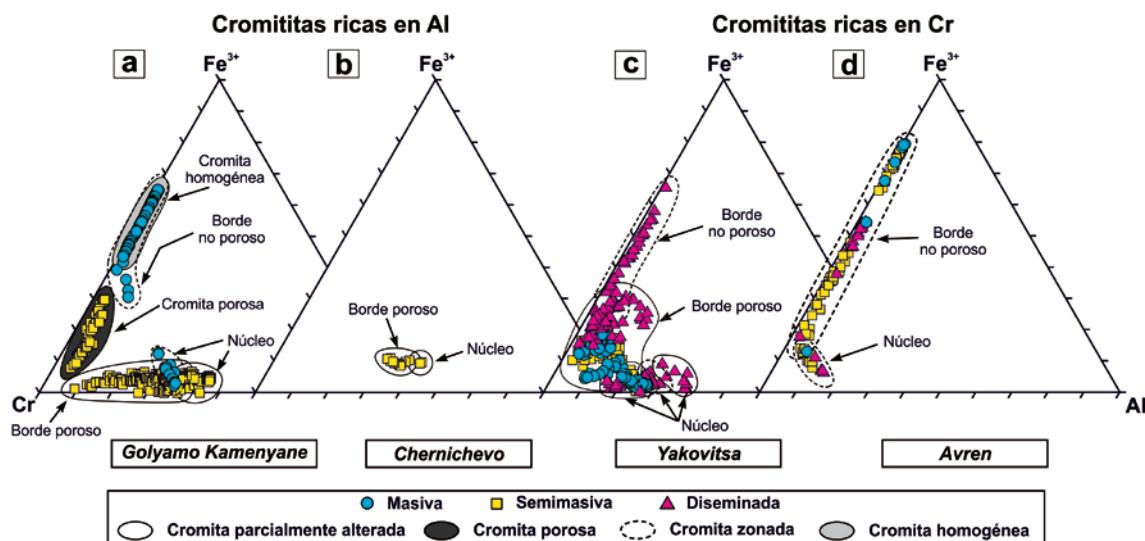


Figura 4.10. Composición en términos de Al^{3+} , Cr^{3+} y Fe^{3+} en la cromita procedente de los diferentes macizos ultramáficos estudiados. Leyenda incluida en la figura.

En Yakovitsa los núcleos de la cromita parcialmente alterada son ricos en Cr ($\# \text{Cr} = 0.60\text{-}0.83$), tienen valores constantes de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.05-0.29) y variables en el $\# \text{Mg}$ (0.40-0.69) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.e-f y Fig.4.10.c). Estas variaciones en el $\# \text{Mg}$ están relacionadas con el tamaño del cuerpo de cromitita. Así, los núcleos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (cuerpos entre 30 y 40 cm de espesor) muestran mayor $\# \text{Mg}$ (0.59-0.69) y valores más restringidos en el $\# \text{Cr}$ (0.71-0.78) que aquellos en los cuerpos de cromitita diseminada de menor tamaño (20-30 cm de espesor) ($\# \text{Mg} = 0.40\text{-}0.65$, $\# \text{Cr} = 0.60\text{-}0.83$) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.e-f y Fig.4.10.c). Estos núcleos están rodeados por bordes porosos que en cromititas masivas y semimasivas tienen similar $\# \text{Cr}$ (0.78-0.97), pero mayor $\# \text{Mg}$ (0.45-0.66) y menor $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.18-0.43) que en las cromititas diseminadas ($\# \text{Cr} = 0.78\text{-}0.98$, $\# \text{Mg} = 0.29\text{-}0.46$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.31\text{-}0.50$) de los cuerpos más pequeños (Tabla 4.1.; Fig.4.8.e-f y Fig.4.9.c). Los núcleos de la cromita zonada en las cromititas diseminadas (cuerpos menores a 20 cm de espesor) son ricos en Cr y tienen similar $\# \text{Cr}$ (0.68-0.73) pero menor $\# \text{Mg}$ (0.38-0.42) y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.08-0.17) que los núcleos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas diseminadas. Estos núcleos están rodeados por bordes no porosos con menor contenido en Al_2O_3 ($\# \text{Cr} = 0.91\text{-}0.98$) y MgO ($\# \text{Mg} = 0.16\text{-}0.27$) y mayor en $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.43-0.61) que los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Tabla 4.1.; Fig.4.8.e-f y Fig.4.9.c).

La cromita zonada en las cromititas de Avren tienen núcleos ricos en Cr ($\# \text{Cr} = 0.84\text{-}0.93$) y valores variables del $\# \text{Mg}$ (0.35-0.46) y de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.19-0.31). Los bordes no porosos que rodean a estos núcleos muestran los valores más elevados del $\# \text{Cr}$ (0.93-0.98) y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.50-0.67) y los menores del $\# \text{Mg}$ (0.08-0.35) (Tabla 4.1.; Fig.4.8.g-h y Fig.4.9.d).

4.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza

Para una mejor visualización y comparación de los elementos menores y traza en la cromita se usan diagramas tipo *spider* (Fig.4.11.). En estos diagramas la composición de la cromita analizada se normaliza respecto a la composición de una cromita cuyos contenidos de elementos menores y trazas son homogéneos. En este caso se usa una cromita procedente de un basalto de la dorsal oceánica del Pacífico Oriental (MORB) (Pagé y Barnes, 2009; Apéndice 2).

En Golyamo Kamenyane, tanto los núcleos como los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas semimasivas describen patrones relativamente planos, con anomalías negativas en Ti y Sc respecto a la cromita del MORB (Fig.4.11.a-b). Sin embargo, los granos de cromita porosa, con menores contenidos en Al_2O_3 y MgO, están más empobrecidos en Ga, Ni, V y Sc pero más enriquecidos en Ti, Zn, Co, Mn y FeO total (i.e., suma de FeO y Fe_2O_3) que los núcleos y bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Fig.4.11.c). La mayoría de los granos de cromita porosa describen una anomalía positiva con forma de M en el segmento Zn-Co-Mn, la cual se va a denominar a partir de este momento como “anomalía ZCM” (Fig.4.11.c). Los núcleos de la cromita zonada en las cromititas masivas se caracterizan por tener fuertes anomalías negativas en Ga, Ni, Sc y menor en Ti, mientras que presentan una fuerte anomalía positiva en Zn y menor en Co y Mn respecto a la cromita del MORB (Fig.4.11.d). Este patrón es completamente diferente al de los bordes no porosos, ya que tienen menor Al_2O_3 y Zn y mayor FeO total, Ga, Ti, Ni y Sc que los núcleos de la cromita zonada. Esto hace dibujar una fuerte pendiente en el segmento Al-Ga-Ti, una meseta en el segmento Ti-Ni y la anomalía ZCM (Fig.4.11.e). El patrón descrito anteriormente para los elementos menores y traza en los bordes no porosos de la cromita zonada es idéntico al de los granos de cromita homogénea (Fig.4.11.f).

Los núcleos y bordes de la cromita parcialmente alterada en las cromititas semimasivas de Chernichevo tienen patrones de elementos menores y traza planos, muy similares a los descritos para la cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane. Sin embargo, esta cromita está ligeramente empobrecida en Sc y enriquecida en Ti, Zn, Co y Mn con respecto a la cromita del MORB, lo que hace dibujar una leve anomalía ZCM (Fig.4.11.g-h).

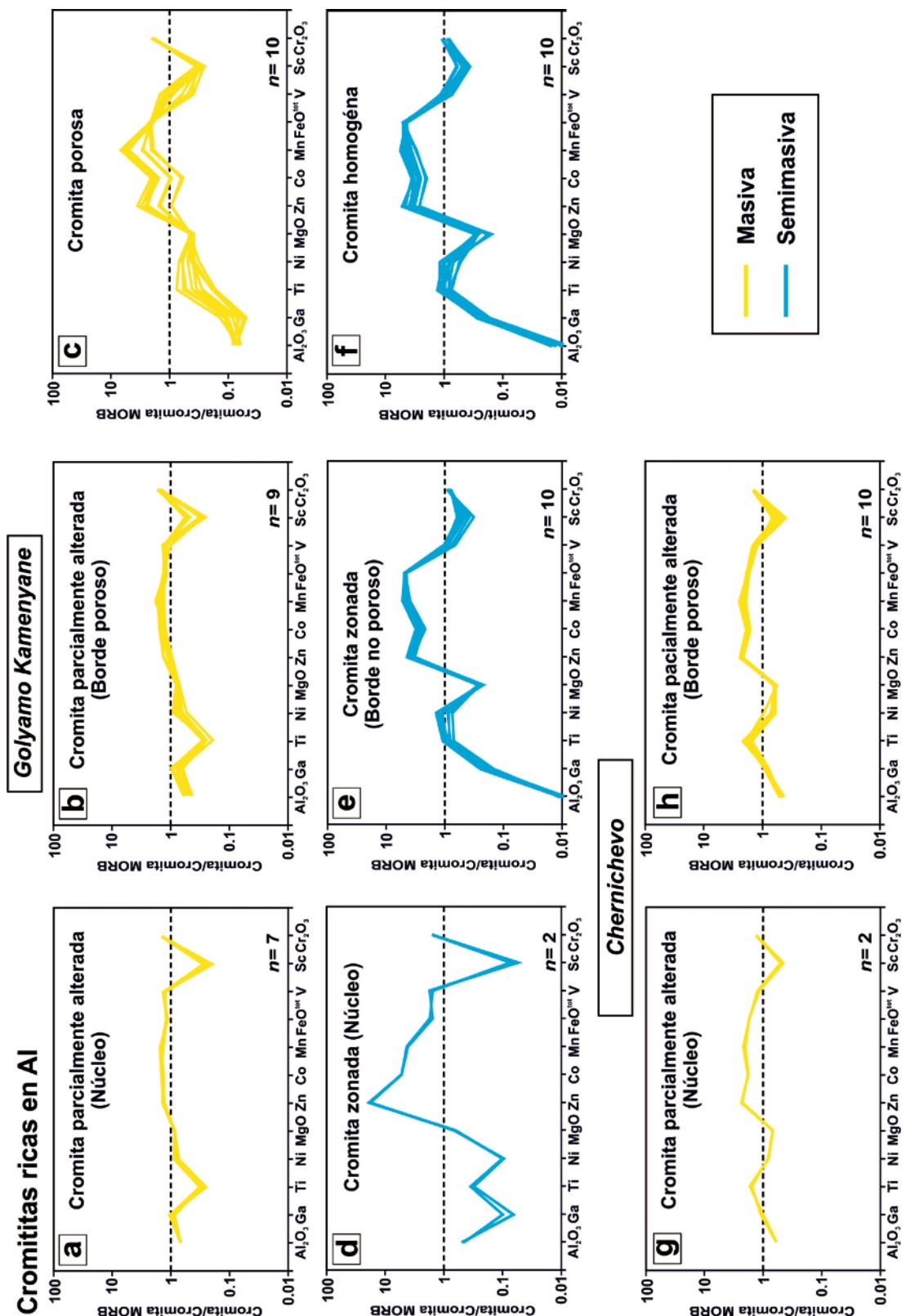


Figura 4.11. Diagramas *spider* donde se muestra la composición (elementos mayores, menores y traza) de los diferentes tipos texturales de alteración en la cromita de los cuerpos de cromitita estudiados en los Rhodopes Orientales, según el orden establecido por Pagé y Barnes (2009). Las composiciones analizadas se normalizaron a la composición de cromita del MORB (Pagé y Barnes, 2009).

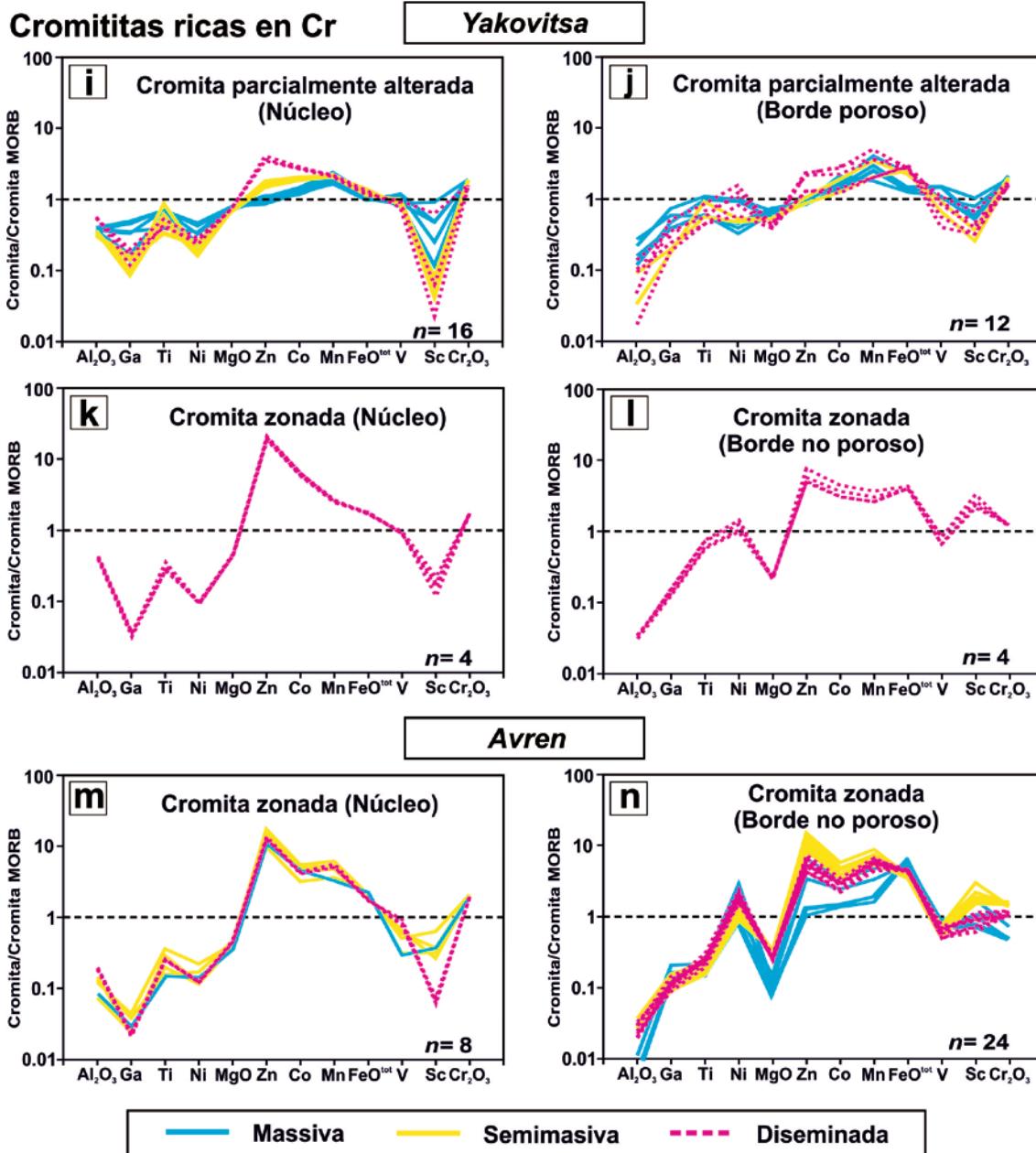


Figura 4.11. Continuación.

En Yakovitsa, los núcleos de la cromita parcialmente alterada muestran patrones con una ligera pendiente positiva, la cual está producida por menores contenidos en Ga, Ni, Ti y Sc y mayores en Zn, Co y Mn que la cromita del MORB (Fig.4.11.i). El segmento Ga-Ti-Ni está caracterizado por un relativo enriquecimiento en Ti respecto a Ga y Ni. Es interesante destacar que existe una variación composicional en los núcleos de la cromita parcialmente alterada en relación con la textura del cuerpo de cromitita. Los núcleos de cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas tienen mayor contenido en Ga, Ti, Ni y Sc y menor en Zn y Co que aquellos en cromititas diseminadas (Fig.4.10.i). Además, estos núcleos también muestran una zonación química

desde el centro hacia la parte más externa (Fig.4.12.). Para valores relativamente constantes en el #Mg el contenido en Ga, Ni, Sc y Ti disminuye, el Mn aumenta y el Zn y Co permanecen constantes hacia la parte externa de los núcleos (Fig.4.12.a-g). Sin embargo estos elementos muestran relaciones complejas respecto al $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (Fig.4.12.h-n). Los núcleos de cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas no muestran ninguna correlación entre Ga, Ni, Sc, Ti, Mn y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$, mientras que estos elementos (excepto el Mn, que permanece constante) aumentan desde el centro hasta la parte externa de los núcleos de cromita parcialmente alterada en cromititas semimasivas y diseminadas (Fig.4.12.h-k y n). El contenido en Co y Zn disminuye al aumentar el $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ desde el centro hacia el borde de los núcleos de cromita parcialmente alterada, independientemente de la textura del cuerpo de cromitita (Fig.4.12.l-m). Los bordes de cromita porosa que rodean a estos núcleos están más enriquecidos en Ga, Ni, Mn y Sc pero empobrecidos en Zn y V (Fig.4.11.j). Por otro lado, los núcleos de la cromita zonada en las cromititas diseminadas tienen patrones casi idénticos a los descritos para los núcleos de cromita zonada en las cromititas de Golyamo Kamenyane (Fig.4.11.d y k). La diferencia reside que los núcleos de la cromita zonada de Yakovitsa están más empobrecidos en Ga, Mn y V pero más enriquecidos en Sc (Fig.4.11.k). Los bordes no porosos tienen patrones casi idénticos a los descritos en Golyamo Kamenyane (Fig.4.11.e y l). La mayor diferencia entre ambos bordes no porosos es que en la cromita zonada de Yakovitsa están mucho más enriquecidos en Sc, lo cual se refleja en una anomalía positiva respecto a la cromita del MORB (Fig.4.11.l).

Los núcleos de la cromita zonada de Avren tienen patrones muy similares a los descritos anteriormente en la cromita zonada de Golyamo Kamenyane y Yakovitsa (Fig.4.11.d, k y m). Sin embargo, los bordes no porosos muestran una pendiente más suave en el segmento de Ga-Ti y una anomalía marcadamente positiva en Ni (Fig.4.11.n). Además, estos bordes no porosos tienen una anomalía ZCM más marcada que en Golyamo Kamenyane y Yakovitsa y una anomalía positiva en Sc como la descrita en Yakovitsa (Fig.4.11.e, l y n).

**Cromititas ricas en Cr
Núcleos de cromita parcialmente alterada**

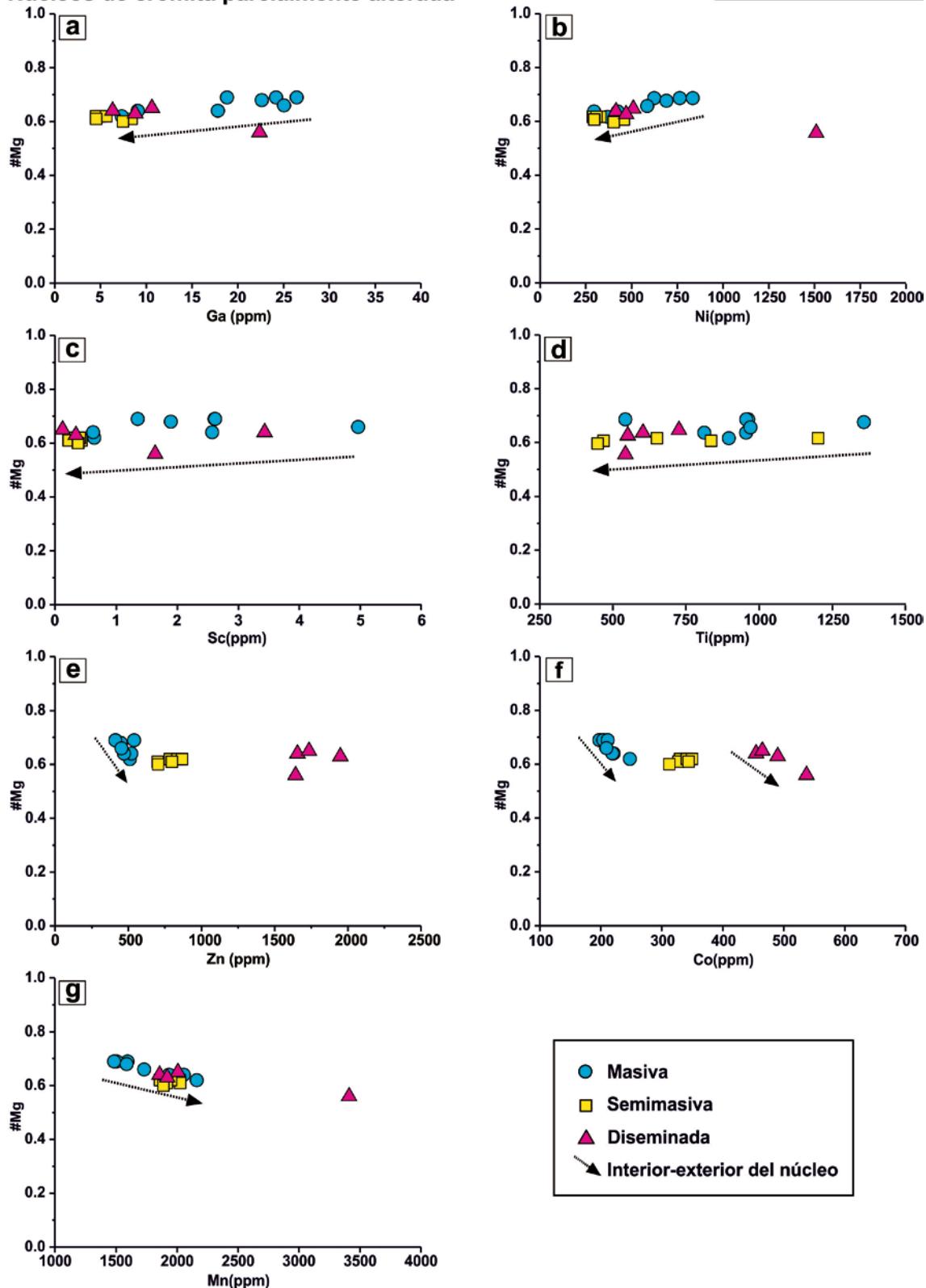


Figura 4.12. Variación composicional de los núcleos ricos en Cr de la cromita parcialmente alterada de Yakovitsa en términos del contenido en Ga, Ni, Sc, Ti, Zn, Co y Mn (en ppm) frente al #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] y al Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺). Leyenda incluida en la figura.

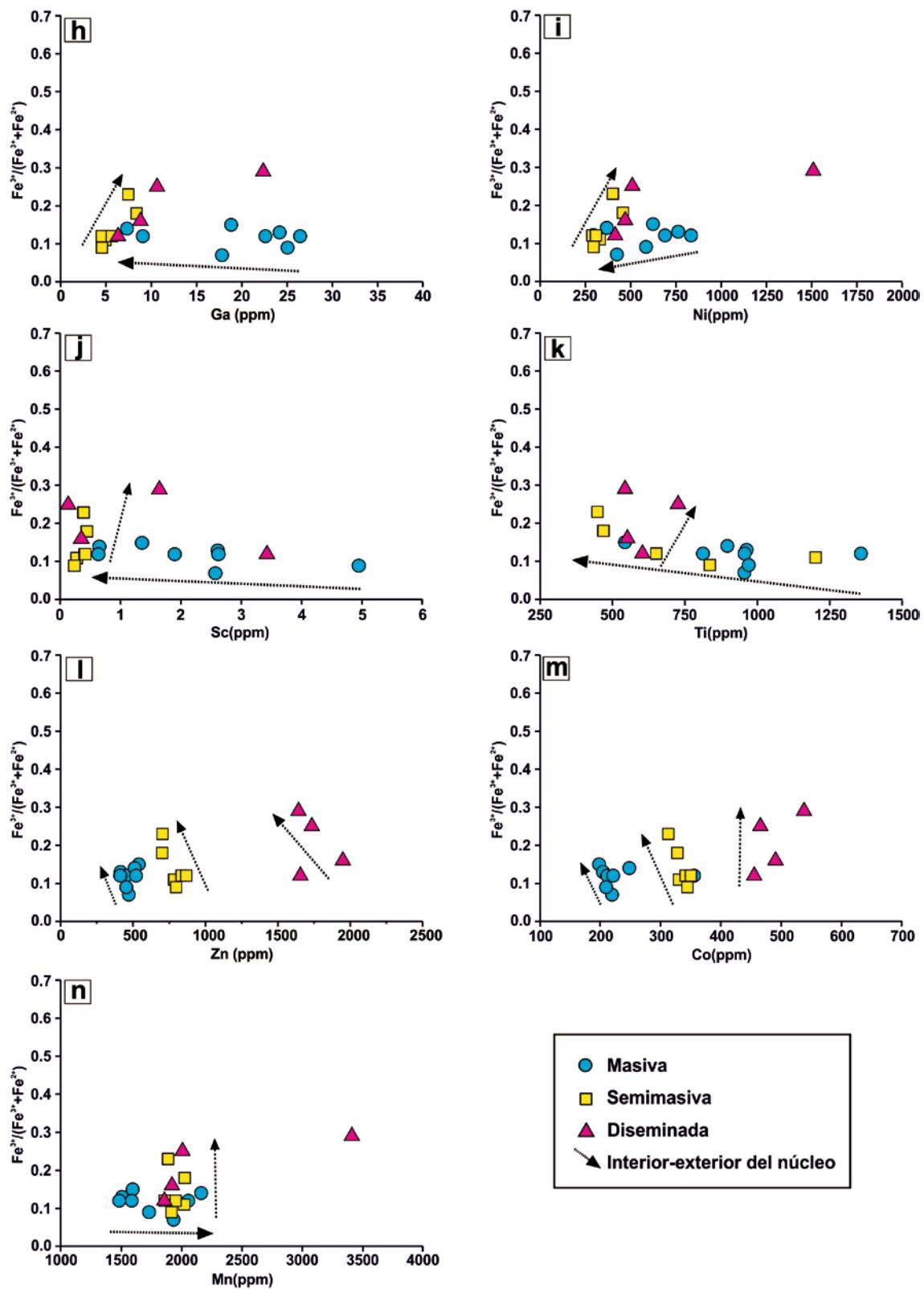


Figura 4.12. Continuación.

4.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores, menores y traza

La composición de la clorita en las cromititas de Golyamo Kamenyane varía ligeramente en los diferentes tipos texturales de cromita. La fórmula promedio de la clorita en la cromita parcialmente alterada es $(\text{Mg}_{4.50}\text{Al}_{1.09}\text{Cr}_{0.24}\text{Fe}_{0.13})_{\Sigma=5.96}(\text{Si}_{2.59}\text{Al}_{1.17})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, en la cromita porosa es $(\text{Mg}_{4.84}\text{Al}_{0.64}\text{Cr}_{0.28}\text{Fe}_{0.18})_{\Sigma=5.97}(\text{Si}_{3.04}\text{Al}_{0.93})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ y en la cromita zonada y homogénea es $(\text{Mg}_{4.95}\text{Al}_{0.53}\text{Cr}_{0.28}\text{Fe}_{0.18})_{\Sigma=5.95}(\text{Si}_{3.30}\text{Al}_{0.70})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Esto muestra un enriquecimiento progresivo en MgO y SiO₂ y un empobrecimiento significativo en el Al₂O₃ total (tetraédrico y octaédrico) desde los cristales de clorita en la cromita parcialmente alterada hasta los de la cromita zonada y homogénea (Tabla 4.2.).

Los cristales de clorita en la cromita parcialmente alterada de Chernichevo tienen una composición intermedia entre los incluidos en la cromita parcialmente alterada y porosa de Golyamo Kamenyane (Tabla 4.2.): $(\text{Mg}_{4.78}\text{Al}_{0.90}\text{Cr}_{0.11}\text{Fe}_{0.16})_{\Sigma=5.95}(\text{Si}_{3.08}\text{Al}_{0.92})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

En Yakovitsa, la clorita en la cromita parcialmente alterada y zonada tiene una composición relativamente constante y está muy empobrecida en Al₂O₃ total (Tabla 4.2.): $(\text{Mg}_{4.99}\text{Al}_{0.59}\text{Cr}_{0.28}\text{Fe}_{0.12})_{\Sigma=5.98}(\text{Si}_{3.14}\text{Al}_{0.86})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

La clorita analizada en la cromita zonada de Avren también muestra una composición constante con un bajo contenido en Al₂O₃ total (Tabla 4.2.): $(\text{Mg}_{4.93}\text{Al}_{0.53}\text{Cr}_{0.33}\text{Fe}_{0.18})_{\Sigma=5.94}(\text{Si}_{3.19}\text{Al}_{0.81})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

Cabe destacar que todos los cristales de clorita analizados en las cromititas de los diferentes macizos ultramáficos tienen cantidades significativas de Cr₂O₃ (hasta 5.85% en peso; Tabla 4.2.).

Tabla 4.2. Análisis representativos, en elementos mayores, de la clorita en las muestras de cromitita procedentes de los diferentes macizos ultramáficos estudiados.

Cromititas ricas en Al: Golyamo Kamenyane											
Cromita parcialmente alterada											
1 Chl	2 Chl	3 Chl	4 Chl	5 Chl	6 Chl	7 Chl	8 Chl	9 Chl	10 Chl	11 Chl	12 Chl
SiO ₂	28.54	28.43	28.57	28.41	28.15	28.51	28.49	27.78	30.40	31.61	32.18
Al ₂ O ₃	21.36	21.63	21.40	21.65	21.50	21.85	21.49	23.27	17.17	14.90	13.98
Cr ₂ O ₃	2.81	2.69	2.80	2.67	3.26	2.98	2.71	3.41	2.46	3.59	3.96
FeO	1.40	1.46	1.40	1.51	1.59	1.46	1.47	2.93	2.36	1.81	2.36
MgO	31.31	31.08	31.22	31.40	30.81	30.96	31.33	29.79	32.86	33.70	32.52
TiO ₂	0.06	0.03	0.05	0.03	0.07	0.05	0.04	0.01	0.02	0.03	0.01
Total	86.03	85.85	86.03	86.31	85.95	86.41	86.16	86.48	86.13	86.44	86.01
Átomos por formula unidad											
Si	2.73	2.73	2.74	2.72	2.71	2.72	2.73	2.65	2.92	3.03	3.11
Al ^V	1.27	1.27	1.26	1.28	1.29	1.28	1.27	1.35	1.08	0.97	0.89
Al ^{VI}	1.14	1.17	1.15	1.16	1.14	1.18	1.15	1.27	0.87	0.71	0.67
Fe ²⁺	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.24	0.19	0.15	0.19
Mg	4.47	4.45	4.46	4.48	4.42	4.40	4.47	4.24	4.71	4.84	4.70
Cr	0.21	0.20	0.21	0.20	0.25	0.22	0.20	0.26	0.19	0.27	0.30
Átomos por formula unidad											
SiO ₂	34.27	33.90	33.30	33.22	34.02	33.36	33.65	33.70	35.99	35.16	33.74
Al ₂ O ₃	10.15	10.76	11.08	11.56	10.56	11.38	11.03	10.66	11.80	12.91	15.08
Cr ₂ O ₃	4.00	3.70	3.66	3.70	3.55	3.54	3.44	3.42	0.26	0.39	0.29
FeO	2.42	2.41	2.46	2.29	2.17	2.18	2.33	2.17	2.50	2.58	2.02
MgO	34.36	34.14	33.82	33.56	34.24	34.09	33.42	33.90	36.04	35.63	35.05
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00
Total	85.37	85.16	84.55	84.66	84.80	84.72	84.13	84.04	86.72	86.81	86.24
Átomos por formula unidad											
Si	3.32	3.29	3.26	3.24	3.31	3.25	3.30	3.31	3.38	3.30	3.18
Al ^V	0.68	0.71	0.74	0.76	0.69	0.75	0.70	0.62	0.69	0.70	0.82
Al ^{VI}	0.48	0.52	0.54	0.57	0.52	0.56	0.58	0.54	0.68	0.73	0.86
Fe ²⁺	0.20	0.20	0.20	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.20	0.20	0.16
Mg	4.96	4.94	4.93	4.89	4.97	4.95	4.89	4.96	5.04	4.99	4.93
Cr	0.21	0.27	0.23	0.41	0.32	0.29	0.30	0.26	0.02	0.03	0.17
Átomos por formula unidad											
Cromita rica en Al: Chernichevo											
Cromita zonada y homogénea											
17 Chl	18 Chl	19 Chl	20 Chl	21 Chl	22 Chl	23 Chl	24 Chl	25 Chl	26 Chl	27 Chl	28 Chl
SiO ₂	34.27	33.90	33.30	33.22	34.02	33.36	33.65	33.70	35.99	35.16	33.74
Al ₂ O ₃	10.15	10.76	11.08	11.56	10.56	11.38	11.03	10.66	11.80	12.91	15.08
Cr ₂ O ₃	4.00	3.70	3.66	3.70	3.55	3.54	3.44	3.42	0.26	0.39	0.29
FeO	2.42	2.41	2.46	2.29	2.17	2.18	2.33	2.17	2.50	2.58	2.02
MgO	34.36	34.14	33.82	33.56	34.24	34.09	33.42	33.90	36.04	35.63	35.05
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00
Total	85.37	85.16	84.55	84.66	84.80	84.72	84.13	84.04	86.72	86.81	86.24
Átomos por formula unidad											
Cromita parcialmente alterada											
17 Chl	18 Chl	19 Chl	20 Chl	21 Chl	22 Chl	23 Chl	24 Chl	25 Chl	26 Chl	27 Chl	28 Chl
SiO ₂	34.27	33.90	33.30	33.22	34.02	33.36	33.65	33.70	35.99	35.16	33.74
Al ₂ O ₃	10.15	10.76	11.08	11.56	10.56	11.38	11.03	10.66	11.80	12.91	15.08
Cr ₂ O ₃	4.00	3.70	3.66	3.70	3.55	3.54	3.44	3.42	0.26	0.39	0.29
FeO	2.42	2.41	2.46	2.29	2.17	2.18	2.33	2.17	2.50	2.58	2.02
MgO	34.36	34.14	33.82	33.56	34.24	34.09	33.42	33.90	36.04	35.63	35.05
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00
Total	85.37	85.16	84.55	84.66	84.80	84.72	84.13	84.04	86.72	86.81	86.24
Átomos por formula unidad											
Cromita rica en Al: Chernichevo											
17 Chl	18 Chl	19 Chl	20 Chl	21 Chl	22 Chl	23 Chl	24 Chl	25 Chl	26 Chl	27 Chl	28 Chl
SiO ₂	34.27	33.90	33.30	33.22	34.02	33.36	33.65	33.70	35.99	35.16	33.74
Al ₂ O ₃	10.15	10.76	11.08	11.56	10.56	11.38	11.03	10.66	11.80	12.91	15.08
Cr ₂ O ₃	4.00	3.70	3.66	3.70	3.55	3.54	3.44	3.42	0.26	0.39	0.29
FeO	2.42	2.41	2.46	2.29	2.17	2.18	2.33	2.17	2.50	2.58	2.02
MgO	34.36	34.14	33.82	33.56	34.24	34.09	33.42	33.90	36.04	35.63	35.05
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00
Total	85.37	85.16	84.55	84.66	84.80	84.72	84.13	84.04	86.72	86.81	86.24
Átomos por formula unidad											

Tabla 4.2. Continuación.

Cromititas ricas en Cr: Yakovitsa								
Cromita parcialmente alterada y zonada								
	33 Chl	34 Chl	35 Chl	36 Chl	37 Chl	38 Chl	39 Chl	40 Chl
SiO ₂	33.60	33.19	31.89	32.75	33.11	33.83	33.93	32.83
Al ₂ O ₃	11.55	13.33	14.87	15.38	11.78	11.77	13.14	15.84
Cr ₂ O ₃	4.82	3.74	3.21	2.54	4.78	4.29	1.36	0.57
FeO	1.31	1.57	2.05	1.06	1.25	1.36	1.49	1.96
MgO	36.00	35.15	34.11	34.86	34.64	35.59	35.93	35.07
TiO ₂	0.02	0.01	0.09	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06
Total	87.28	86.98	86.13	86.59	85.56	86.84	85.85	86.27
Átomos por formula unidad								
Si	3.18	3.14	3.05	3.08	3.19	3.20	3.22	3.10
Al ^{IV}	0.82	0.86	0.95	0.92	0.81	0.80	0.78	0.90
Al ^{VI}	0.46	0.62	0.72	0.79	0.52	0.52	0.69	0.86
Fe ²⁺	0.10	0.12	0.16	0.08	0.10	0.11	0.12	0.15
Mg	5.07	4.95	4.86	4.89	4.97	5.03	5.08	4.93
Cr	0.36	0.28	0.24	0.19	0.36	0.32	0.10	0.04
Cromititas ricas en Cr: Avren								
Cromita zonada								
	17 Chl	18 Chl	19 Chl	20 Chl	21 Chl	22 Chl	23 Chl	24 Chl
SiO ₂	34.29	32.96	33.14	34.00	34.33	33.41	33.14	33.70
Al ₂ O ₃	12.14	12.09	11.39	12.31	11.88	12.22	11.97	12.08
Cr ₂ O ₃	4.07	4.46	4.69	4.35	4.01	4.40	4.38	4.21
FeO	2.38	2.34	2.64	2.25	2.20	1.79	2.63	2.23
MgO	34.51	34.92	34.59	34.99	35.23	34.77	35.08	34.34
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	87.43	86.80	86.49	87.96	87.73	86.64	87.25	86.63
Átomos por formula unida								
Si	3.24	3.15	3.18	3.19	3.23	3.18	3.15	3.21
Al ^{IV}	0.76	0.85	0.82	0.81	0.77	0.82	0.85	0.79
Al ^{VI}	0.59	0.51	0.47	0.56	0.55	0.55	0.49	0.57
Fe ²⁺	0.19	0.19	0.21	0.18	0.17	0.14	0.21	0.18
Mg	4.86	4.97	4.95	4.90	4.94	4.94	4.97	4.88
Cr	0.30	0.34	0.36	0.32	0.30	0.33	0.33	0.32

La antigorita analizada en las cromititas de los diferentes macizos ultramáficos muestra, independientemente del tipo de alteración de la cromita, una composición promedio muy homogénea (Tabla 4.3.): $(\text{Mg}_{2.76}\text{Fe}_{0.10}\text{Al}_{0.03}\text{Cr}_{0.02})_{\Sigma=2.91}\text{Si}_{2.01}\text{O}_5(\text{OH})_4$.

Tabla 4.3. Análisis representativos, en elementos mayores, de la antigorita en muestras de cromitita procedentes de los diferentes macizos ultramáficos estudiados.

Cromititas ricas en Al: Golyamo Kamenyane y Chernichevo										
	1 Atg	2 Atg	3 Atg	4 Atg	5 Atg	6 Atg	7 Atg	8 Atg	9 Atg	10 Atg
SiO ₂	43.63	42.11	43.43	43.38	43.27	42.09	40.33	41.26	41.51	42.77
Al ₂ O ₃	0.08	0.22	0.07	0.09	0.18	0.02	1.68	1.50	1.66	0.68
Cr ₂ O ₃	0.64	0.13	0.61	0.56	0.67	0.08	0.36	0.28	0.35	0.46
FeO	2.60	2.04	3.22	3.14	3.59	1.72	5.27	4.20	4.43	2.89
MgO	38.75	39.31	38.11	37.78	37.87	40.54	37.98	38.06	37.23	39.99
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.06	0.12	0.11	0.02
Total	85.71	83.82	85.45	84.97	85.60	84.58	85.84	85.58	85.45	86.89
Átomos por formula unidad										
Si	2.06	2.03	2.06	2.07	2.06	2.02	1.95	1.98	2.00	2.01
Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.10	0.09	0.09	0.04
Mg	2.66	2.74	2.64	2.63	2.62	0.07	0.21	0.17	0.18	0.11
Fe ²⁺	0.10	0.08	0.12	0.12	0.14	2.89	2.73	2.72	2.67	2.79
Cr	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02
Cromititas ricas en Cr: Yakovitsa y Avren										
	11 Atg	12 Atg	13 Atg	14 Atg	15 Atg	16 Atg	17 Atg	18 Atg	19 Atg	20 Atg
SiO ₂	41.03	41.03	39.44	43.96	39.94	41.61	43.62	42.40	43.62	42.84
Al ₂ O ₃	1.57	1.29	2.49	0.75	3.10	0.11	0.12	0.02	0.09	0.01
Cr ₂ O ₃	0.89	1.77	2.27	0.25	2.66	0.08	0.19	0.31	0.20	0.19
FeO	1.82	2.35	2.16	1.63	2.25	2.21	1.92	2.97	1.79	3.28
MgO	39.36	38.78	39.16	36.37	37.58	39.16	39.41	39.71	39.86	39.52
TiO ₂	0.00	0.04	0.04	0.02	0.06	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	84.67	85.26	85.56	82.98	85.59	83.21	85.25	85.42	85.59	85.84
Átomos por formula unida										
Si	1.96	1.96	1.88	2.11	1.91	2.02	2.05	2.01	2.05	2.02
Al	0.09	0.07	0.14	0.04	0.17	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	2.80	2.76	2.79	2.60	2.67	2.83	2.77	2.80	2.79	2.78
Fe ²⁺	0.07	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08	0.07	0.11	0.06	0.12
Cr	0.03	0.07	0.09	0.01	0.10	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01

Los análisis de elementos menores y traza de la clorita en la cromita parcialmente alterada de Yakovitsa están recopilados en la Tabla 4.4. Para comparar los elementos menores y traza de la clorita con los de la cromita parcialmente alterada (i.e., núcleos y bordes porosos) se seleccionaron los mismos los elementos (i.e., Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V y Sc).

La clorita tiene contenidos muy variables en los elementos menores y traza, mostrando relaciones complejas frente al MgO. El contenido en Zn (1.32-37.44 ppm), Co (8.03-30.71 ppm) y V (65.08-122.72 ppm) aumenta, mientras que el Ga (11.51-29.69 ppm) y Sc (5.14-16.42 ppm) disminuye para valores cada vez más elevados de MgO en la clorita. Si bien el Ti (73.64-166.64 ppm), Ni (1825-2677 ppm) y Mn (30.97-143.31 ppm) no varían respecto al contenido en MgO (Tabla 4.4.).

Tabla 4.4. Composición en elementos mayores, menores y trazas (en ppm) de la clorita en la cromita parcialmente alterada de Yakovitsa.

	1 Chl	2 Chl	3 Chl	4 Chl	5 Chl	6 Chl	7 Chl	8 Chl	9 Chl	10 Chl
Al ₂ O ₃	117700	135000	134300	121200	117800	119600	120900	133300	94300	111800
Ga ⁷¹	25.56	28.80	29.69	25.06	25.19	11.97	12.91	13.78	11.51	12.33
Ti ⁴⁷	95.94	112.97	91.97	130.07	145.64	73.64	75.51	166.64	79.18	131.96
Ni ⁶⁰	2677	2601	2411	2278	2162	2238	2097	2016	2179	1824
MgO	650800	882300	890800	784200	789000	1227200	963100	944600	726600	931500
Zn ⁶⁶	1.37	2.23	1.32	2.80	1.76	37.44	11.09	1.73	13.31	15.08
Co ⁵⁹	8.10	9.81	9.80	9.00	8.03	30.71	15.93	11.47	18.03	17.77
Mn ⁵⁵	52.01	46.63	36.10	44.97	45.31	143.31	76.88	30.97	85.91	95.36
FeO _{total}	13600	15800	16300	15200	12500	11400	15800	15700	14100	13200
V ⁵¹	65.08	88.23	89.08	78.42	78.90	122.72	96.31	94.46	72.66	93.15
Sc ⁴⁵	12.52	16.42	15.83	15.96	16.29	5.32	6.90	7.93	5.14	7.64
Cr ₂ O ₃	42900	6000	11400	51500	47800	47300	44300	37400	52000	50600

4.2.5. Composición química de la cromita no metamorfizada: elementos mayores, menores y traza

Al igual que las cromititas de los Rhodopes Orientales, la composición en elementos mayores de la cromita en las cromititas ofiolíticas no metamorfizadas de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Cuba; Proenza et al., 1999) y de Dyne (Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981) permite clasificarlas, desde un punto de vista geoquímico como ricas en Al y ricas en Cr, respectivamente (Apéndice 1).

La cromita en las cromititas masivas de Mercedita es rica en Al (#Cr = 0.47) y tiene valores constantes del #Mg (0.73) y del Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) (0.25-0.29) (Fig.4.13.a-b). Sin embargo, la cromita en las cromititas de Dyne es rica en Cr (#Cr = 0.73-0.74), tiene valores constantes del Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) (<0.18) y variables en el #Mg (0.52-0.72) (Fig.4.12.a-b). Estas variaciones en el #Mg están relacionadas con la textura del cuerpo de cromitita (i.e., relación cromita/silicato). La cromita en las cromititas masivas tiene mayor #Mg (0.72) que la de las cromititas semimasivas (#Mg = 0.61-0.70) y diseminadas (#Mg = 0.52-0.59) (Fig.4.13.a-b).

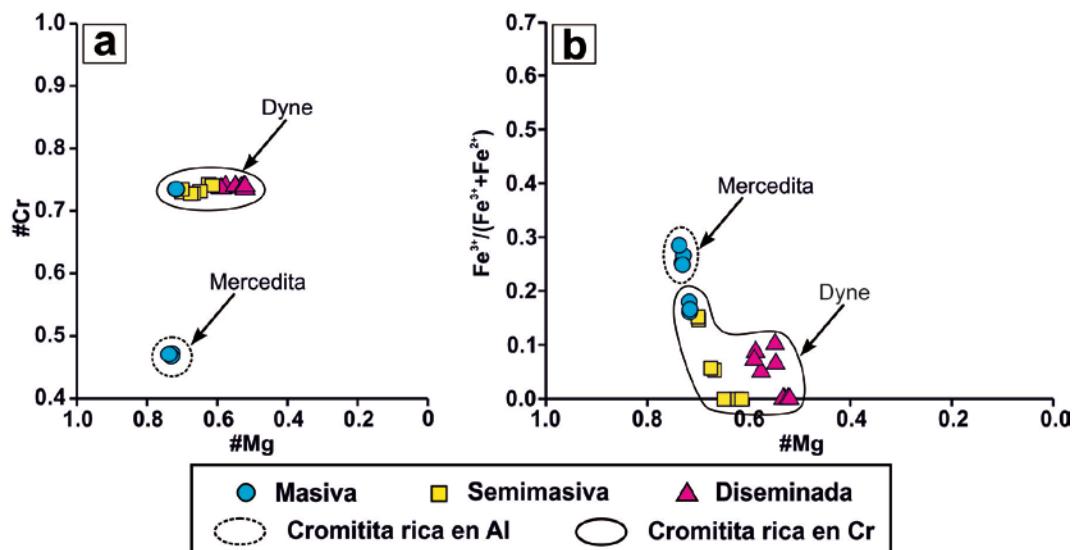


Figura 4.13. Variaciones composicionales de las cromititas ofiolíticas no metamorfizadas ricas en Al de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Cuba; Proenza et al., 1999) y ricas en Cr de Dyne (Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981) en términos del #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] frente al #Cr [Cr/(Cr+Al) relación atómica] (a) y el Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) (b). Leyenda incluida en la figura.

Puesto que la cromita en los cuerpos de cromitita no metamorfizados de Mercedita y Dyne se va a emplear como patrón de comparación, los elementos menores y traza se representan en diagramas *spider* (Fig.4.14.). En estos diagramas, la cromita analizada en Mercedita y Dyne se normaliza respecto a la composición de la cromita del MORB (Pagé y Barnes, 2009) (Apéndice 2).

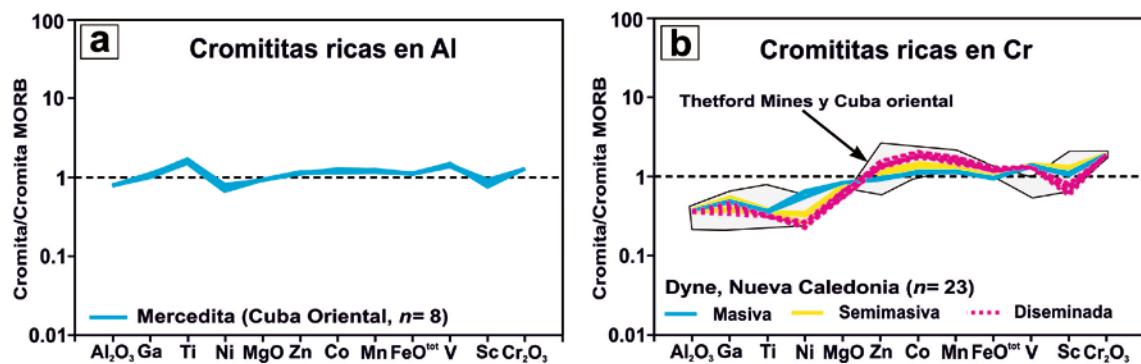


Figura 4.14. Diagramas *spider* donde se muestra la composición (elementos mayores, menores y traza) de la cromita en la cromitita masiva no metamorfizada rica en Al de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Cuba; Proenza et al., 1999) (a) y de las cromititas masivas no metamorfizadas ricas en Cr de Thetford Mines (Pagé y Barnes, 2009) y Cuba oriental (González-Jiménez et al. 2014b, 2015) y de las cromititas de Dyne (Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981) (b).

La cromita en la cromitita masiva de Mercedita muestra un patrón de distribución de los elementos menores y traza “plano” respecto a la cromita del MORB, aunque con una ligera anomalía positiva en Ti y V (Fig.4.14.a). Si bien, los granos de cromita en las cromititas de Dyne tienen patrones con una ligera pendiente positiva, generada por valores ligeramente elevados en Zn, Co, Mn y V y más bajos en Ga, Ti y Ni que la cromita del MORB; el cometido en Sc puede ser mayor o menor (Fig.4.14.b). Cabe destacar que la cromita en las cromititas masivas tiene mayor contenido en Ga, Ni y Sc y menor en Zn, Co y Mn que aquella en las cromititas diseminadas (Fig.4.14.b). A pesar de que los granos de cromita de Dyne muestran una variación composicional en función de la textura del cuerpo de cromitita, sus patrones de distribución de elementos menores y traza son compatibles con los obtenidos en la cromita rica en Cr de las cromititas ofiolíticas masivas no metamorfizadas de Thetford Mines (Pagé y Barnes, 2009) y Cuba oriental (González-Jiménez et al. 2014b, 2015) (Fig.4.14.b). Esto convierte a la cromita de Dyne en una herramienta muy útil para compararla con los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa.

4.3. DISCUSIÓN

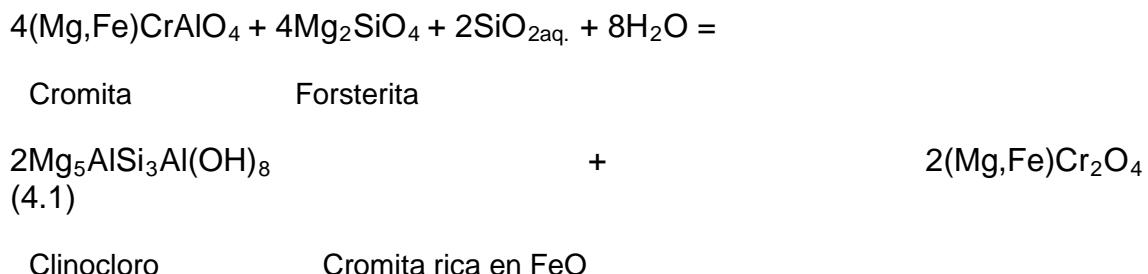
Gervilla et al. (2012) sugirieron que el origen de las diferentes texturas de alteración y los cambios composicionales (en elementos mayores) que se observan en la cromita de las cromititas de Golyamo Kamenyane, eran consecuencia de un proceso que tuvo lugar en dos etapas producidas por la infiltración de fluidos durante la evolución retrógrada del Complejo Metamórfico de los Rhodopes.

El estudio complementario de los elementos menores y traza en las diferentes texturas de alteración de la cromita y el desarrollo de modelos termodinámicos para predecir los procesos de alteración van a permitir reforzar, debatir y/o completar las interpretaciones previas sobre cómo se produce la alteración de la cromita en los cuerpos de cromitita estudiados en los Rhodopes Orientales.

4.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración

Durante la primera etapa de alteración, la hidratación del olivino de la dunita encajante libera cantidades significativas de H₂, lo que puede contribuir a la disminución de la δO_2 por su reacción con O₂ para formar agua (ej., Bach et al., 2006). En los cuerpos de cromitita, la infiltración de estos fluidos reductores, ricos en sílice, probablemente promueven la reacción de la cromita primaria con el olivino de la matriz, dando lugar a clorita (i.e., clinocloro) y una cromita secundaria, porosa y enriquecida residualmente en Cr₂O₃ y FeO, debido a la incorporación del Al₂O₃ y el MgO en la clorita (Fig.4.8.a-c, Fig.4.9 y

Fig.4.15; Tabla 4.2.). Este proceso puede representarse con la siguiente reacción:



Los núcleos ricos en Al de la cromita parcialmente alterada en cromititas semimasivas de Golyamo Kamenyane y Chernichevo muestran valores homogéneos del #Cr y #Mg (#Cr = 0.52-0.60, #Mg = 0.59-0.71 en Golyamo Kamenyane; #Cr = 0.55, #Mg = 0.59 en Chernichevo) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.a-d). Sin embargo, los núcleos ricos en Cr de la cromita parcialmente alterada en Yakovitsa tienen valores variables del #Cr y, sobretodo, del #Mg. En cromititas masivas y semimasivas (30-40 cm de espesor), los núcleos de cromita parcialmente alterada tienen mayor #Mg (0.59-0.69) y valores más restringidos en el #Cr (0.71-0.78) que aquellos en cuerpos de cromitita diseminada de menor tamaño (20-30 cm de espesor) (#Mg = 0.40-0.65, #Cr = 0.60-0.83) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.e-f). Es decir, el #Mg disminuye conforme lo hace el tamaño del cuerpo de cromitita y la relación cromita/silicato.

Esta tendencia de enriquecimiento en FeO observada en los núcleos de cromita parcialmente alterada es similar a la descrita en la cromita de cromititas ofiolíticas no metamorfizadas con textura desde masiva a diseminada (ej. Leblanc y Nicolas, 1992). Normalmente estos cambios composicionales se interpretan como un proceso de difusión de Fe^{2+} -Mg entre cromita y olivino a temperaturas elevadas (1000-900°C), durante el enfriamiento post-magmático (Barnes, 2000; Kamenetsky et al., 2001; Rollinson et al., 2002). Sin embargo, Candia y Gaspar (1997) interpretaron tendencias similares en los granos de cromita incluidos en cumulados ultramáficos como un proceso de equilibrio entre la cromita primaria y el olivino de la matriz durante el metamorfismo a 750-700°C y $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$. Estas temperaturas son muy similares a las establecidas para el metamorfismo en facies de eclogitas que afectó a las cromititas de los Rhodopes Orientales (775-750°C y 16-13.5 kbar; Mposkos y Krohe, 2000, 2006; Mposkos, 2002). Sin embargo, como el resultado de ambos procesos es una cromita con menor #Mg que la composición primaria original, las variaciones composicionales identificadas en los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa no se pueden atribuir con seguridad a ninguno de ellos.

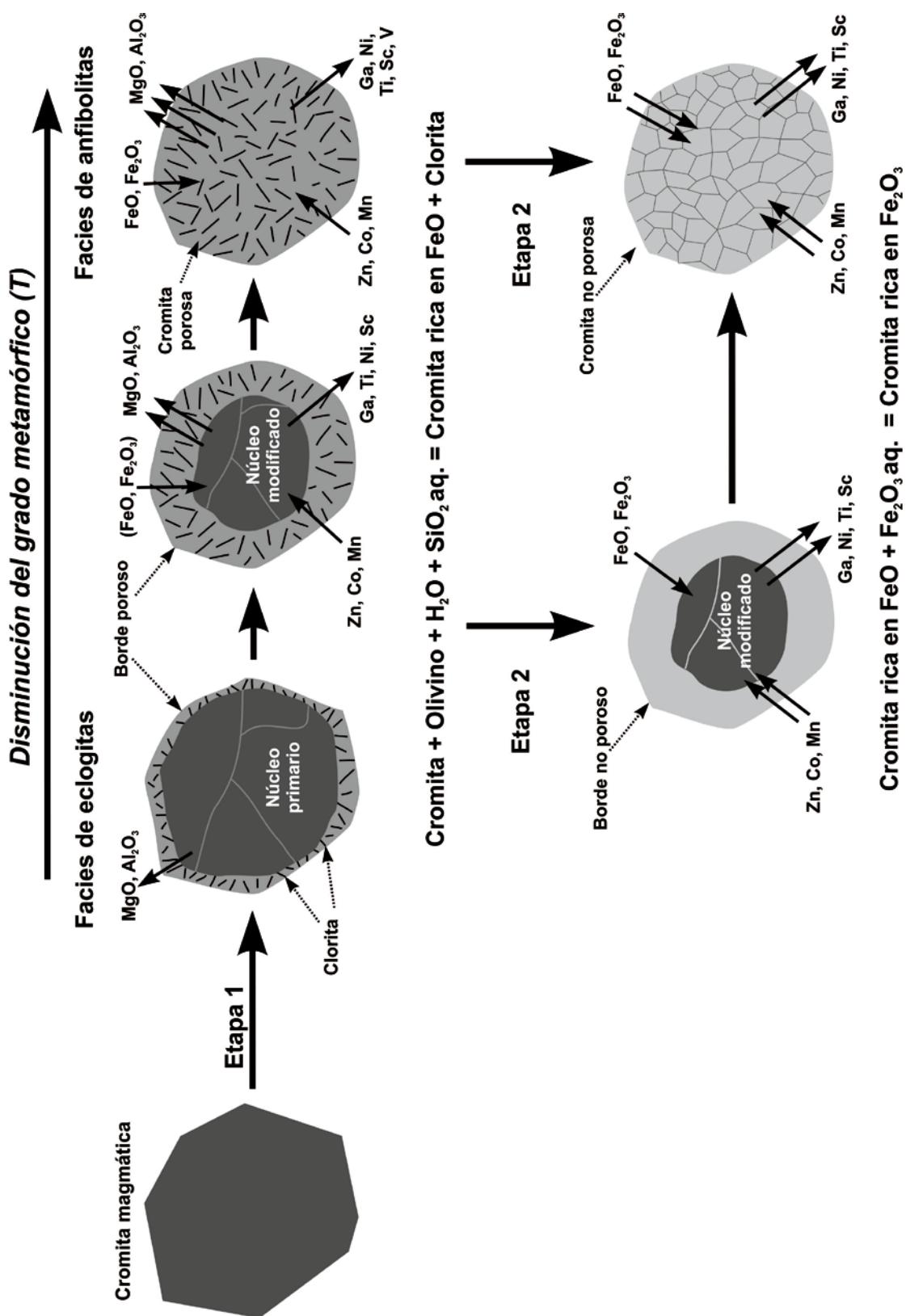


Figura 4.15. Ilustración esquemática de los cambios texturales y químicos (elementos mayores, menores y traza) en la cromita durante las dos etapas de alteración y el

metamorfismo retrógrado. La extensión de la alteración se indica en la figura con el número de flechas.

Esta primera etapa de alteración quedó bien registrada en la cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane, donde se observa una disminución en el #Mg, un incremento en el #Cr y valores similares en la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ de núcleo a borde del grano (#Mg = 0.59-0.71, #Cr = 0.52-0.60 y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) < 0.30$ en el núcleo; #Mg = 0.44-0.68; #Cr = 0.57-0.91 y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) < 0.28$ en el borde poroso) (Fig.4.9.a-b; Fig.4.10.a). Estas sustituciones implican una pérdida de volumen de cromita hasta del 43% (Gervilla et al., 2012) sin variación en la morfología de los granos, lo que se traduce en la formación de poros (i.e., cromita porosa) normalmente llenos de clorita producida durante la reacción 4.1. (Fig.4.8.a-c y Fig.4.15.).

Evidencias de esta primera etapa de alteración también se observan en los bordes porosos, ricos en Cr_2O_3 y FeO, que rodean los núcleos de cromita parcialmente alterada de Chernichevo (cromita rica en Al) y de Yakovitsa (cromita rica en Cr) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.c-f; Fig.4.10.b-c). En estas últimas, la reacción entre la cromita rica en Cr y el olivino de la matriz produce una clorita pobre en Al_2O_3 total (Tabla 4.2.). Esta clorita es similar a la formada en la cromita rica en Cr del Macizo Ultramáfico de Dobromirtsi, próximo a los macizos estudiados (González-Jiménez et al., 2009), así como en la cromita rica en Cr del complejo de Jijal en el noreste de Paquistán (Jan y Windley, 1990), del Macizo del Kalkan en el Sur de los Urales (Rusia; Merlini et al., 2009) y del complejo de Nuasahi en el Este de la India (Mukherjee et al., 2010).

La cromita porosa en las cromititas semimasivas de Golyamo Kamenyane muestra menor #Mg (0.35-0.48) y mayor #Cr (0.91-0.96) que los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (#Cr = 0.57-0.91, #Mg = 0.44-0.68) (Tabla 4.1.; Fig.4.9.a-b y Fig.4.15.). El reemplazamiento completo de los granos de cromita primaria a cromita porosa y el moderado enriquecimiento en Cr_2O_3 y FeO podría estar asociado con la eficacia de los fluidos para infiltrarse en la cromita. Esta eficacia va a depender de i) la capacidad de los fluidos para penetrar en la cromita, controlada principalmente por la relación cromita/silicato y la presencia de permeabilidad secundaria tal como fracturas; ii) la disponibilidad suficiente de fluidos para generar mayores tasas de interacción fluido/cromita. El hecho de que algunos granos de cromita sean completamente porosos, mientras que otros muestren bordes porosos de espesor y composición variable (Fig.4.8.a-c; Tabla 4.1.) indica que el proceso de alteración no funcionó de la misma manera en los diferentes cuerpos de cromitita (Fig.4.15.).

4.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración

En las cromititas de Golyamo Kamenyane y Chernichevo los núcleos ricos en Al de la cromita parcialmente alterada muestran un patrón elemental casi

idéntico al de los bordes porosos que los rodean (Fig.4.11.a-b y g-h). Esto puede sugerir que: i) los fluidos de alteración no modifican sustancialmente el contenido en elementos menores y traza, o ii) se produce un requilibrio casi completo entre el núcleo y borde poroso. El hecho de que los patrones de elementos menores y traza en estos núcleos son prácticamente iguales a los patrones “planos” de la cromita en la cromitita masiva no metamorfizada de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Este de Cuba; Proenza et al., 1999) (Fig.4.14.a) corrobora la primera hipótesis. Esta interpretación es coherente con que los bordes porosos en la cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane y Chernichevo son delgados (Fig. 4.7.a), indicando que la reacción entre el núcleo y los fluidos de alteración es escasa y por tanto, no se produce una removilización significativa de los elementos menores y traza (Fig.4.15.).

Las variaciones en el #Mg de los núcleos ricos en Cr en la cromita parcialmente alterada de Yakovitsa no pueden atribuirse a procesos post-magmáticos y/o metamórficos sólo con el estudio de elementos mayores. Para evaluar estos procesos, se compara la composición en elementos mayores, menores y traza de los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa con la de los granos de cromita ricos en Cr en la cromitita no metamorfizada de Dyne (Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981). Debido a que estas cromititas no fueron afectadas por ningún proceso de alteración, las variaciones en el #Mg (Fig.4.13.) pueden interpretarse como un intercambio subsolidus de Fe^{2+} -Mg entre cromita y olivino durante el enfriamiento (ej. Leblanc y Nicolas, 1992).

Los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa tienen patrones de elementos menores y traza diferentes a los de la cromita no metamorfizada de Dyne, ya que está más empobrecida en Ga, Ni y Sc y enriquecida en Zn, Co y Mn; la concentración de Ti puede ser mayor o menor (Fig.4.11.i y Fig.4.14.b). A pesar de estas diferencias, la cromita no metamorfizada de Dyne y los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa muestran una correlación similar, negativa, entre Ga y Zn+Co+Mn a medida que el #Mg disminuye con la relación cromita/silicato (Fig.4.16.).

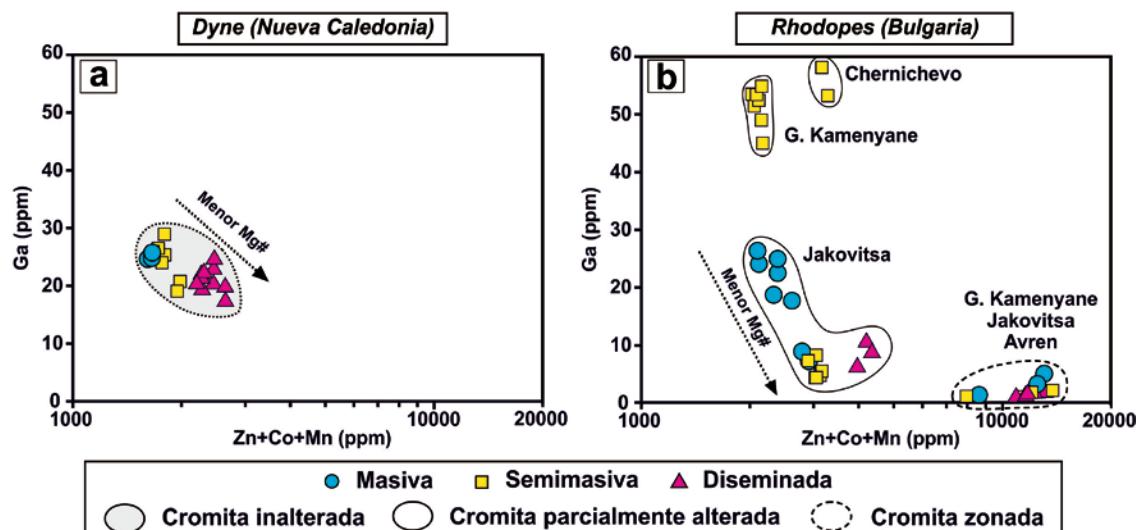


Figura 4.16. Variaciones composicionales de la cromita de Dyne (Nueva Caledonia; Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981) (a) y de los núcleos de cromita parcialmente alterada y zonada en los diferentes macizos estudiados en los Rhodopes Orientales (b) en términos de Zn+Co+Mn (ppm) frente al Ga (ppm). La leyenda está incluida en la figura.

En la cromita no metamorfizada de Dyne la disminución del #Mg tiene lugar a un #Cr constante (Fig.4.13.a), mientras que en los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa la disminución del #Mg se asocia con aumento del #Cr (Fig.4.9.e). Estas variaciones están impulsadas por la formación de los bordes porosos y la incorporación del Al₂O₃ en la clorita metamórfica (Tabla 4.2.; Fig.4.15.). El Ga, al igual que el Al, son cationes trivalentes que no entran en la red del olivino, pero pueden incorporarse a la estructura de la clorita (Tabla 4.4.; Fig.4.17.). Esto sugiere que la correlación negativa entre Ga y Zn+Co+Mn en los núcleos de cromita parcialmente alterada de Yakovitsa (Fig.4.16.b) puede ser consecuencia del metamorfismo en lugar del equilibrio subsolidus entre cromita y olivino.

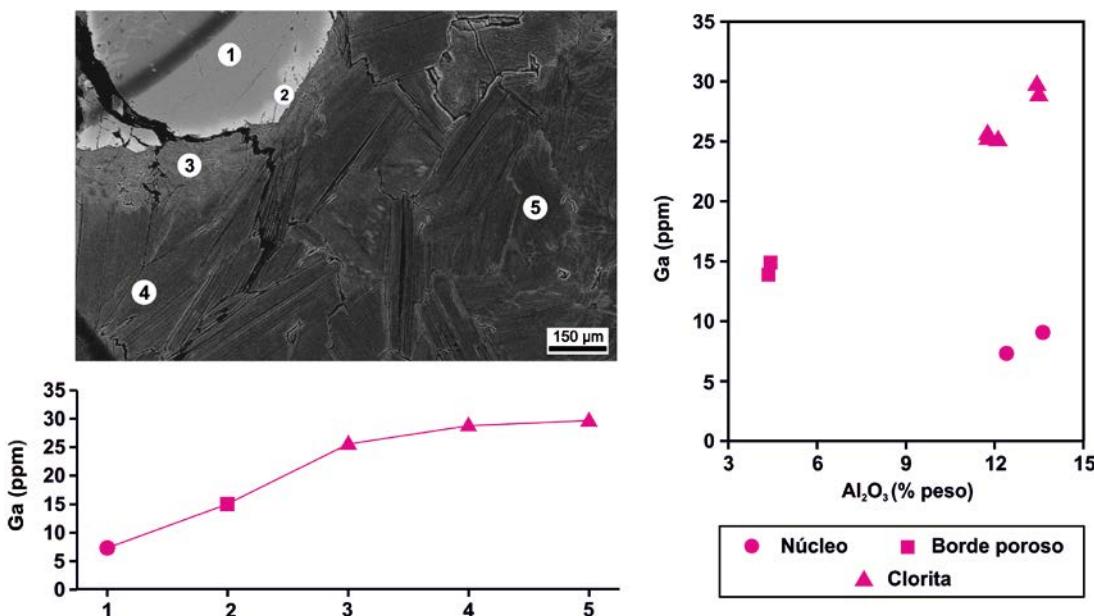


Figura 4.17. Imágenes de electrones retrodispersados donde se muestra un perfil del contenido en Ga (ppm), obtenido con Láser ICP-MS, en las diferentes zonas de una cromita parcialmente alterada y en la clorita.

En los núcleos de cromita parcialmente alterada en las cromititas semimasivas y diseminadas de Yakovitsa el contenido en Ga, Ni, Sc, Ti y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ aumenta desde el centro hasta la parte externa de los núcleos, si bien no existe ninguna correlación entre éstos elementos en los núcleos de cromita parcialmente alterada de las cromititas masivas (Fig.4.12.h-k). Esto sugiere que la difusión de los elementos menores y traza desde el núcleo hacia el borde de la cromita parcialmente alterada es consecuencia de la formación de dichos bordes porosos ricos en FeO y pobres en Al_2O_3 . En este contexto, el Ga^{3+} , Sc^{3+} y Ti^{4+} tienden a ocupar en las posiciones octaédricas vacantes por el Al^{3+} , mientras que el Ni^{2+} se incorpora en las tetraédricas disponibles por la pérdida de Mg^{2+} (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.). Este efecto, combinado con la mayor infiltración de fluidos en las cromititas con menor relación cromita/silicato, produce bordes de cromita porosa más gruesos (Fig.4.8.b) y por tanto, causa una mayor movilización y enriquecimiento de Ga, Ni, Sc y Ti desde el núcleo hacia el borde de la cromita parcialmente alterada (Fig.4.11.i-j; Fig.4.15.).

Los valores más altos de Zn, Co y Mn y más bajos en #Mg se detectaron en los núcleos de cromita parcialmente alterada de cromititas diseminadas (Fig.4.12.e-g). Esto puede indicar un mayor grado de sustitución de estos elementos en las muestras con mayor proporción de olivino (ej. González-Jiménez et al., 2009). El Zn^{2+} , Co^{2+} y Mn^{2+} , junto con Fe^{2+} , pudieron ocupar las posiciones tetraédricas vacantes dejadas por el Mg^{2+} al ser éste incorporado en el olivino como resultado del equilibrio subsolidus entre cromita y olivino, como se observa en la cromita no metamorfizada de Dyne (Fig.4.14.b). Sin embargo, que el mayor contenido en Zn, Co y Mn coincide con las concentraciones más

bajas de Ga, Sc y Ni (Fig.4.16.b) y que todos los elementos muestren una evolución muy distinta respecto al $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (Fig.4.12.l-n) sugieren una compleja interacción de sustituciones durante el metamorfismo.

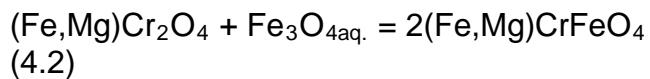
El contenido en Mn aumenta desde el centro hacia el borde de los núcleos de cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas, para valores de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ constantes, pero es constante a medida que el $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ incrementa en las cromititas semimasivas y diseminadas (Fig.4.11.n). Esto sugiere que en las cromititas con menor relación cromita/silicato la formación de cromita porosa rica en FeO provoca la pérdida de Mg^{2+} en posiciones tetraédricas, limitando su sustitución por el Mn^{2+} , así como el Zn^{2+} y Co^{2+} (Fig.4.15.; ver Capítulo 1 Tabla 1.1.). Esto puede explicar por qué en los núcleos de cromita parcialmente alterada el Zn y Co disminuye al aumentar el $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (Fig.4.12.l-m). Todas estas observaciones sugieren que la anomalía positiva ZCM, así como la disminución de Ga, Sc y Ni, constituye una huella metamórfica en los núcleos ricos en Cr de la cromita parcialmente alterada de Yakovitsa. Estas variaciones químicas fueron producidas o incrementadas por un intercambio catiónico entre los núcleos y sus respectivos bordes porosos, llenos por clorita (Fig.4.15.).

La cromita porosa de Golyamo Kamenyane muestra un empobrecimiento en Ga, Ni, V y Sc y un enriquecimiento en Ti, Zn, Co y Mn respecto a los núcleos y bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Fig.4.11.c). Es interesante destacar que la cromita porosa tiene un contenido en Fe_2O_3 ligeramente superior que los bordes porosos en la cromita parcialmente alterada (Fig.4.9.b). Este enriquecimiento de Fe_2O_3 en la cromita porosa sugiere que se requilibró en cierta medida con fluidos ricos en Fe_2O_3 , añadidos durante la segunda etapa de alteración. Estos fluidos no contribuyeron a eliminar por completo los poros en la cromita porosa pero promovieron la incorporación del Fe_2O_3 en las posiciones octaédricas y tetraédricas de la cromita (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.) provocando i) una disminución de la cantidad disponible de sitios octaédricos para los cationes Al^{3+} y Cr^{3+} que la cromita original, y ii) un reordenamiento parcial del Fe^{2+} en las posiciones octaédricas (ver Figura 1 en Sack y Ghiorso, 1991). Esto explica la retirada del Ga^{3+} , V^{3+} , Sc^{3+} y Ni^{2+} (junto con el Mg^{2+} y Al^{3+}) y la incorporación del Zn^{2+} , Co^{2+} y Mn^{2+} en las posiciones tetraédricas y del Ti^{4+} en las octaédricas (Fig.4.15.; ver Capítulo 1 Tabla 1.1.).

4.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración

Una vez que el olivino de la dunita encajante se consume, la fO_2 se desplaza progresivamente hacia valores más altos (i.e., condiciones más oxidantes; Alt y Shanks, 1998; Allen y Seyfried, 2003; Bach et al., 2004; Alt et al., 2007). Este fluido va adquiriendo progresivamente una fO_2 más elevada, y cuando se infiltra a través de los poros de la cromita porosa rica en FeO y Cr_2O_3 , disuelve la clorita y deposita magnetita. Este proceso promueve la

difusión intracristalina del FeO y Fe₂O₃ y la eliminación de las texturas porosas, produciendo una cromita no porosa enriquecida significativamente en Fe₂O₃ (i.e., ferrian cromita) (Gerville et al., 2012) (Fig.4.9.a-b y Fig.4.15.):



Cromita rica en FeO Magnetita Ferrian cromita

Cuando los fluidos oxidantes, ricos en Fe₂O₃, interaccionan con la cromita parcialmente alterada, el FeO y Fe₂O₃ pueden difundirse fácilmente a través de los bordes porosos (i.e., mayor superficie de reacción cromita-fluido), sin embargo esta difusión es más lenta hacia el núcleo, no poroso. Esto se traduce en la formación de la cromita zonada (Fig.4.8.d-e y Fig.4.15.) y explica por qué en la cromita zonada de Golyamo Kamenyane la relación Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) y el #Cr aumentan, mientras que el #Mg disminuye de núcleo a borde no poroso (Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) = 0.10-0.34, #Cr = 0.62-0.69, #Mg = 0.49-0.57 en el núcleo; y Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) = 0.49-0.63, #Cr = 0.83-0.99, #Mg = 0.20-0.36 en el borde no poroso) (Fig.4.9.a-b). Si durante la interacción de los fluidos oxidantes con los granos de cromita porosa la cantidad de FeO y Fe₂O₃ suministrado por los fluidos no es suficiente para eliminar por completo los poros, sólo provocará un aumento de Fe₂O₃ (Fig.4.9.a-b y e-f). Por el contrario, si el aporte de FeO y Fe₂O₃ excede el volumen de poros preexistentes, se producirá un engrosamiento de la cromita formando una cromita homogénea, no porosa, con textura en mosaico o poligonal (Fig.4.8.f; Fig.4.15.). Durante esta segunda etapa también puede producirse la transformación de clorita a serpentinita. Las evidencias de este segundo proceso de alteración quedaron registradas en los cuerpos de cromitita diseminada de pequeño tamaño (<20 cm de espesor) de Yakovitsa y en las cromititas de Avren, donde los fluidos oxidantes fueron capaces de aportar suficiente FeO y Fe₂O₃ en los poros para formar cromita zonada (Tabla 4.1.; Fig.4.8.d-f, Fig.4.9.e-h y Fig.4.10.c-d).

Al igual que en la primera etapa de alteración, la formación de bordes no porosos o de cromita homogénea va a depender de la eficacia de los fluidos; es decir, en los cuerpos de cromitita donde la interacción fluido/cromita es muy alta debido a la elevada permeabilidad y disponibilidad de los fluidos. Estas condiciones son más favorables en i) los cuerpos de cromitita de pequeño tamaño y/o con una relación cromita/silicato baja, como los cuerpos pequeños de cromitita diseminada (<20 cm de espesor) de Yakovitsa (Tabla 4.1.); o ii) los cuerpos de cromitita muy fracturados, asociados a zonas de cizalla y/o fallas que cortan estos cuerpos, como en los macizos de Golyamo Kamenyane y Avren. Esto indica que la densa red de fracturas y la deformación asociada facilitaron la circulación de estos fluidos oxidantes ricos en Fe₂O₃, ayudando a la nucleación y/o recristalización dinámica de la ferrian cromita, como sugirieron Satsukawa et al. (2014). El reemplazamiento completo de cromita porosa por cromita homogénea, no porosa, en estas zonas fracturadas puede explicar por qué no hay granos con bordes porosos rodeados de cromita no porosa en las cromititas de Golyamo Kamenyane, Yakovitsa y Avren (Fig.4.8.).

4.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración

Los bordes no porosos de la cromita zonada en las cromititas ricas en Al (Golyamo Kamenyane) y ricas en Cr (Yakovitsa y Avren) muestran patrones de distribución de elementos menores y traza muy similares (Fig.4.11.e, l y n). Estos perfiles son idénticos a los descritos para la cromita homogénea en Golyamo Kamenyane (Fig.4.11.f), lo cual sugiere que tanto los bordes no porosos de la cromita zonada como la cromita homogénea precipitaron a partir de un fluido de composición química y condiciones de P, T y fO_2 similares que borró completamente la huella geoquímica de la cromita previa.

Los núcleos de la cromita zonada en las cromititas ricas en Al (Golyamo Kamenyane) y ricas en Cr (Yakovitsa y Avren), muestran patrones de distribución de elementos menores y traza muy similares (Fig.4.11.d, k y m), pero muy diferentes a los bordes no porosos (Fig.4.11.e, l y n). Estas diferencias están marcadas por un empobrecimiento en Ga, Ni y Sc y un enriquecimiento en Mn, Co y, sobre todo, Zn (Fig.4.11.d, k y m) en los núcleos respecto a los bordes no porosos, ricos en Fe_2O_3 (Fig.4.15.).

Dentro del mismo cuerpo de cromitita, los patrones de distribución de elementos menores y traza en los núcleos de cromita zonada son muy distintos a los de la cromita parcialmente alterada (Fig.4.11.a, d, k-n), indicando que su composición está influenciada por el tipo de fluido que genera el borde que les rodea (i.e., fluido reductor rico en FeO vs. fluido oxidante rico en Fe_2O_3). Estas diferencias pueden ser explicadas por la reordenación de Fe^{2+} y Fe^{3+} en las posiciones octaédricas en los bordes no porosos (con estructura inversa; ver Capítulo 1 Tabla 1.1.). Este cambio en la estructura limita la absorción del Ga^{3+} , Ni^{2+} y Sc^{3+} (en posiciones octaédricas), pero permite la difusión de Zn^{2+} , Co^{2+} y en menor medida, Mn^{2+} (en posiciones tetraédricas) hacia los núcleos de la cromita zonada (Fig.4.15.). En Yakovitsa, el contenido en Ti de los núcleos de cromita zonada es inferior que en los de cromita parcialmente alterada. Esto sugiere que en cuerpos más pequeños de cromitita (<20 cm de espesor) con menor relación cromita/silicato, el Ti^{4+} se moviliza desde el núcleo hasta el borde del grano (Fig.4.15.).

4.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita

Gerville et al. (2012) elaboraron un modelo termodinámico para predecir la reacción que tiene lugar durante la primera etapa de alteración de las cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane. Estos autores realizaron cálculos termodinámicos para el sistema cerrado $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (CrMASH), en condiciones de P-T variables y saturadas en agua, empleando únicamente la solución sólida de espinela cromífera (Klemme et al., 2009). Estos autores obtuvieron un modelo capaz de predecir cambios en el #Cr [Cr/(Al+Cr) relación atómica] durante la primera etapa de alteración (Figura 7

en Gerville et al., 2012), sin embargo las variaciones del #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] producidas durante este proceso de alteración no pudieron incorporarse en sus cálculos.

Aunque sería preferible un modelo de solución sólida para las espinelas cromíferas más sofisticado (ej., Sack y Ghiorso, 1991), las modificaciones realizadas en este modelo de solución sólida (Engi, 1983; ver Capítulo 3) son suficientes para predecir las soluciones binarias entre Cr³⁺ y Al³⁺ en las posiciones octaédricas y entre Mg²⁺ y Fe²⁺ en las tetraédricas de la espinela cromífera. Esto permite elaborar un nuevo modelo termodinámico apropiado para predecir los cambios del #Cr y del #Mg durante el proceso de alteración de la cromita en cromititas, para condiciones P-T variables y de saturación en agua.

Las relaciones de fase se obtuvieron con el programa Perple_X (Connolly, 2009) y una base de datos termodinámica ampliada para incluir fases minerales con Cr (cr_hp02ver.dat; Holland y Powell, 1998). Las modelizaciones termodinámicas se realizaron en el sistema cerrado Cr₂O₃-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CrMFASH) para composiciones de roca total determinadas por una composición de cromita y olivino diferentes (cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa; Fig.4.18.) y empleando las soluciones sólidas de espinela cromífera (Engi, 1983), olivino y clorita (Holland y Powell, 1998).

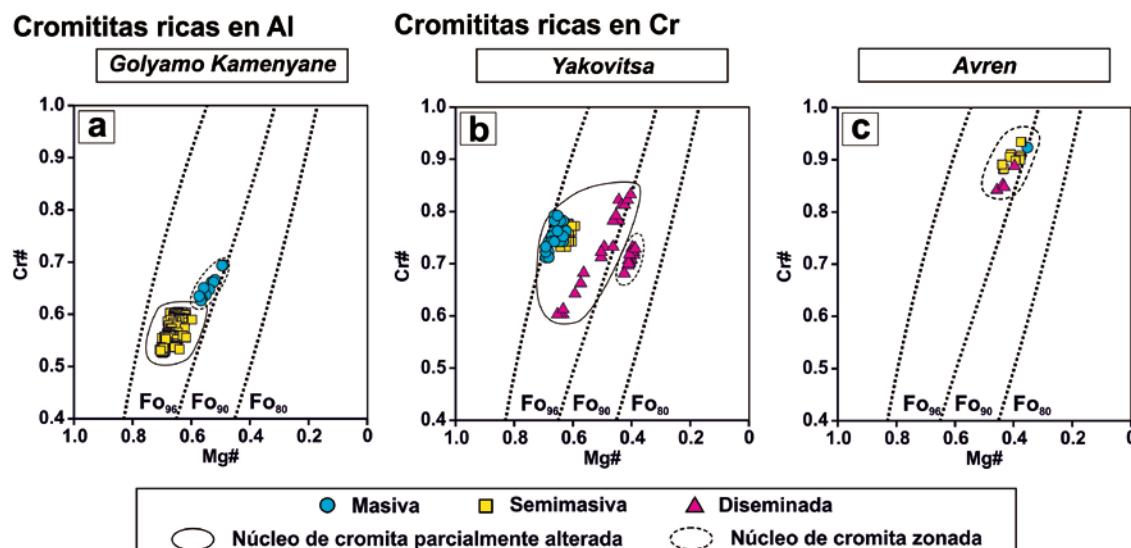


Figura 4.18. Composición de los núcleos de cromita en los diferentes macizos ultramáficos estudiados, en términos del #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] frente al #Cr [Cr/(Cr+Al) relación atómica]. Las líneas discontinuas representan la composición del olivino en equilibrio para una temperatura nominal de 1200°C (Dick y Bullen, 1984).

El Cr₂O₃ presente en la clorita no se considera en este modelo debido a la ausencia de datos experimentales sobre parámetros de mezcla para Al³⁺ y Cr³⁺ en esta fase. Sin embargo, es esperable que el Cr₂O₃ se estabilice en la clorita frente a la cromita en condiciones de P y T más elevadas (>50°C y 5 kbar, en comparación con el sistema de MASH; Fumagalli et al., 2014) sin alterar la topología de las relaciones de fase, que es el propósito principal de los cálculos. Por tanto, los valores de temperatura absolutos derivados de la reacción (4.1) se aplican de manera limitada.

La Figura 4.19 muestra los diagramas de fase isoquímicos (pseudosecciones) calculados en el sistema CrMFASH para una cromitita saturada en agua y de composición correspondiente a una mezcla 9:1 (textura masiva) y 1:1 (textura semimasiva) de cromita y olivino. La cromita empleada en los cálculos corresponde a la composición media de los núcleos de cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane [(Mg_{0.65}Fe_{0.35})Cr_{0.55}Al_{0.45}O₄] (cromita rica en Al; Fig.4.19.a y c) y de Yakovitsa [(Mg_{0.64}Fe_{0.36})Cr_{0.72}Al_{0.28}O₄] (cromita rica en Cr; Fig.4.19.b y d). La composición del olivino empleada es la correspondiente al equilibrio entre los núcleos de cromita parcialmente alterada y el olivino a 1200°C (Fo₉₃ para la cromita de Golyamo Kamenyane y Fo₉₅ para la de Yakovitsa; Fig.4.18.).

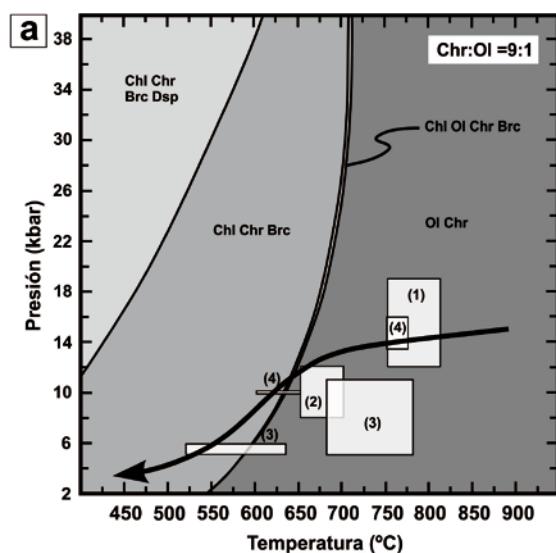
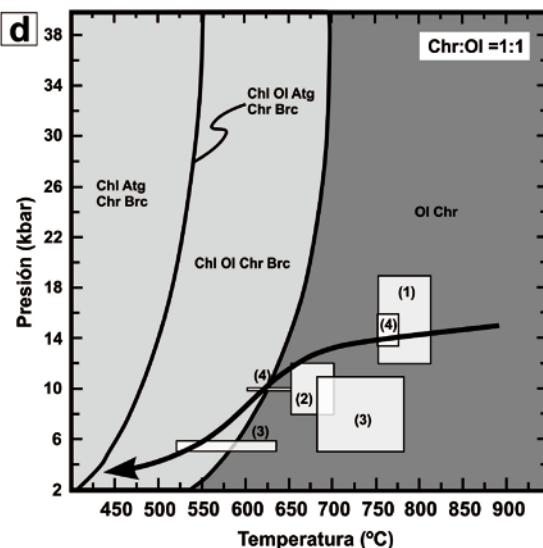
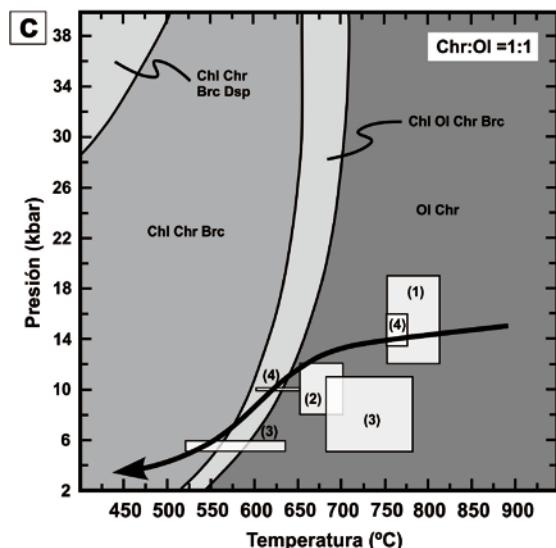
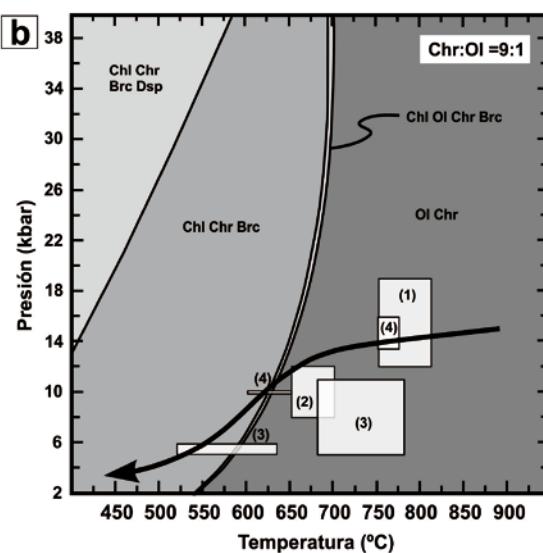
Cromititas ricas en Al*Golyamo Kamenyane***Cromititas ricas en Cr***Yakovitsa*

Figura 4.19. Diagramas de fase isoquímicos (pseudosecciones) calculados para una cromitita rica en Al (**a** y **c**) y rica en Cr (**b** y **d**) en el sistema CrMFASH (saturado en agua), correspondientes a una mezcla 9:1 y 1:1 de cromita y olivino. Los recuadros blancos indican las condiciones P-T calculadas en el borde alóctono del Complejo Metamórfico de los Rhodopes Orientales por: (1) Kozhoukharova (1998); (2) Mogessie et al. (2008); (3) Haydoutov et al. (2004); (4) Mposkos y Krohe (2000, 2006) y Mposkos (2002). La flecha muestra la trayectoria P-T-t de exhumación propuesta por Mposkos y Krohe (2006). Las abreviaturas de los minerales están puestas según Whitney y Evans (2010), donde Atg es antigorita, Brc es brucita, Chl es clorita, Chr es cromita, Dsp es diáspera y Ol es olivino.

En todas las pseudosecciones, el campo trivariante (campo gris claro en la Fig.4.19.) para la asociación estable cromita+olivino+clorita+brucita es casi isotérmico y es el equivalente en el sistema CrMFASH a la reacción $\text{Fo}+\text{Sp}=\text{Chl}+\text{Brc}$ en el sistema MASH (Fig.4.20.), al igual que la ecuación (4.1) y la propuesta por Kimball (1990) donde olivino y brucita están escritos como

óxidos. La extensión del campo $\text{Chl}+\text{Ol}+\text{Chr}+\text{Brc}$ es menor en las cromititas masivas (Fig.4.19.a-b) que en las semimasivas (Fig.4.19.c-d), siendo en éstas últimas menor para las cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane que para las ricas en Cr de Yakovitsa. Esto puede predecirse a partir de las reacciones pseudounivariantes que involucran cromita+forsterita+clorita+brucita (Fig.4.20.), ya que son equivalentes a la reacción (4.1) y dependen tanto de la relación Cr/(Cr+Al) inicial en la cromita como de la proporción de olivino en la cromitita. Las reacciones pseudounivariantes se desplazan hacia menor temperatura cuando la cromita se enriquece en el componente magnesiocromita (MgCr_2O_4) y cuanto mayor es la proporción de olivino (Fig.4.20.), controlando la temperatura a la que es estable clorita con cromita y olivino. Por tanto, este modelo es capaz de reproducir las observaciones realizadas por Proenza et al. (2004a) y González-Jiménez et al. (2009), quienes indicaron que la alteración de la cromita en un solo cuerpo de cromitita es mayor cuanto menor es la proporción cromita/silicato.

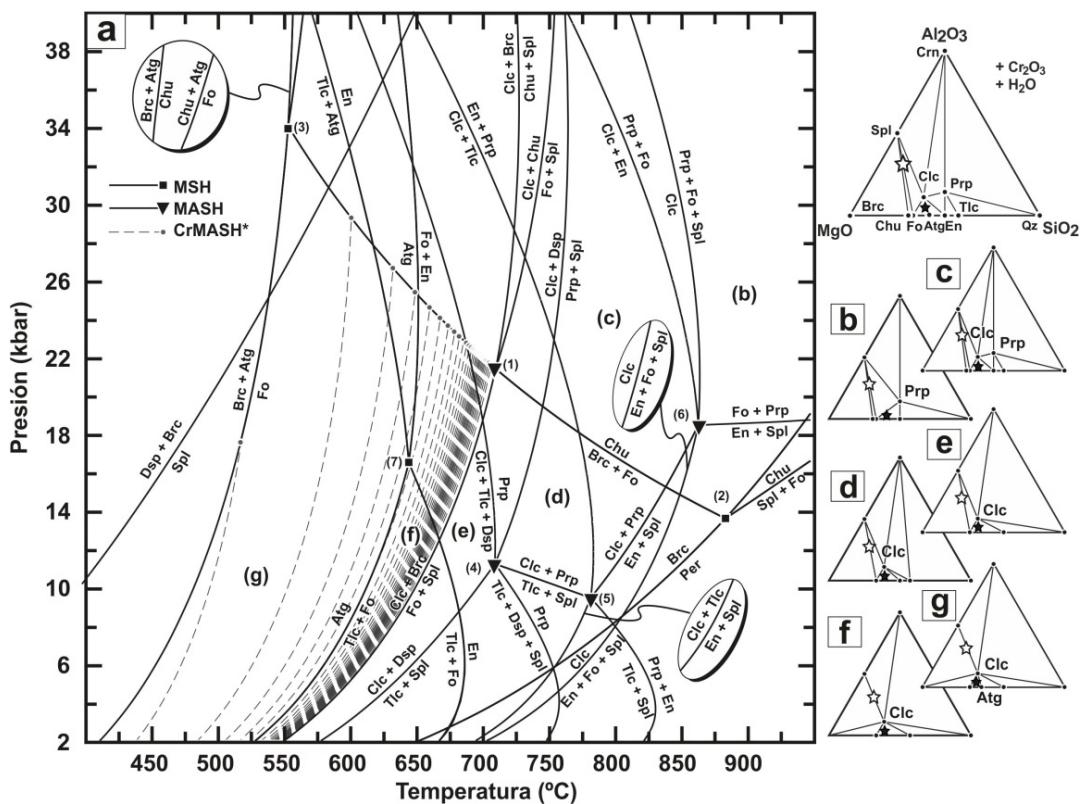


Figura 4.20. (a) Diagrama de fase para rocas ultramáficas modelizado para los sistemas MSH, MASH y CrMASH (saturados en agua). Sólo se representan las reacciones pseudounivariantes en el sistema CrMASH, equivalentes a la reacción (4.1). Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Atg es antigorita, Brc es brucita, Clc es clinocloro, Chu es clinohumita, Crn es corindón, Brc es brucita, Dsp es diáspera, En es enstatita, Fo es forsterita, Per es periclase, Prp es piropo, Qz es cuarzo, Spl es espinela y Tlc es talco. Los números entre paréntesis son puntos invariantes en los sistemas MSH (cuadrados negros) y MASH (triángulos negros). (b-g) Diagramas de compatibilidad para los campos indicados en (a) desde alta-P/alta-T hasta baja-P/baja-T, donde se representa la composición, en roca total, de cromitita (estrella negra) y harzburgita (estrella blanca). Gráfico tomado de Gervilla et al. (2012).

La presencia del campo divariente para la asociación estable clorita+olivino+antigorita+cromita+brucita (línea gruesa en la Fig.4.19.d) es exclusivo de las cromititas semimasivas ricas en Cr de Yakovitsa, ya que la composición de la roca total tiene menos contenido de Al_2O_3 que el necesario para que se forme exclusivamente clorita (Fig.4.20.b-g). Esta asociación con antigorita estable en el sistema CrMFASH es equivalente a la reacción $\text{Fo}+\text{Sp}=\text{Chl}+\text{Brc}+\text{Atg}$ en el sistema MASH (Fig.4.20.), lo cual se opone a la formación de cromita rica en Cr y clorita por la descomposición de antigorita y cromita rica en Al, tal como sugirieron Merlini et al. (2009) y González-Jiménez et al. (2009).

Las relaciones de fase calculadas a partir de las pseudosecciones para cromititas masivas (9:1 proporción molar) y semimasivas (1:1 proporción molar) ricas en Al (Golyamo Kamenyane) y ricas en Cr (Yakovitsa) (Fig.4.19.) también permiten predecir las variaciones composicionales de la cromita en términos del #Cr y del #Mg, como consecuencia de la formación de clorita y en menor medida antigorita (6.8% proporción molar, en cromititas ricas en Al).

La Figura 4.21 muestra que el #Cr tiende a aumentar y el #Mg a disminuir con el descenso de la temperatura y en menor medida, de la presión. Además, en ambos tipos de cromitita (ricas en Al y ricas en Cr) las variaciones más acusadas en el #Cr y el #Mg y por tanto, la mayor intensidad del proceso de alteración, va a depender esencialmente de la relación cromita/silicato y de la temperatura.

En las cromititas masivas el mayor aumento en el #Cr y la mayor disminución del #Mg (i.e., la reacción 4.1) tiene lugar a temperaturas inferiores a 400°C (Fig.4.21.a-b y e-f), probablemente en facies esquistos verdes. Aunque en los Rhodopes Orientales no están definidas con precisión las condiciones de metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes (5.1-5.9 kbar y 400-460°C; Mposkos et al., 2013), el pequeño tamaño de los cuerpos de cromitita masiva en Yakovitsa (30-40 cm de espesor; Tabla 4.1.) permite considerar que el olivino de la dunita encajante pudo contribuir a que la alteración de la cromita tuviese lugar en condiciones análogas a las que se predicen para las cromititas semimasivas (Fig.4.21.g-h). A pesar de que no se analizaron cromititas masivas ricas en Al en Golyamo Kamenyane, como los cuerpos de cromitita en este macizo son de mayor tamaño (>10 m de espesor; Tabla 4.1.), este modelo puede predecir que la cromita alcanza valores máximos del #Cr y mínimos del #Mg también en facies de esquistos verdes. Sin embargo, en las cromititas semimasivas ricas en Al y ricas en Cr las variaciones más acusadas en el #Cr y el #Mg tienen lugar entre 450 y 700°C (Fig.4.21.c-d y g-h). Por tanto, la reacción (4.1) fue más efectiva en condiciones de facies anfibolitas.

Cromititas ricas en Al

Golyamo Kamenyane

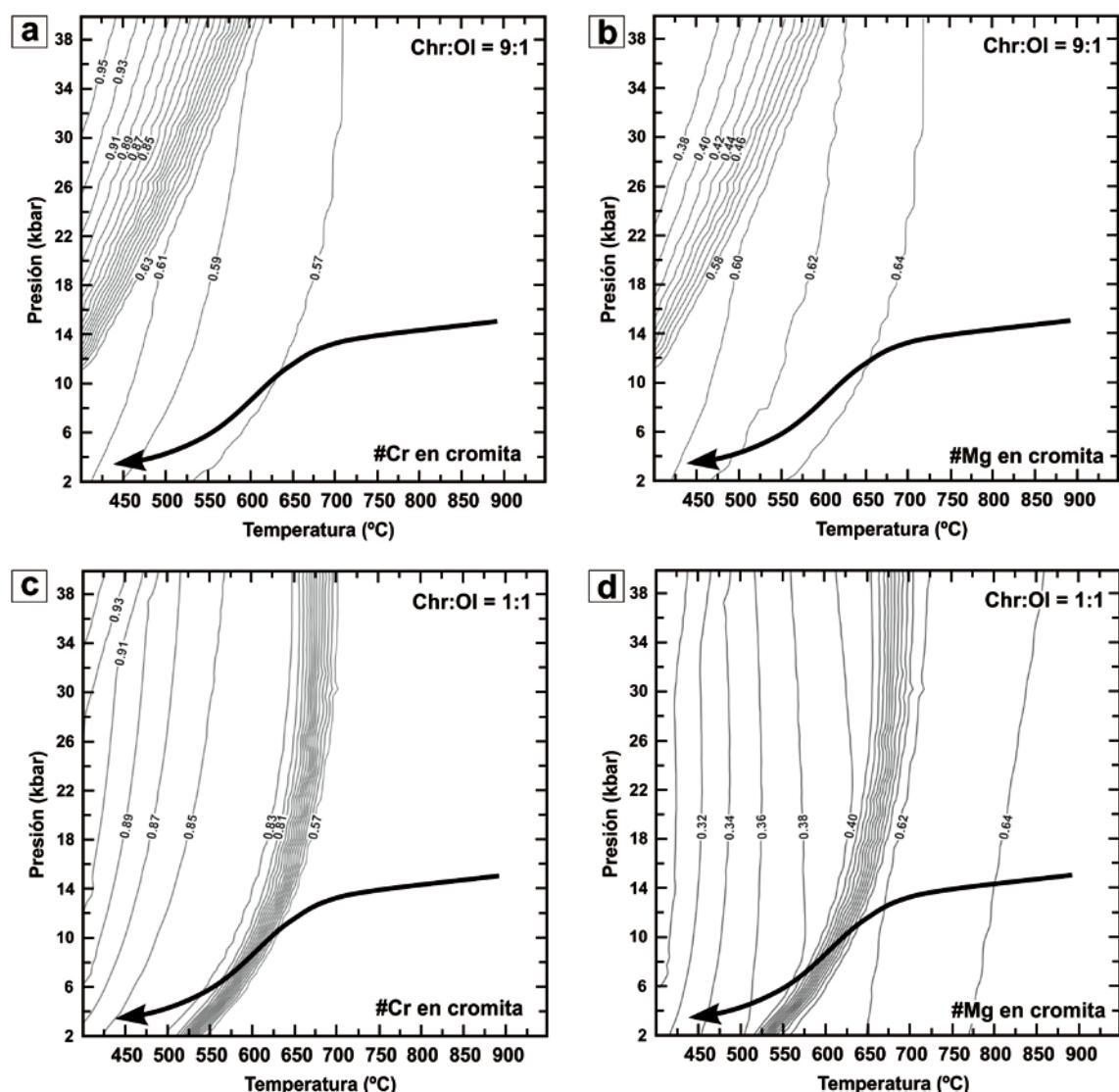
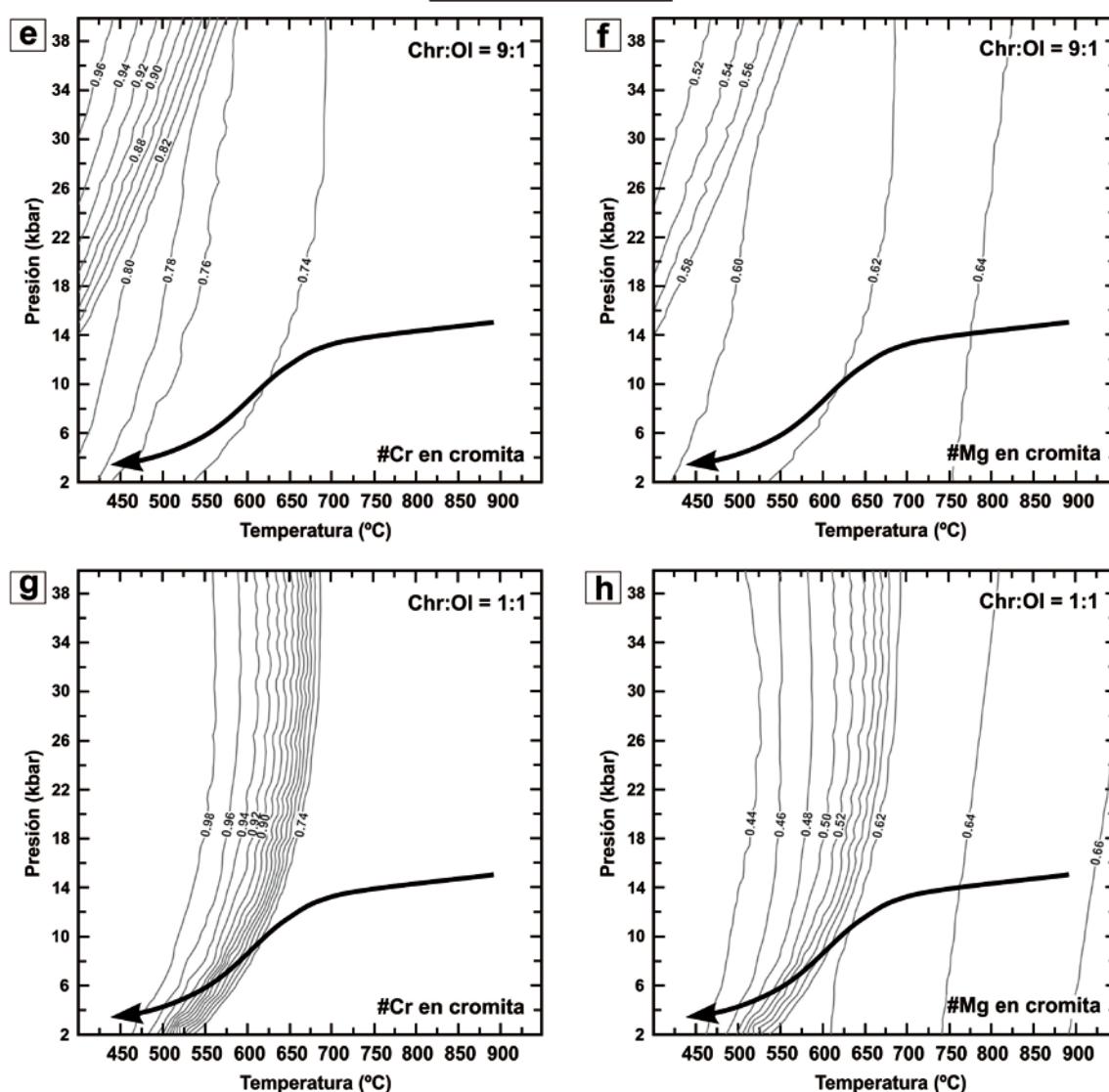


Figura 4.21. Isopletas para el #Cr y el #Mg (proporciones molares) en la cromita de las cromititas ricas en Al y ricas en Cr, calculadas para una mezcla 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino. La flecha indica la trayectoria P-T-t de exhumación propuesta por Mposkos y Krohe (2006) para los Rhodopes Orientales.

Cromititas ricas en Cr**Yakovitsa****Figura 4.21.** Continuación.

Para comprobar la idoneidad del modelo se calcularon las variaciones en el #Cr y el #Mg en la cromita, siguiendo la trayectoria metamórfica propuesta por Mposkos y Krohe (2006) en el *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales (desde 16.5 kbar y 900°C hasta 5 kbar y 400°C) para las composiciones de roca total estudiadas (cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa) y proporciones molares 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino (Fig.4.22.).

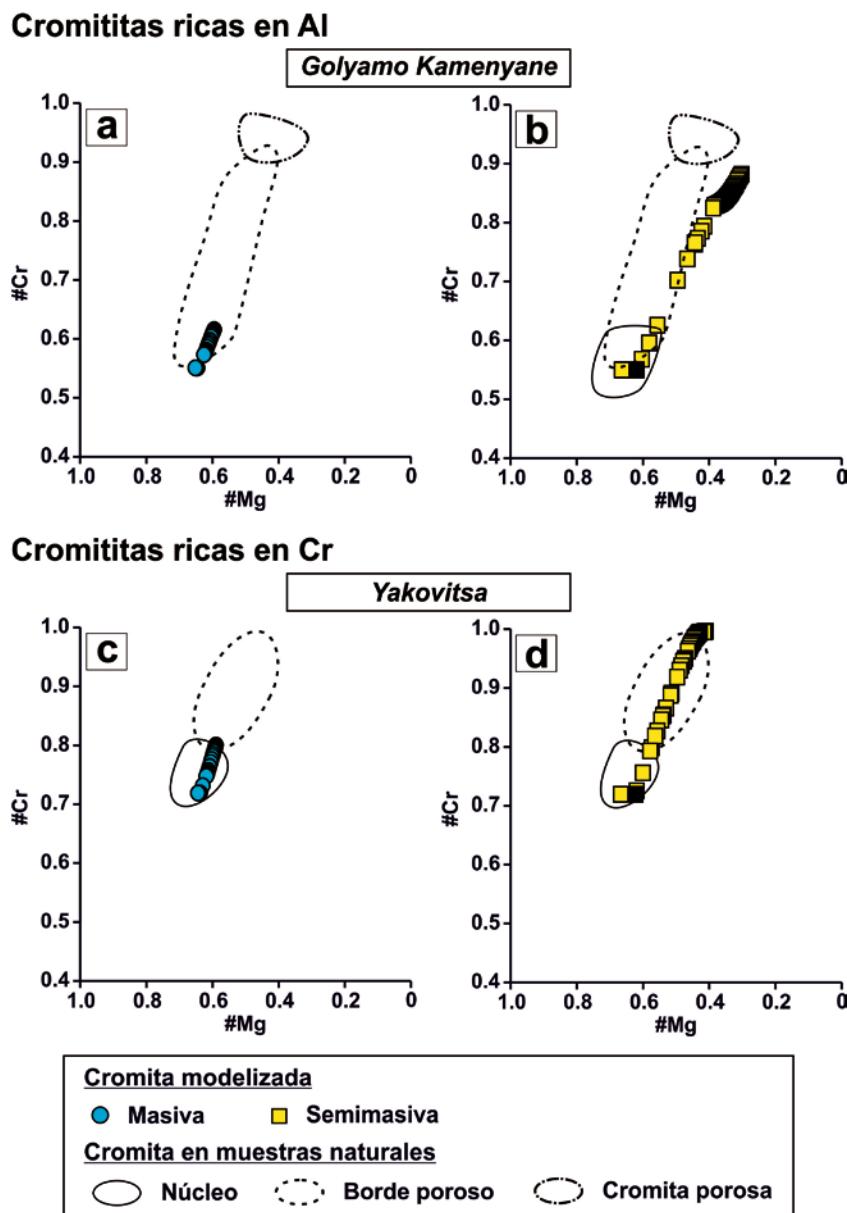


Figura 4.22. Composición de la cromita en términos del #Mg [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ relación atómica] y del #Cr [$Cr/(Cr+Al)$ relación atómica] calculados a partir de las pseudosecciones para una cromitita rica en Al (**a-b**) y rica en Cr (**c-d**) correspondientes a una mezcla 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino, siguiendo la trayectoria P-T-t de exhumación propuesta por Mposkos y Krohe (2006).

Los valores del #Cr y del #Mg calculados están en excelente acuerdo con lo observado en las muestras naturales (Fig.4.22.), ya que reproducen las tendencias de enriquecimiento en Cr_2O_3 y FeO y empobrecimiento en Al_2O_3 y MgO asociados con la formación de clorita, desde el núcleo hasta el borde poroso de la cromita parcialmente alterada rica en Al y rica en Cr.

El #Cr y el Mg# calculados para la cromita rica en Al en cromititas masivas son más restringidos que en las cromititas semimasivas (Fig.4.22.a-b). Esto se

debe a que las variaciones más acusadas del #Cr y del Mg# en las cromititas masivas se producen a una presión y temperatura inferior a las condiciones metamórficas establecidas para el *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales (Fig.4.21.a-d). Puesto que los cuerpos de cromitita en Golyamo Kamenyane son de mayor tamaño, el modelo es capaz de predecir las variaciones en el #Cr y el Mg# de la cromita parcialmente alteradas (rica en Al) en las cromititas masivas de este macizo (Fig.4.22.a). Los valores del #Cr y el #Mg calculados para la cromita rica en Al en cromititas semimasivas reproducen muy bien las variaciones composicionales de núcleo a borde de la cromita parcialmente alterada en Golyamo Kamenyane (Fig.4.22.b).

El #Cr y el #Mg calculados para la cromita en cromititas masivas ricas en Cr son más restringidos que los de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas de Yakovitsa (Fig.4.22.c). Sin embargo, los valores del #Cr y del Mg# obtenidos para la cromita en cromititas semimasivas reproducen muy bien las variaciones de composición analizadas de núcleo a borde en la cromita parcialmente alterada de las cromititas masivas y semimasivas de Yakovitsa (Fig.4.22.d). Así que el #Cr y el Mg# modelizado para cromititas semimasivas se ajusta mejor a los valores analizados en las cromititas masivas de Yakovitsa ya que, como se indicó previamente, los cuerpos son de pequeño tamaño (30-40 cm de espesor; Tabla 4.1.) y el olivino de la dunita encajante pudo contribuir durante el proceso de alteración.

Debido a que las condiciones metamórficas que afectaron a las cromititas de los macizos ultramáficos de Golyamo Kamenyane y Yakovitsa no están bien definidas, se asume que éstas fueron afectadas por el mismo tipo de metamorfismo que los materiales del *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales (Kozhoukharova, 1998; Mogessie et al., 2008; Haydoutov et al., 2004; Mposkos y Krohe, 2000, 2006; Mposkos, 2002) y por tanto, siguieron el mismo patrón de exhumación. Esto es coherente con los valores de presión y temperatura del campo trivariante Chl+Ol+Chr+Brc en las pseudosecciones calculadas para ambos tipos de cromititas (ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa; Fig.4.19.). Es decir, en este campo trivariante es donde se produce la reacción (4.1) desde cromita primaria a cromita porosa y las mayores variaciones del #Cr y el #Mg en la cromita (Fig.4.21.).

Cabe destacar que la cromita modelizada tiene textura parcialmente alterada (i.e., preserva el núcleo de cromita), indicando que no se reequilibró completamente con los fluidos de alteración. Por tanto, las variaciones en el #Cr y el #Mg de la cromita parcialmente alterada, tanto rica en Al como en Cr, reflejan que el equilibrio parcial durante la infiltración de fluidos (primera etapa de alteración) debió tener lugar durante la exhumación del *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales en un rango de temperaturas comprendido entre 700 y 450°C. Estos valores de temperatura establecidos para la primera etapa de alteración son iguales a los deducidos previamente por Gerville et al. (2012) en las cromititas de Golyamo Kamenyane, corroborando que las condiciones de alteración metamórfica se pueden extrapolar al resto de los cuerpos de cromitita de los Rhodopes Orientales.

El cálculo de las relaciones de fase en el sistema CrMFASH es una herramienta muy útil para acotar las condiciones de temperatura a las que se produjo esta primera etapa de alteración. Sin embargo, el origen y las características específicas de los fluidos no pueden establecerse con este proxy.

El modelo termodinámico mostrado anteriormente (Fig.4.19.) indica que la primera etapa de alteración de la cromita (i.e., ecuación 4.1) tiene lugar en condiciones de P y T en facies de anfibolitas y de saturación en agua, siendo la asociación estable Chl+Ol+Chr+Brc (campos trivariantes en la Fig.4.19.). No obstante, la brucita no es una fase estable en las cromititas alteradas de Golyamo Kamenyane (ricas en Al) y Yakovitsa (ricas en Cr). Frost y Beard (2007) y Frost et al. (2013) sugirieron que la estabilidad de la brucita durante la serpentinización es fuertemente dependiente de la actividad de sílice del sistema. Partiendo de este supuesto, se propone un enfoque híbrido, combinando el potencial químico de la sílice y la transferencia de masa en las relaciones de fase (i.e., modelización de sistemas abiertos), para entender los cambios químicos que tienen lugar en las cromititas de los Rhodopes Orientales durante los procesos metamórficos, suponiendo que el sistema está saturado en agua.

Para restringir las condiciones físico-químicas que producen la alteración de las cromititas e investigar la influencia de la transferencia de masa en las relaciones de fase, se calcularon proyecciones y diagramas de fase isoquímicos (pseudosecciones) con el programa Perple_X (Connolly, 2009) y la base de datos termodinámica ampliada para fases minerales con Cr (cr_hp02ver.dat; Holland y Powell, 1998). Las modelizaciones termodinámicas se realizaron en el sistema Cr₂O₃-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CrMFASH) para composiciones de roca total correspondientes con cromititas alteradas ricas en Al (Golyamo Kamenyane) y ricas en Cr (Yakovitsa), empleando las soluciones sólidas de espinela cromífera (Engi, 1983), olivino, ortopiroxeno, granate y clorita (Holland y Powell, 1998). Todos los diagramas se calcularon para condiciones de sobresaturación en agua.

La Figura 4.23 muestra las pseudosecciones calculadas para una composición de cromitita alterada saturada en agua, correspondiente a la mezcla 1:1 molar de cromita alterada (i.e., cromita porosa) y clorita. La proporción cromita alterada:clorita corresponde a una cromitita con textura semimasiva ya que se ajusta con mayor rigor a los cuerpos de cromitita estudiados. Las cromititas alteradas usadas en los cálculos corresponden con la composición media de los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane $[(\text{Mg}_{0.53}\text{Fe}_{0.47})\text{Cr}_{0.80}\text{Al}_{0.20}\text{O}_4]$ (cromita rica en Al; Fig.4.9.a) y de Yakovitsa $[(\text{Mg}_{0.60}\text{Fe}_{0.40})\text{Cr}_{0.70}\text{Al}_{0.30}\text{O}_4]$ (cromita rica en Cr; Fig.4.9.e). La clorita empleada en los cálculos es clinocloro (i.e., miembro extremo rico en Mg de la solución sólida de clorita), ya que la composición de la clorita en equilibrio con los bordes porosos tiene muy poco contenido en FeO (2.05% en peso; Tabla 4.2.).

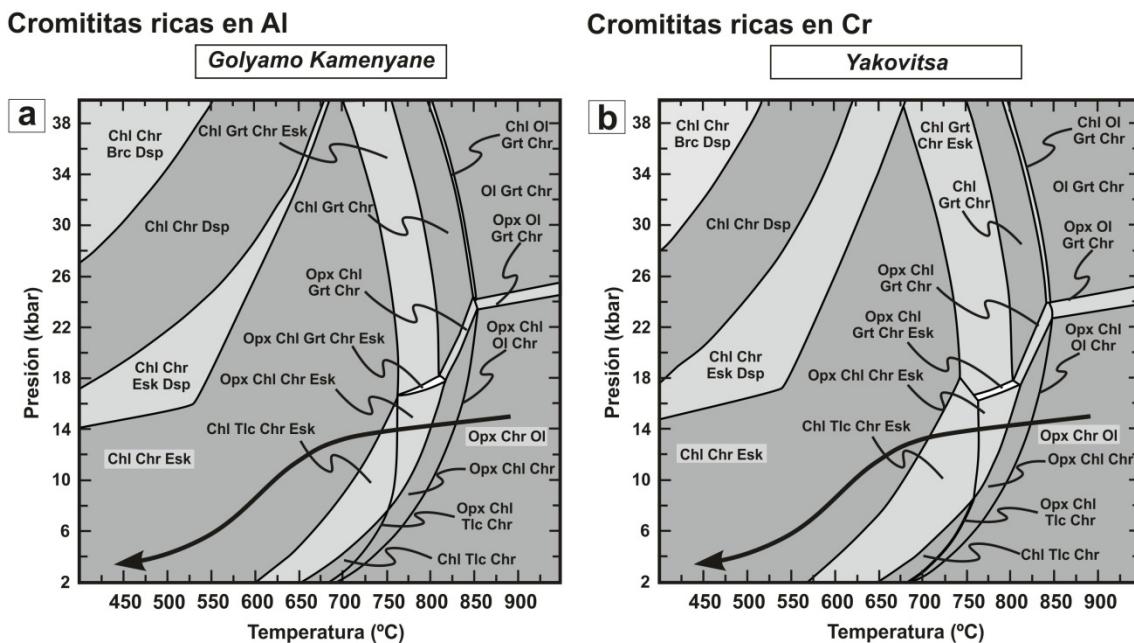


Figura 4.23. Pseudosecciones para una composición de cromitita alterada rica en Al (**a**) y rica en Cr (**b**) correspondientes a una mezcla 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita porosa y clinocloro en el sistema CrMFASH, saturado en agua. La flecha indica la trayectoria P-T-t de exhumación propuesta por Mposkos y Krohe (2006) para los Rhodopes Orientales. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Chl es clorita, Chr es cromita, Brc es brucita, Dsp es diáspora, Esk es eskolaita, Grt es granate, Ol es olivino, Opx es ortopiroxeno y Tlc es talco.

En ambas pseudosecciones el campo tetravariante (campo gris medio de la Fig.4.23.) para la asociación clorita+cromita+eskolaite es estable por debajo de 700°C en un rango de presión variable, igual que los campos Chl+Ol+Chr+Bcr, Chl+Chr+Brc y Chl+Atg+Chr+Brc en la Figura 4.19.c-d, y es equivalente a la asociación observada en las muestras de cromitita alterada (cromita+clorita). Aunque la eskolaite (Cr_2O_3) es estable en este campo, no está presente en las muestras estudiadas. Sin embargo, a 400°C y 5 kbar (condiciones mínimas de P-T en la trayectoria metamórfica de Mposkos y Krohe, 2006; Fig.4.23.) la cantidad modal de este mineral es de 6.30% en peso para las cromititas alteradas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y de 7.15% en peso para las ricas en Cr de Yakovitsa, similar al contenido en Cr_2O_3 de la clorita en la cromita parcialmente alterada (hasta 5,58% en peso de Cr_2O_3 ; Tabla 4.2.). Por tanto, debido a la falta de un modelo de solución sólida para clorita con Cr_2O_3 , la fase eskolaite podría considerarse como el exceso de Cr_2O_3 en los cristales de clorita analizados en las muestras de cromitita alterada.

El campo tetravariante Chl+Chr+Esk de la Figura 4.23 está en excelente acuerdo con las asociaciones minerales observadas en las muestras naturales de cromita parcialmente alterada rica en Al de Golyamo Kamenyane y rica en Cr de Yakovitsa, sugiriendo que la composición de las cromititas alteradas tiene más SiO₂ que las cromititas primarias. Esto queda evidenciado por la presencia

de ortopiroxeno en el campo tetravariante (campo gris medio de la Fig.4.23.) para la asociación ortopiroxeno+cromita+olivino (i.e., cromitita inalterada), el cual es estable para temperaturas superiores a 700°C.

Bach et al. (2006) y Frost et al. (2013) sugirieron que durante la serpentinitización la hidratación del ortopiroxeno de la peridotita proporciona fluidos ricos en SiO_2 , los cuales se consumen por reacción con brucita en presencia de olivino. La hidratación del olivino en la peridotita y/o dunita encajante provoca, a su vez, la disminución de la fO_2 (e.j., Bach et al., 2006) y la formación de los fluidos reductores implicados en la alteración de la cromita primaria en cromita porosa (i.e., reacción 4.1). Evidencias de fluidos metamórficos con elevado contenido en sílice en los Rhodopes Orientales son: la tremolita diseminada en las dunitas encajantes de los cuerpos de cromitita en Golyamo Kamenyane, las lentes de anfibolita en los macizos de Goyamo Kamenyane y Avren, las piroxenitas metamorfizadas en el macizo de Chernichevo y las rocas alteradas hidrotermalmente de tipo rodingita (en Golyamo Kamenyane), listvaenita y birbirlita (en Avren).

Manning (1994) indicó que el máximo de solubilidad del cuarzo en agua se sitúa alrededor de 10 a 12 kbar para una amplia gama de temperaturas (200-900°C). Estos valores de solubilidad son similares a los obtenidos por Newton y Manning (2002) para el SiO_2 en el sistema forsterita+enstatita+ H_2O y el mismo rango de temperaturas. Por tanto, la formación de cromita porosa durante la primera etapa de hidratación (reacción 4.1) pudo ocurrir durante la circulación de los fluidos reductores, ricos en SiO_2 , resultantes de la disolución del olivino y otros silicatos como el ortopiroxeno (Fig.4.23.), inhibiendo la formación de brucita.

La proyección T- μSiO_2 (diagrama de fase Schreinemakers; Fig.4.24.) en el sistema CrMASH, saturado en agua y a presión constante de 5 kbar, es el diagrama más adecuado para predecir la estabilidad de la brucita y de la asociación mineral observada en las cromititas alteradas ricas en Al y ricas en Cr, en función de las variaciones del μSiO_2 . Para el cálculo de esta proyección se consideraron únicamente las fases minerales de rocas ultramáficas y sus equivalentes metamórficos (ej., dunita, harzburgita, cromitita y piroxenita). Se eligió una presión de 5 kbar porque es similar a las condiciones en las que ocurre la reacción de formación de clorita (ecuación 4.1), según la trayectoria de exhumación propuesta por Mposkos y Krohe (2006) para el *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales (ver Fig.4.19.).

La Figura 4.24 muestra que las reacciones pseudounivariantes que involucran espinela+forsterita+clinocloro (campos de color gris oscuro) y espinela+clinocloro+diáspora (campo de color gris medio) están restringidas a valores progresivamente más elevados de μSiO_2 . Si bien, las reacciones pseudounivariantes donde intervienen espinela+forsterita+brucita, espinela+forsterita+brucita+clinocloro y espinela+brucita+diáspora (campos de color gris claro) están limitadas a valores bajos de μSiO_2 , para temperaturas decrecientes.

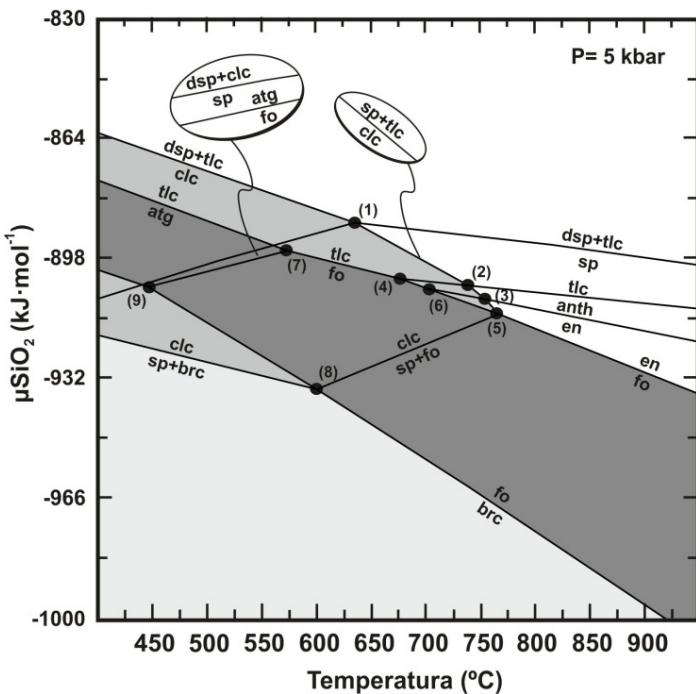


Figura 4.24. Proyección temperatura vs. μSiO_2 de rocas ultramáficas y sus equivalentes metamórficos en el sistema CrMASH, saturado en agua y a presión constante (5 kbar). Los números entre paréntesis son puntos invariantes del sistema. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): atg es antigorita, anth es antofilita, brc es brucita, clc es clorita, dsp es diáspera, en es enstatita, fo es forsterita, sp es espinela y tlc es talco.

Las pseudosecciones T- μSiO_2 (Fig.4.25) se calcularon en el sistema CrMFASH para las composiciones de roca total de cromitita inalterada rica en Al de Golyamo Kamenyane y rica en Cr de Yakovitsa (mezcla 1:1 molar de núcleos de cromita parcialmente alterada y olivino en equilibrio), a P constante (5 kbar) y condiciones saturadas de agua. En ambos diagramas el campo trivariante para la asociación clorita+olivino+cromita es estable a temperaturas (<730°C en la cromitita rica en Al de Golyamo Kamenyane y <760°C en la rica en Cr de Yakovitsa) y μSiO_2 (-930 y -895 kJ/mol en Golyamo Kamenyane y -920 y -890 kJ/mol en Yakovitsa) similares (Fig.4.25). Este campo trivariante corresponde a la reacción ol+chr=chl de la proyección T- μSiO_2 (Fig.4.24) y es equivalente a la ecuación (4.1). Así, las Figuras 4.24 y 4.25 reproducen las relaciones de fase estables en las cromititas durante la primera etapa de alteración (ecuación 4.1) debido al cambio de temperatura y de μSiO_2 . Esto sugiere que el SiO_2 puede ser considerado como un componente perfectamente móvil (Evans et al., 2013) durante la evolución metamórfica retrógrada de estas rocas. Por tanto, la primera etapa de alteración de la cromita en los cuerpos de cromitita está controlada, además de por un aumento del H_2 (i.e., disminución de la fO_2), por el aporte externo de SiO_2 , el cual se modifica significativamente durante el proceso metamórfico.

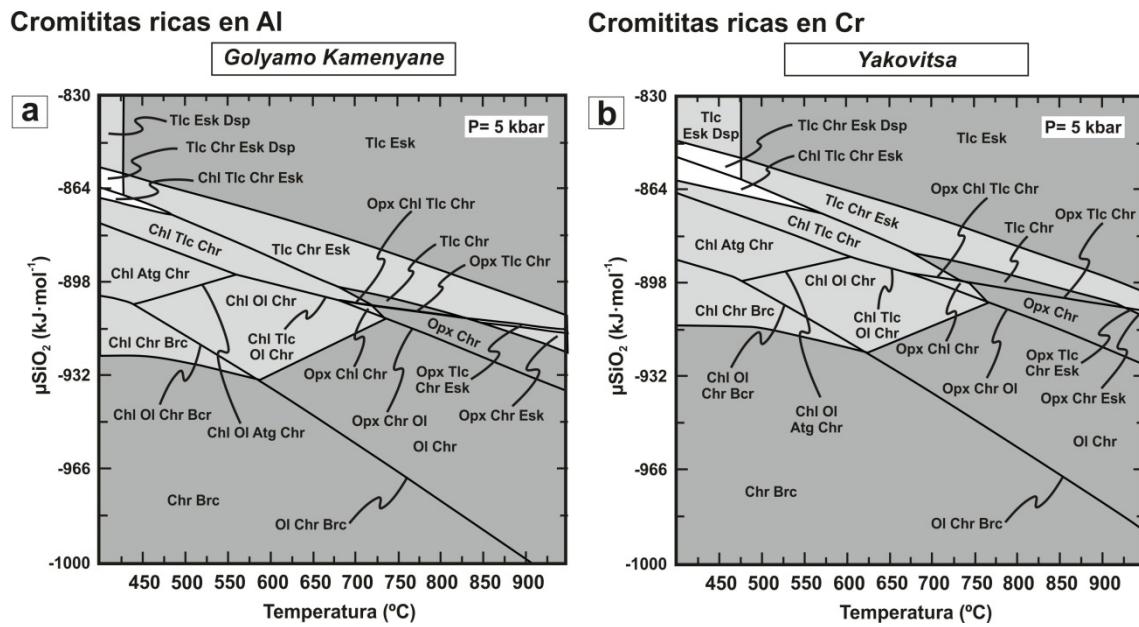
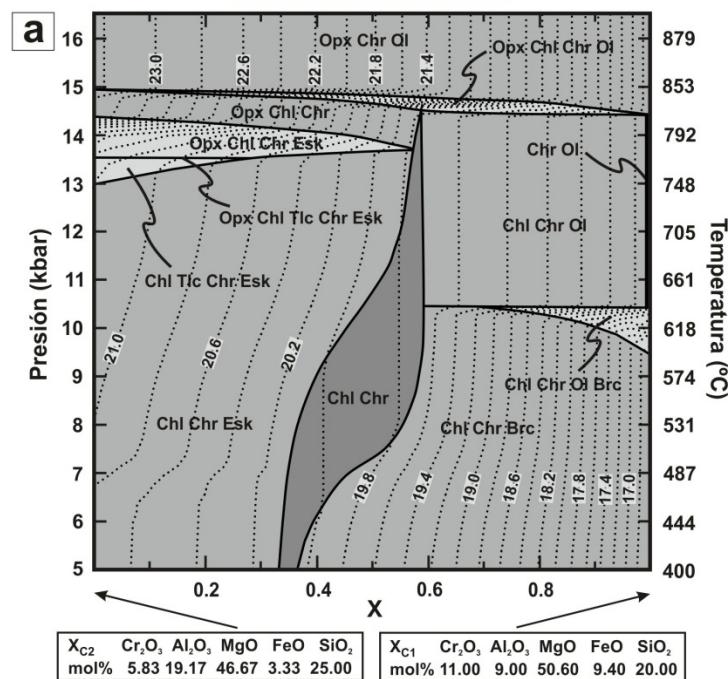


Figura 4.25. Pseudosecciones temperatura vs. μSiO_2 calculadas para una cromitita inalterada rica en Al (a) y rica en Cr (b) en el sistema CrMFASH, saturado en agua y presión de 5 kbar, correspondiente a una mezcla 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Atg es antigorita, Brc es brucita, Chl es clinocloro, Chr es cromita, Brc es brucita, Dsp es diáspera, Esk es eskolaíta, Ol es olivino, Opx es ortopiroxeno y Tlc es talco.

Los cambios en las relaciones de fase (i.e., transferencia de masa entre las fases) que se producen durante la primera etapa de alteración en las cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa pueden ser supervisados con una mayor precisión mediante el cálculo de un diagrama P-T-X (Fig.4.26), en condiciones saturadas en agua y contorneando el contenido de SiO_2 mediante isopletas. El gradiente metamórfico empleado en los cálculos es: $T = 0.04P + 456$, para valores desde 16.5 kbar y 900°C a 5 kbar y 400°C, acorde con la trayectoria metamórfica de Mposkos y Krohe (2006) para el *borde alóctono* los Rhodopes Orientales.

Cromititas ricas en Al

Golyamo Kamenyane



Cromititas ricas en Cr

Yakovitsa

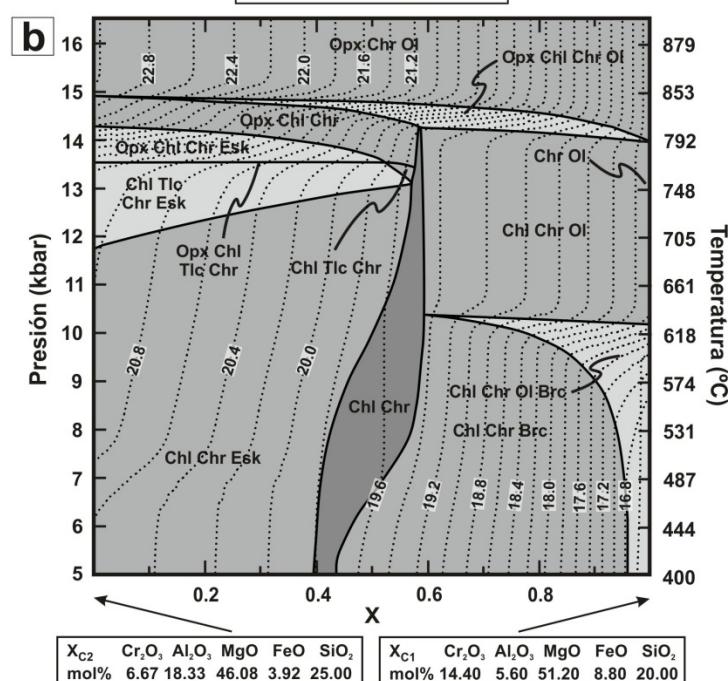


Figura 4.26. Pseudosecciones P-T-X calculadas para una cromitita rica en Al (a) y rica en Cr (b) en el sistema CrMFASH (saturado en agua), correspondientes a una composición de cromitita inalterada (X_{C1}) y cromitita alterada (X_{C2}). El gradiente metamórfico es $T = 0.04P + 456$ y las líneas discontinuas (isopletas) corresponden con el porcentaje en peso de SiO₂. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Brc = brucita, Chl = clinocloro, Chr = cromita, Brc = brucita, Esk = eskolaita, Ol = olivino, Opx = ortopiroxeno y Tlc = talco.

En la Figura 4.26 la variación en la composición de la roca total (X) para las cromititas ricas en Al y ricas en Cr representa la transición desde la cromitita inalterada (1:1 mezcla molar de cromita primaria y olivino) (X_{C1}) hasta la cromitita alterada (1:1 mezcla molar de cromita porosa y clorita) (X_{C2}). Ambos diagramas P-T-X (Fig.4.26) muestran que el campo pentavariante para la asociación cromita+olivino (i.e., cromitita inalterada) es estable sólo en condiciones P-T elevadas y valores X_{C1} próximos a 1. A medida que la presión y la temperatura disminuyen, siguiendo la trayectoria de exhumación, el campo pentavariante para la asociación clorita+cromita (i.e., cromitita alterada) puede ser estable en un entorno progresivamente más rico en SiO_2 (>19.60% en peso en la cromitita rica en Al de Golyamo Kamenyane y >19.40% en peso en la rica en Cr de Yakovitsa; Fig.4.26.). Sin embargo, el campo tetravariante para la asociación clorita+cromita+brucita será estable en un entorno más pobre en SiO_2 (por debajo de los valores indicados anteriormente; Fig.4.26.).

Este diagrama P-T-X es capaz de predecir las variaciones de composición en las cromititas de los diferentes macizos ultramáficos de los Rhodopes Orientales durante la primera etapa de alteración, la cual tuvo lugar entre 700 y 450°C, durante la infiltración de fluidos reductores y ricos en SiO_2 . Estos pudieron derivar de la disolución y/o hidratación de minerales silicatados, principalmente olivino y ortopiroxeno, de la roca encajante (i.e., dunitas, anfibolitas y piroxenitas), controlando el contenido de SiO_2 y la fO_2 , e inhibiendo de la formación de brucita.

Como consecuencia de la falta de un modelo de solución sólida íntegro para la espinela cromífera que incluya los miembros extremos con Fe_2O_3 (ver Capítulo 3), se emplea el modelo de relaciones de fase en el sistema $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$ obtenido por Sack y Ghiorso (1991) para deducir las condiciones en las que se produjo la segunda etapa de alteración de la cromita en los Rhodopes Orientales (ecuación 4.2). Para este propósito se representa la composición de los bordes no porosos de la cromita zonada en las cromititas de Yakovitsa, Avren y Golyamo Kamenyane y la cromita homogénea de Golyamo Kamenyane en los diagramas ternarios isotérmicos (isobáricos), para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} y potenciales de intercambio Fe^{2+} - Mg fijos (i.e., composición de olivino en equilibrio) (Fig.4.27.).

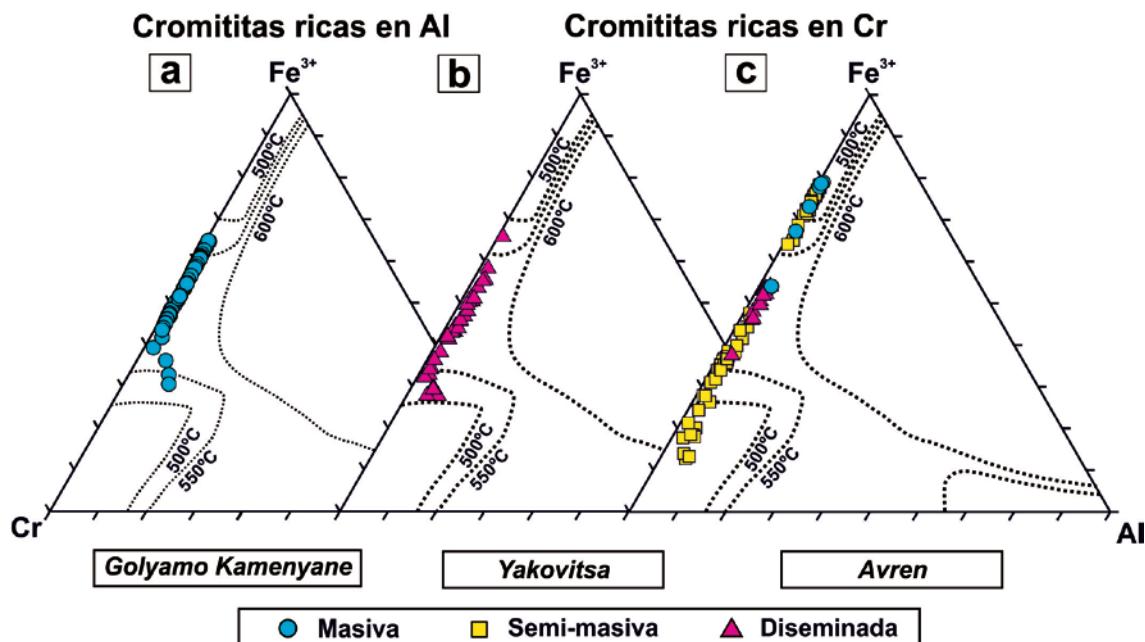


Figura 4.27. Composición de los bordes no porosos en la cromita zonada y de la cromita homogénea en los diferentes macizos ultramáficos estudiados representada en las secciones isotérmicas (isobáricas) para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} , calculadas para potenciales de intercambio Fe^{2+} -Mg fijo de Fo_{95} (Sack y Ghiorso, 1991). Las líneas discontinuas indican los huecos de miscibilidad para el sistema $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$. Leyenda incluida en la figura.

Debido a que los núcleos de la cromita zonada no son primarios, para obtener la composición del olivino en equilibrio a 1200°C se emplea la composición de los núcleos de la cromita parcialmente alterada. La cromita zonada de Yakovitsa procede de cuerpos de cromitita diseminados, así que se asume que la composición del olivino en equilibrio fue la misma que para la cromita parcialmente alterada en las cromititas diseminadas. Por tanto, el olivino en equilibrio con la cromita de Golyamo Kamenyane y de Yakovitsa es de composición Fo_{93} (Fig.4.18.a-b). Como los diagramas ternarios isotérmicos (isobáricos) de Sack y Ghiorso (1991) sólo se obtuvieron para potenciales de intercambio Fe^{2+} -Mg de Fo_{90} y Fo_{95} , se emplean los huecos de miscibilidad calculados a 500, 550 y 600°C en equilibrio con Fo_{95} (Fig.4.27.a-b). En Avren no se preserva cromita parcialmente alterada (Fig.4.18.c), de modo que la composición de los bordes no porosos de la cromita zonada se representan en el mismo diagrama ternario que para Golyamo Kamenyane y Yakovitsa (i.e., diagrama ternario con huecos de miscibilidad calculados a 500, 550 y 600°C en equilibrio con Fo_{95}) (Fig.4.27.c).

La composición química de la mayoría de bordes no porosos en la cromita zonada de Golyamo Kamenyane, Yakovitsa y Avren, así como la cromita homogénea de Golyamo Kamenyane, queda representada dentro de los campos de solución sólida completa para la sección isotérmica de 600°C (Fig.4.27). Sin embargo, la composición de algunos bordes no porosos en la cromita zonada de Avren está representada dentro del campo de solución

sólida completa para las secciones isotérmicas de 500 y 550°C (Fig.4.27.c). Esto sugiere que la segunda etapa de alteración pudo comenzar a una temperatura comprendida entre 550 y 600°C, concluyendo por debajo de los 500°C, del mismo modo que sugirieron Gerville et al. (2012) para la cromita zonada y homogénea de Golyamo Kamenyane. Por tanto, la reacción metamórfica descrita en la segunda etapa de alteración (i.e., formación de ferrian cromita) se produce a partir de un evento común en los macizos estudiados en los Rhodopes Orientales.

A pesar de que el carácter altamente magnésico del olivino de la matriz en los cuerpos de cromitita pudo ser un factor limitante (Fo_{93} en las cromititas de Golyamo Kamenyane y Yakovitsa; Fig.4.18.a-b), autores como Bach et al. (2006) y Frost et al. (2013) sugirieron que a medida que se consume el olivino y ortopiroxeno de las peridotitas durante la serpentización, los fluidos evolucionan hacia condiciones más oxidantes y ricas sílice. En estas condiciones, la serpentinita y la brucita, con contenidos relevantes en FeO, reaccionan con estos fluidos concentrando y estabilizando la magnetita (ver ecuación R2 de Bach et al., 2006). En las cromititas estudiadas de los Rhodopes Orientales, los fluidos reductores y ricos en sílice que alteraron la cromita primaria a cromita porosa pudieron evolucionar hacia condiciones más oxidantes y ricas en sílice, concentrando y precipitando magnetita en los poros y formando la cromita no porosa rica en Fe_2O_3 .

Por tanto, las cromititas estudiadas de los macizos de los Rhodopes Orientales fueron afectadas por dos etapas de alteración que tuvieron lugar a una temperatura comprendida entre 700 y 450°C (i.e., condiciones de facies de anfibolita). Esto tuvo lugar en presencia de fluidos reductores, ricos en sílice, que evolucionaron hacia condiciones más oxidantes y ricas en sílice, durante el metamorfismo en facies de anfibolitas (Mposkos y Krohe, 2000, 2006; Mposkos, 2002; Haydoutov et al., 2004) asociado a la exhumación del *borde alóctono* de los Rhodopes Orientales.

Capítulo 5

Metamorfismo retrógrado en facies de eclogitas-esquistos verdes: cromititas de la serpentinita de Tehuitzingo, México

- 5.1. Contexto geológico
 - 5.1.1. Complejo Acatlán
 - 5.1.2. La serpentinita de Tehuitzingo
- 5.2. Mineralizaciones de cromita
 - 5.2.1. Caracterización petrológica y textural
 - 5.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores
 - 5.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza
 - 5.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores
- 5.3. Discusión
 - 5.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración
 - 5.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración
 - 5.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración
 - 5.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración
 - 5.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita

5.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1.1. Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán constituye el basamento Paleozoico del Terreno Mixteca, en el sur de México, sobre el que se superponen rocas sedimentarias más jóvenes que el Pérmico (Fig.5.1.). El margen norte del Complejo está cubierto por secuencias de rocas volcánicas y volcanoclásticas Neógenas del Cinturón Volcánico Transmexicano, mientras que en sus otros márgenes el complejo está delimitado por contactos tectónicos (Fig.5.1.): al este, la zona de cizalla desstral de Caltepec (Pérmico) yuxtapone el Complejo Acatlán con el Complejo Oaxaqueño (Terreno Zapoteco) (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002); al sur, la falla transtensional sinestral de Chacalapa-La Venta (Cenozoico) pone en contacto al Complejo Acatlán con el Complejo Mesozoico-Cenozoico Xolapa (Terreno Chatino) (Tolson, 2005); al oeste, el cabalgamiento de Papalutla (Cretácico Superior) sitúa al complejo sobre la plataforma Cretácea de Morelos-Guerrero (Terreno Guerrero) (Cerca et al., 2007).

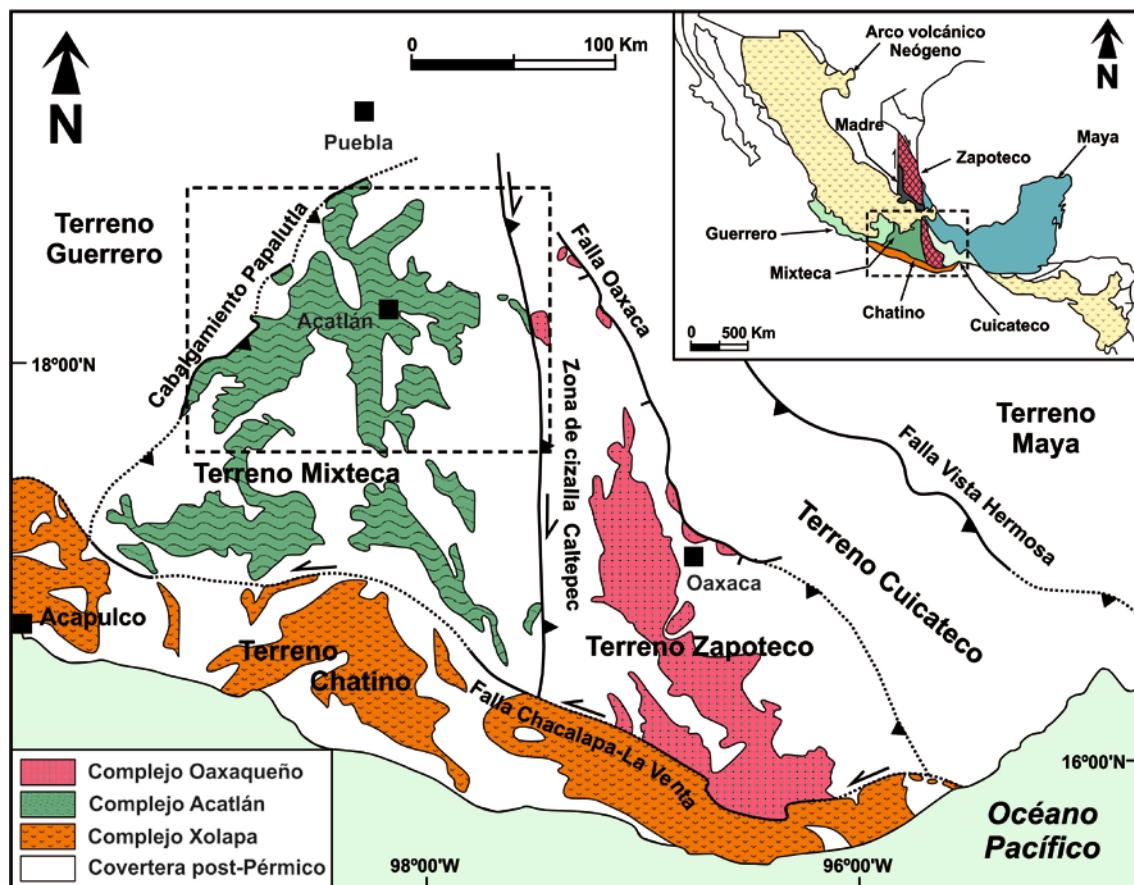


Figura 5.1. Localización del Complejo Acatlán dentro de las unidades tectonoestratigráficas del sur de México. Modificado de Galaz et al. (2013a) y Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002).

El Complejo Acatlán se interpreta como una sutura del Océano Iapetus que registra la colisión entre el margen oriental de Laurentia y el noroccidental de Gondwana, la cual es coetánea con los principales eventos compresivos en los Apalaches y los Andes (Yañez et al., 1991; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Keppie y Ramos, 1999). Sin embargo, otros autores (ej. Keppie y Ramos, 1999; Galaz et al., 2013a) indican que el Complejo Acatlán estuvo situado en el margen sur del Océano Rheico durante el Paleozoico Inferior, de forma que no se produjo la colisión continente-continente hasta la unión de Pangea.

La estructura del Complejo Acatlán está compuesta por dos unidades tectónicas o subgrupos separados por un cabalgamiento:

(1) Una unidad inferior o *parautóctono*, también denominado como Subgrupo Petlalcingo (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1993; Yañez et al., 1991) o asociación de bajo grado (Nance et al., 2006; Keppie et al., 2008b). Esta unidad comprende una potente secuencia de rocas metasedimentarias que, de base a techo, incluye (Ortega-Gutiérrez, 1993): migmatitas constituidas por un neosoma granítico y un paleosoma rico en biotita (Migmatita de Magdalena), una alternancia de rocas metapsamitas y esquistos metapelíticos (Formación Chazumba) y anfibolitas, metabasaltos almohadillados, diques básicos, esquistos, filitas, cuarcitas masiva y rocas carbonatadas (Formación Cosoltepec), interpretadas como rocas de fondo oceánico (Fig.5.2 y Fig.5.3).

Las edades obtenidas con Rb-Sr en los greenstones almohadillados indican una edad mínima Ordovícico Medio (452 ± 22 Ma; Ortega-Gutiérrez et al., 1999) para la unidad interior *parautóctona*.

(2) Una unidad superior o *alóctono*, también se conoce como Subgrupo Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1993; Yañez et al., 1991), Grupo Piaxtla (Meza-Figueroa et al., 2003) o asociación de alto grado (Nance et al., 2006; Keppie et al., 2008b). Esta unidad se caracteriza por la presencia de rocas máficas y ultramáficas eclogitizadas e intercaladas en rocas metasedimentarias pelíticas y silícicas (Formación Xayacatlán), estructuralmente superpuestas por metagranitoides y migmatitas de alta presión (Granitoides Esperanza) (Fig.5.2 y Fig.5.3).

La edad U-Pb en circón y monacita de los metagranitoides es Ordovícico Superior (440 ± 14 Ma; Ortega-Gutiérrez et al., 1999), indicando que el principal evento orogénico registrado en el Complejo Acatlán se produjo en el Ordovícico Superior-Silúrico Inferior.

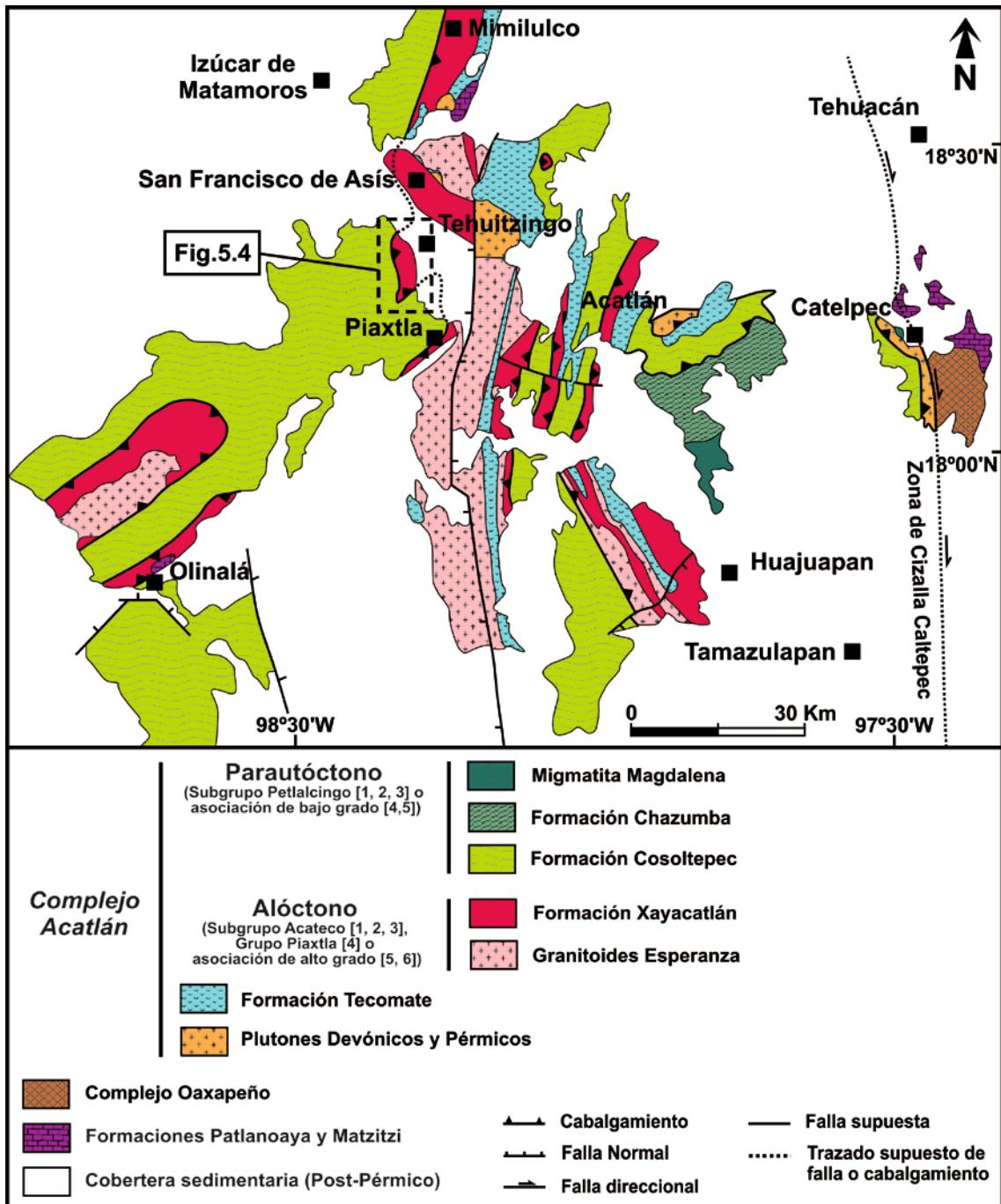


Figura 5.2. Mapa geológico simplificado del Complejo Acatlán (modificado de Keppie et al., 2008a) donde se muestra la localización de la serpentinita de Tehuitzingo que contiene los cuerpos de cromitita estudiados. Equivalencias: [1] (Ortega-Gutiérrez, 1978), [2] (Ortega-Gutiérrez, 1993), [3] (Yañez et al., 1991), [4] (Meza-Figueroa et al., 2003), [5] (Nance et al., 2006), [6] (Keppie et al., 2008b).

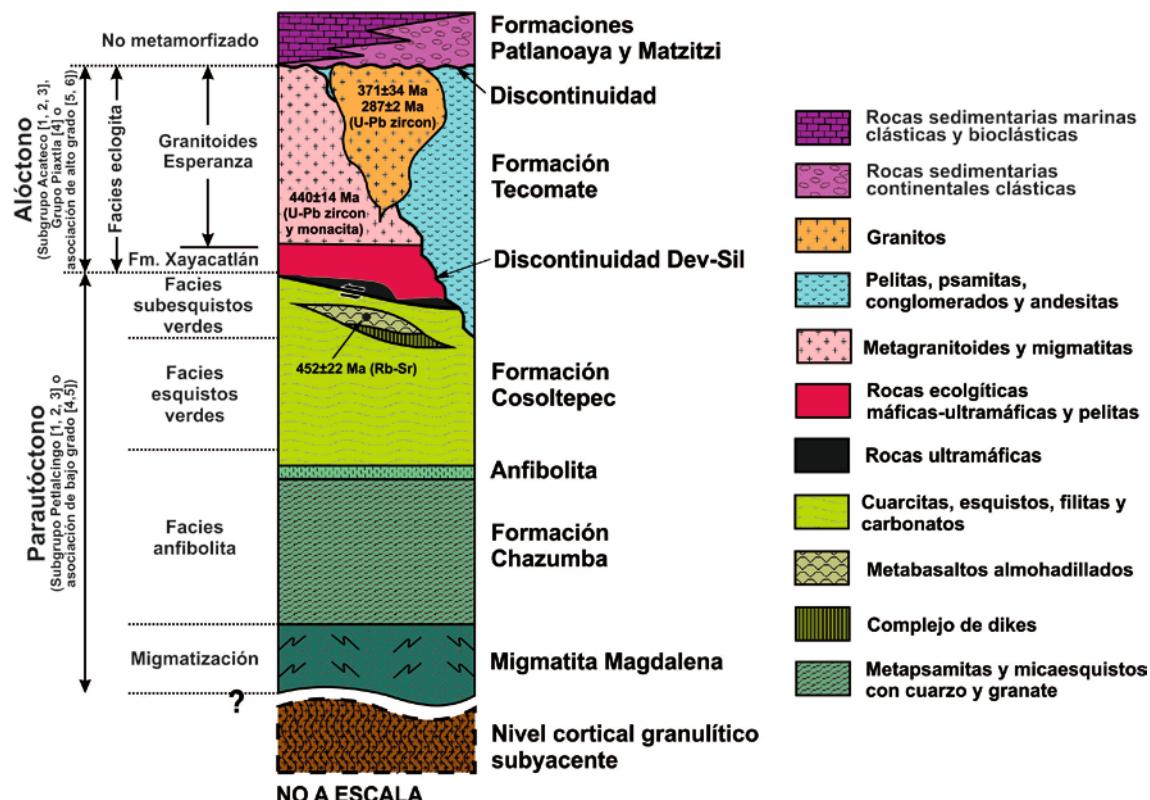


Figura 5.3. Columna tectonoestratigráfica representativa de las diferentes unidades del Complejo Acatlán (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1999). Equivalencias: [1] (Ortega-Gutiérrez, 1978), [2] (Ortega-Gutiérrez, 1993), [3] (Yañez et al., 1991), [4] (Meza-Figueroa et al., 2003), [5] (Nance et al., 2006), [6] (Keppie et al., 2008b).

Estas unidades tectónicas están cubiertas discordantemente por la Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978) que representa una secuencia volcano-sedimentaria compuesta por pelitas, psamitas, conglomerados y andesitas basálticas y félsicas (Sánchez-Zavala et al., 2000) débilmente metamorfizada, muy deformada e intruída por los plutones graníticos de La Noria (371 ± 34 Ma) y Totoltepec (287 ± 2 Ma) (Yañez et al., 1991) (Fig.5.2 y Fig.5.3).

Ya sea durante el cierre del Océano Iapetus (Ordovíco-Devónico; Ortega-Gutiérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Yañez et al., 1991; Malone et al., 2002), del Océano Rheico (Devónico-Carbonífero; Keppie y Ramos, 1999; Keppie et al., 2008a, 2010, 2012; Galaz et al., 2013a) o por sucesivas subducciones intraoceánicas entre ambos océanos (Paleozoico Inferior; Talavera-Mendoza et al., 2005; Vega-Granillo et al., 2009) el Complejo Acatlán experimentó una compleja evolución tectono-metamórfica, con varios períodos de deformación asociados a diferentes grados metamórficos (ej. Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Yañez et al., 1991; Meza-Figueroa et al., 2003; Malone et al., 2002; Vega-Granillo et al., 2007; Galaz et al., 2013a). Posteriormente, se instauró en el Terreno un periodo de estabilidad tectónica dando lugar a la

formación de cuencas sedimentarias marinas someras durante el Carbonífero Superior-Pérmino (Formaciones Patlanoaya y Matzitzi) (ej. Esquivel-Macías et al., 2000; Vachard et al., 2000; Vachard y Flores de Dios, 2002) (Fig.5.3).

En el Complejo Acatlán afloran numerosos cuerpos de eclogitas máficas y ultramáficas que se interpretan como unidades ofiolíticas (ej. Ortega-Gutiérrez, 1978; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009). La secuencia ofiolítica está compuesta por peridotitas muy deformadas y alteradas (harzburgitas totalmente serpentinizadas), metagabros, anfibolitas y sedimentos metapelágicos asociados (Ortega-Gutiérrez, 1978; Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Meza-Figueroa et al., 2003; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009). Estos cuerpos ultramáficos pertenecen a la Formación Xayacatlán y afloran a lo largo de varios cinturones de dirección NE-SW (Fig.5.2). Entre ellos, la serpentinita de Tehuitzingo representa uno de los afloramientos más extensos y constituye el objetivo de este estudio.

La edad de estos cuerpos ultramáficos permanece indeterminada, sin embargo estudios realizados en el Complejo Acatlán sugieren que estos se emplazaron en el Ordovícico-Carbonífero (ej. Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Yañez et al., 1991; Malone et al., 2002; Keppie y Ramos, 1999; Keppie et al., 2008a; Galaz et al., 2013a).

5.1.2. *La serpentinita de Tehuitzingo*

La serpentinita de Tehuitzingo es un cuerpo de 8 km de longitud y 500 m de espesor, elongado según la dirección norte-sur, y delimitado con las unidades adyacentes por contactos netos. En el margen occidental, la serpentinita de Tehuitzingo cabalga sobre la Formación Cosoltepec, mientras que el margen oriental está cubierto por areniscas lacustres pleistocenas de la Formación Tehuitzingo (Calderón-García, 1956) y por rocas sedimentarias (conglomerados, areniscas y lutitas) de la misma edad (Galaz et al., 2013a) (Fig.5.4).

El protolito de la serpentinita de Tehuitzingo es esencialmente una harzburgita completamente serpentinizada (alteración próxima al 100%; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009; Galaz et al., 2013b) y cuerpos de cromitita y pequeños bloques de metabasitas (metagabros), metagranitoides y metapelitas (mica-esquistos) dispuestos en contacto tectónico con la harzburgita (Fig.5.4.) (Ortega-Gutiérrez, 1978; Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009; Galaz et al., 2013b).

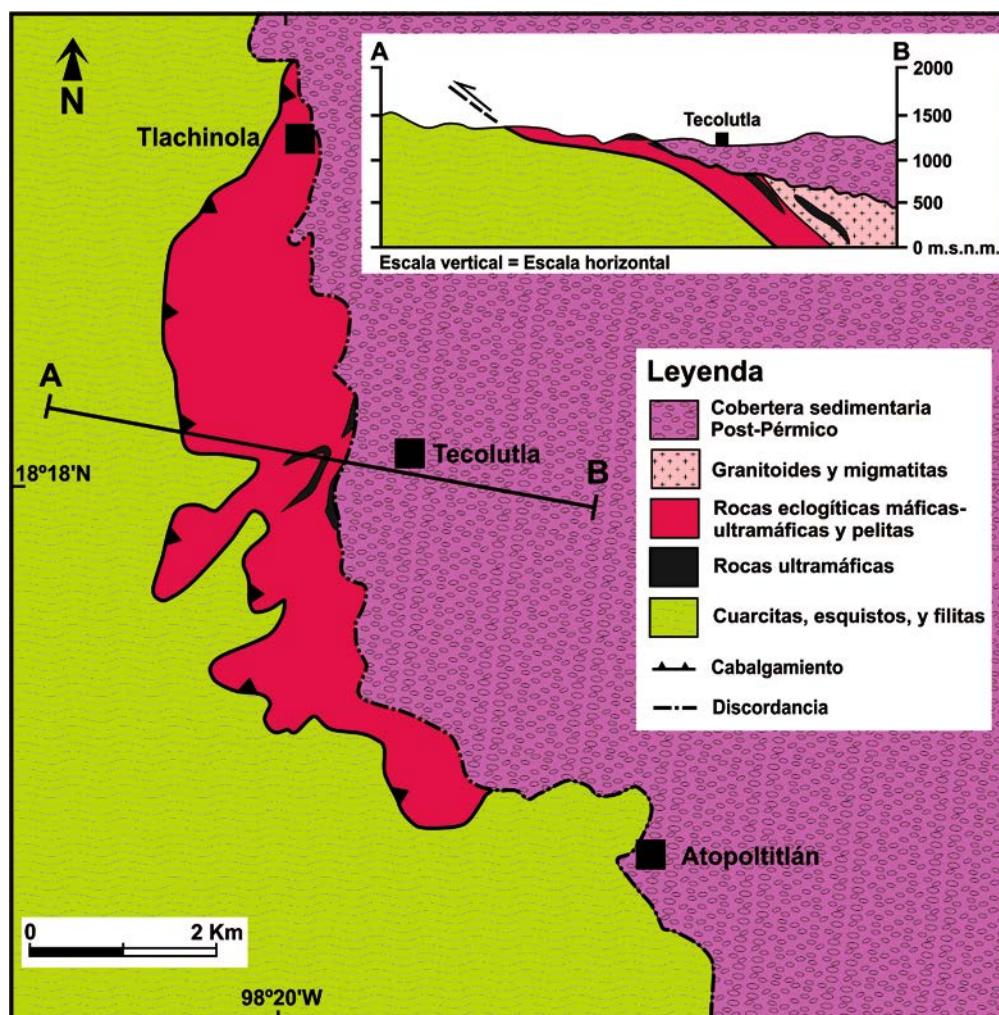


Figura 5.4. Mapa y perfil geológico de la serpentinita (cuerpo ultramáfico) de Tehuitzingo y sus rocas asociadas (modificado de Proenza et al., 2004a).

El proceso de alteración más generalizado en estas rocas es la serpentinitización, si bien la presencia ocasional de clorititas, tremolititas, esquistos con talco y minerales ricos en Cr (ej., epidota cromífera, actinolita cromífera, clorita cromífera, fuchsita -mica cromífera- o stichtita -carbonato cromífero-) indica que fueron modificadas por procesos metamórficos y metasomáticos (Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009). La metaharzburgita preserva texturas pseudomórficas de olivino y ortopiroxeno (bastita) (González-Mancera et al., 2009), reemplazados casi en su totalidad por antigorita y menores proporciones de crisotilo y lizardita, dando lugar a texturas interpenetrativas y de tipo *mesh* (González-Mancera et al., 2009). Otros minerales minoritarios que constituyen la serpentinita son talco, calcita, dolomita, anfíboles, epidota, brucita, cuarzo, espinela cromífera, stichtita, sulfuros y aleaciones de Fe-Ni (Proenza et al., 2004a).

Desde un punto de vista estructural, en la serpentinita de Tehuitzingo se identifican dos tipos de foliaciones diferentes: una foliación definida por la orientación preferencial de los cristales de antigorita y de espinela, y otra de carácter milonítico definida por antigorita y magnetita (Proenza et al., 2004a; Galaz et al., 2013a; González-Mancera et al., 2009). La orientación de la foliación no milonítica varía a lo largo del cuerpo de serpentinita: en la zona central es aproximadamente 107, 42W, mientras que en la zona meridional oscila entre 134, 62SE y 92, 55W (Galaz et al., 2013a).

Estudios de geotermometría y geobarometría realizados por Galaz et al. (2013a) en los mica-esquistos, metagranitoides y metagabros de la serpentinita de Tehuitzingo y en las rocas adyacentes de la Formación Cosotelpéc, respaldan una trayectoria metamórfica común con un pico metamórfico en facies de eclogitas ($730\text{-}786^{\circ}\text{C}$ y $15.6\text{-}17$ kbar), al cual se sobreimpuso un evento de metamorfismo retrogrado en facies de epidota-anfibolitas ($436\text{-}506^{\circ}\text{C}$ y $6.3\text{-}7.9$ kbar) y posteriormente en facies de esquistos verdes ($323\text{-}389^{\circ}\text{C}$ y $1.5\text{-}3.9$ kbar). Meza-Figueroa et al. (2003) definieron una trayectoria metamórfica similar en las eclogitas máficas y las anfibolitas con granate de la Formación Xayacatlán (áreas de Piaxtla y Mímilulco), con un pico metamórfico en facies de eclogitas a menor temperatura y presión ($500\text{-}620^{\circ}\text{C}$ y $11\text{-}15$ kbar) y una trayectoria retrógrada inicialmente isotérmica, en facies de epidota-anfibolitas ($490\text{-}530^{\circ}\text{C}$ y $6\text{-}7$ kbar), que culmina en condiciones de facies de esquistos verdes ($330\text{-}350^{\circ}\text{C}$ y $3.5\text{-}4$ kbar). Sin embargo, Middleton et al. (2007) sugirieron que los granitoides y las rocas metasedimentarias y máficas de la Formación Xayacatlán (zona de San Francisco de Asís) alcanzaron las mayores temperaturas para el pico metamórfico en facies de eclogitas ($610\text{-}850^{\circ}\text{C}$ y $14\text{-}16$ kbar), seguido por un metamorfismo retrógrado desde facies de anfibolitas ($630\text{-}720^{\circ}\text{C}$ y $3.7\text{-}7$ kbar) hasta condiciones de facies de esquistos verdes ($360\text{-}500^{\circ}\text{C}$ y $3.7\text{-}7$ kbar) y de subesquistos verdes ($240\text{-}350^{\circ}\text{C}$ y $2\text{-}4$ kbar).

5.2. MINERALIZACIONES DE CROMITA

Los cuerpos de cromitita que se encuentran en la serpentinita de Tehuitzingo se presentan como pequeños pods o capas de tamaño variable (pocos metros de anchura y menos de dos metros de espesor) encajados en la metaharzburgita (Proenza et al., 2004a).

Todos los depósitos de cromita fueron explotados entre los años 50 y 60 del Siglo XX, si bien no existen datos sobre la historia de la explotación ni sobre el tonelaje extraído (Proenza et al., 2004a). Actualmente, las labores mineras se encuentran abandonadas, se conservan en muy mal estado y están cubiertas de vegetación. Debido a la intensa explotación, las muestras de cromitita provienen de los bloques acumulados en escombreras próximas a los antiguos trabajos mineros. Para la elaboración de esta Tesis Doctoral se

estudiaron 10 cuerpos de cromitita distribuidos a lo largo del cuerpo de serpentinita investigado (Fig.5.5.).

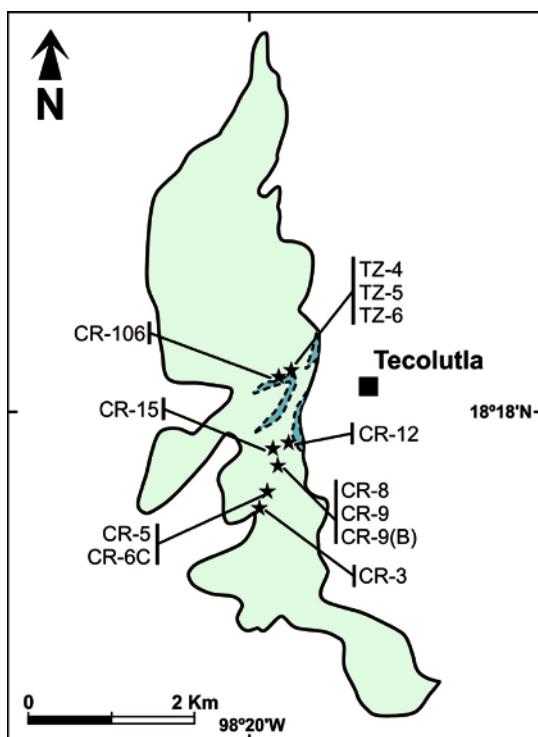


Figura 5.5. Esquema de la serpentinita de Tehuitzingo mostrando la localización de los cuerpos de cromitita estudiados (estrellas) y las muestras analizadas en ellos.

5.2.1. Caracterización petrológica y textural

Los cuerpos de cromitita tienen texturas masivas (>80% de cromita), aunque localmente pueden gradar hacia texturas semimasivas con diferentes proporciones de cromita (50-70% y 70-80% de cromita) (Fig.5.6.a-b; Tabla 5.1.). Las cromititas también pueden presentar textura bandeadas (30-40% de cromita) en la que alternan capas ricas en cromita y ricas en serpentinita (Fig.5.6.c; Tabla 5.1.) y texturas miloníticas, cataclásicas y/o brechificadas (Fig.5.6.d).

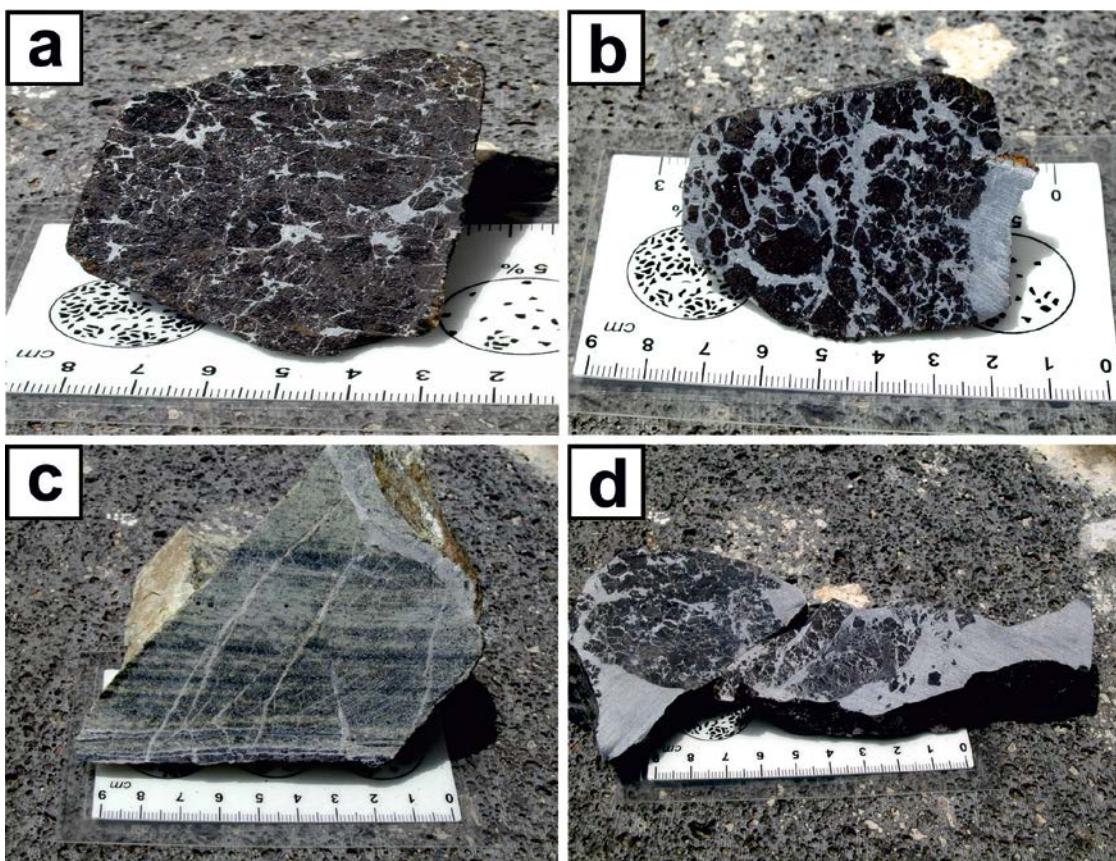


Figura 5.6. Principales texturas de las cromititas en los cuerpos de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo: (a) masiva, (b) semimasiva, (c) bandeada y (d) brechificada.

Las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) están constituidas por agregados de cromita de grano grueso (hasta 1.2 cm de diámetro), que comprenden cristales subhédrales y anhédrales. Ocasionalmente, los granos de cromita muestran morfologías elípticas similares a las cromititas nodulares. Las cromititas con mayor proporción de silicatos (<70% de cromita) están formadas por agregados y granos aislados de cromita de menor tamaño (hasta 0.5 cm de diámetro) con morfologías más euédrales. Los granos de cromita muestran una densidad de fracturación variable.

Los minerales que constituyen la matriz de las cromititas son esencialmente clorita, con menores proporciones de antigorita y trazas de magnetita, sulfuros y aleaciones de Fe-Ni (Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009). Los cristales de clorita forman coronas alrededor de los granos de cromita. La antigorita es comparativamente más abundante en los cuerpos de cromitita con textura más diseminada, donde está asociada o intercrecida con la clorita.

Tabla 5.1. Caracterización de las muestras de cromitita estudiadas.

Localidad	Litología del macizo ultramáfico	Muestra	Tamaño del cuerpo (espesor)	Texura de la cromitita	Textura de alteración	Zona del grano de cromita	Variaciones químicas		
							Cr#	Mg#	$\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$
Serpentinita de Tehuitzingo	Metaharzburgita, metagabros y metagranitoïdes <2 m	CR-5			Núcleo	0.53-0.57	0.69-0.78	0.12-0.28	
		CR-6C		Masiva (>80% de cromita)	Cromita parcialmente alterada				
		CR-8							
		CR-106			Borde poroso	0.59-0.77	0.60-0.72	0.15-0.52	
		TZ-6							
		TZ-4							
		TZ-5		Semimasaiva (70-80% de cromita)	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	0.53-0.56	0.69-0.78	0.13-0.25
		CR-12				Borde poroso	0.58-0.70	0.64-0.73	0.27-0.45
		CR-9		Semimasaiva (50-70% de cromita)	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	0.72-0.94	0.25-0.42	0.13-0.33
		CR-9(B)							
CR-15		Masiva (>80% de cromita)		Cromita zonada	Nucleo	0.64-0.67	0.44-0.67	0.05-0.12	
					Borde no poroso	0.83-1.00	0.04-0.26	0.37-0.64	
CR-3		Bandeada (30-40% de cromita)		Cromita zonada	Núcleo	0.50-0.56	0.53-0.67	0.14-0.39	
					Borde no poroso	0.88-0.99	0.15-0.32	0.39-0.59	
					Magnetita	0.99-1.00	0.01-0.10	0.66-0.69	

Todos los granos de cromita en las cromititas estudiadas muestran signos de alteración al ser observados con el microscopio de luz reflejada y el microscopio electrónico de barrido (SEM). Las diversas zonaciones ópticas y composicionales identificadas en los cristales de cromita permiten clasificarlos dentro de los tipos texturales definidos por Gerville et al. (2012) (Tabla 5.1; Fig.5.7.) como:

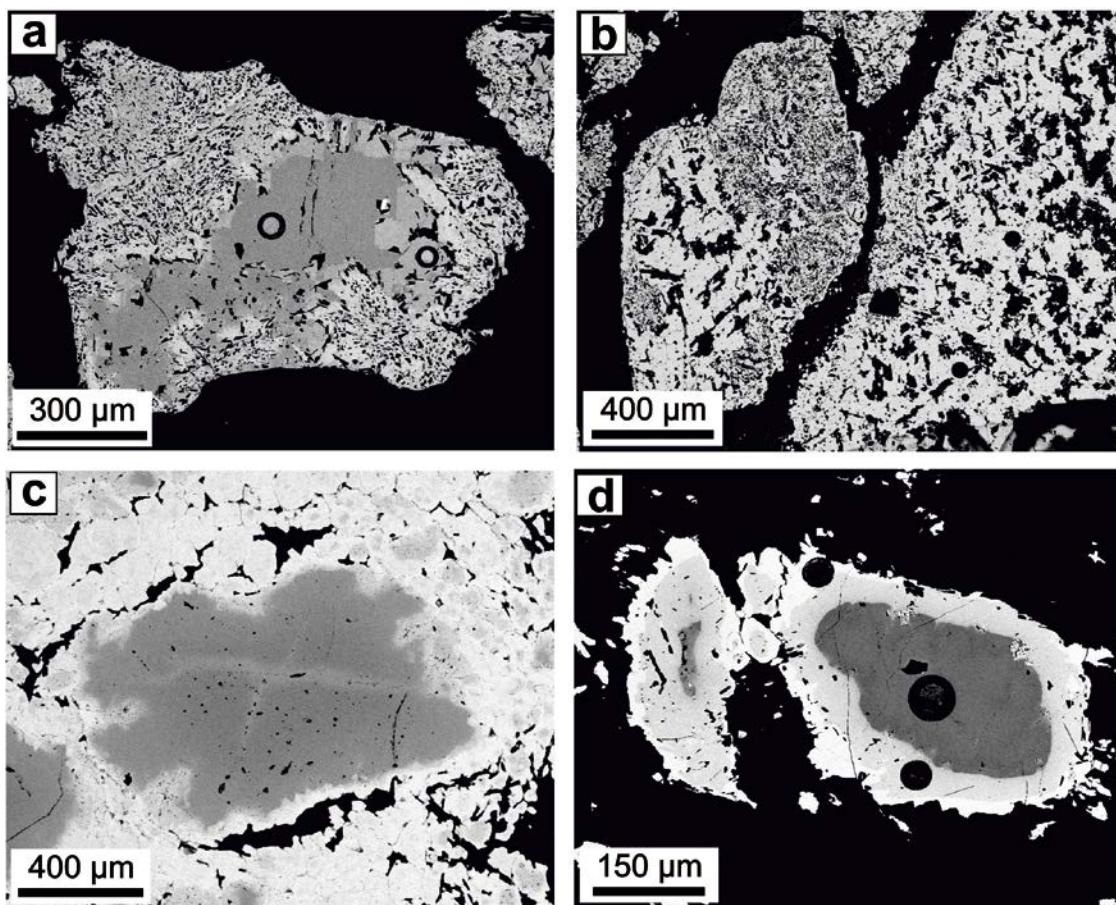


Figura 5.7. Imágenes de electrones retrodispersados de los diferentes tipos texturales de cromita alterada generados durante la alteración de los diferentes cuerpos de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo: (a) cromita parcialmente alterada con bordes porosos, (b) cromita porosa, (c) cromita zonada con bordes no porosos y (d) cromita zonada con bordes no porosos rodeados por magnetita. Los círculos oscuros son perforaciones realizadas durante los análisis con LA-ICP-MS.

(1) **Cromita parcialmente alterada**, presenta núcleos más oscuros rodeados por un borde de cromita porosa, más reflectante y de espesor variable (Fig.5.7.a). Ocasionalmente, el contacto entre el núcleo y el borde poroso consta de cromita con hábito poligonal y con pequeñas inclusiones de clorita (Fig.5.7.a).

(2) **Cromita porosa**, se caracteriza por no tener núcleos definidos y los poros, llenos de clorita, pueden ser de menor tamaño y más abundantes hacia el borde de algunos granos (Fig.5.7.b).

(3) **Cromita zonada**, presenta núcleos rodeados por un borde muy reflectante de cromita homogénea no porosa (Fig.5.7.c) que, en las muestras de cromitita bandeada, suele estar recubierto de forma irregular por un borde exterior mucho más reflectante y estrecho de magnetita (Fig.5.7.d).

Los granos de cromita con textura parcialmente alterada se conservan en los cuerpos de cromitita masivos y semimasivos (70-80% de cromita), mientras que la cromita con textura porosa lo hace en las en las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita). Si bien, la cromita con textura zonada se preserva en las cromititas masivas y bandeadas (Tabla 5.1.; Fig.5.7.).

5.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores

Los nuevos datos composicionales obtenidos con microsonda electrónica en los granos de cromita de la serpentinita de Tehuitzingo (Tabla 5.1.; Apéndice 3) son consistentes con los realizados por Proenza et al. (2004a), mostrando que los núcleos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) son ricos en Al, con valores del #Cr [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ relación atómica] = 0.53-0.57, del #Mg [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ relación atómica] = 0.69-0.78 y de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ = 0.12-0.28 (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.). Estos núcleos están rodeados por bordes de cromita porosa con un menor contenido en Al_2O_3 (#Cr = 0.58-0.77) y MgO (#Mg = 0.60-0.73) y con valores más elevados de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.15-0.52) (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.). Los granos de cromita porosa en las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita) están empobrecidos en Al_2O_3 (#Cr = 0.72-0.94) y MgO (#Mg = 0.25-0.42) y tienen valores más restringidos de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.13-0.33) que los bordes de cromita parcialmente alterada (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.).

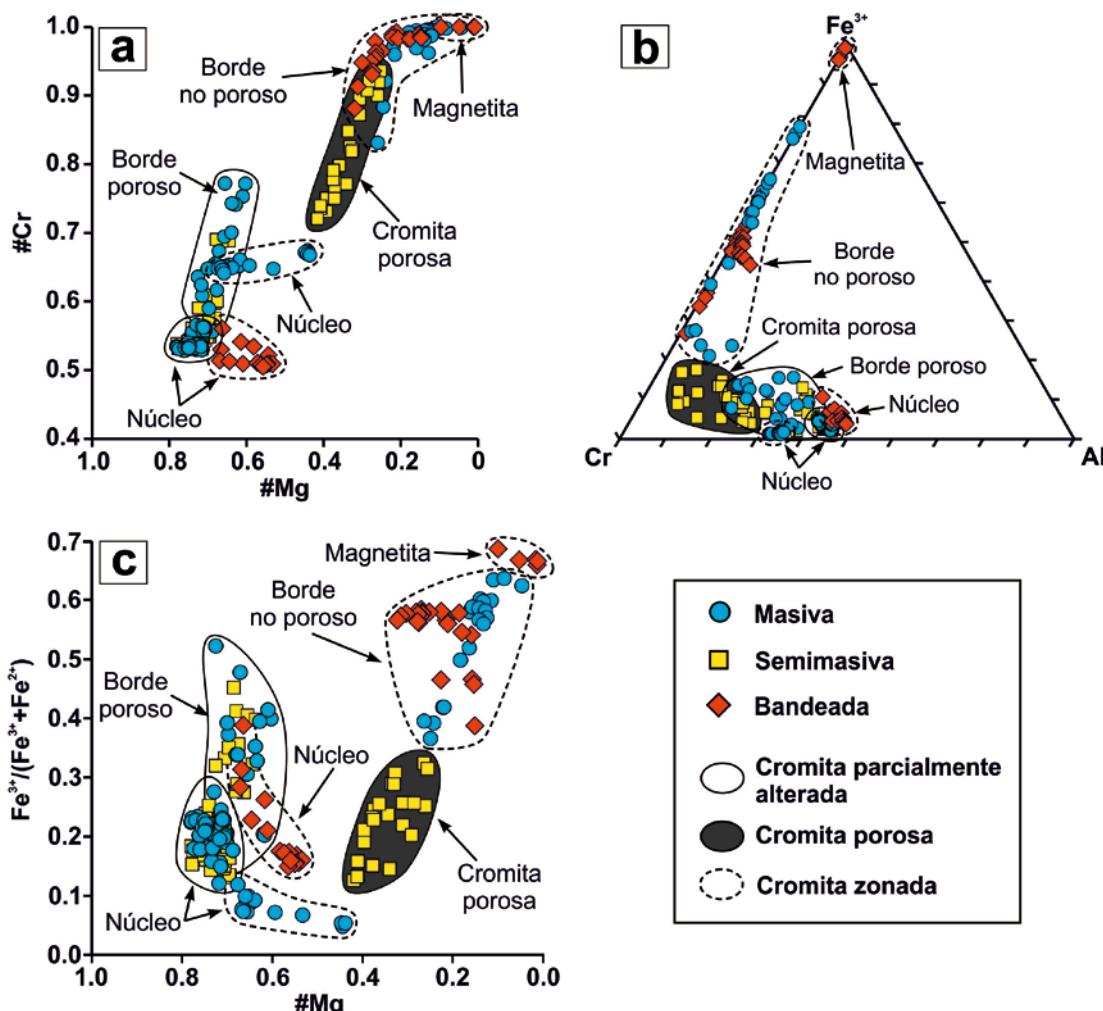


Figura 5.8. Variaciones compositionales de la cromita procedente de los cuerpos de cromitita estudiados en la serpentinita de Tehuitzingo en términos del (a) $\#Mg$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ relación atómica] frente al $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$ relación atómica], de (b) Al^{3+} , Cr^{3+} y Fe^{3+} y del (c) $\#Mg$ frente a la relación $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$. La leyenda está incluida en la figura.

Los núcleos de la cromita zonada en las cromititas masivas y bandeadas son ricos en Al, con mayor $\#Cr$ (0.50-0.67) y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ (0.05-0.39) pero menor $\#Mg$ (0.44-0.67) que los núcleos de la cromita parcialmente alterada (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.). Estos núcleos están rodeados por bordes de cromita no porosa con menor contenido en Al_2O_3 ($\#Cr = 0.83-1.00$) y MgO ($\#Mg = 0.04-0.32$) y mayor en $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.37-0.64$ que los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.). Los bordes de magnetita que rodean a la cromita no porosa en las cromititas bandeadas presentan los valores más elevados del $\#Cr$ (0.99-1.00) y de la relación $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ (0.66-0.69) y menores del $\#Mg$ (0.01-0.10) (Tabla 5.1.; Fig. 5.8.).

5.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza

Para facilitar la comparación de los elementos menores y traza en la cromita se usan diagramas tipo *spider* (Fig.5.9.). Al igual que en el Capítulo 4, la composición de cromita analizada se normalizó usando la composición de la cromita procedente de un basalto de la dorsal oceánica del Pacífico Oriental (MORB) (Pagé y Barnes, 2009), ya que muestran una distribución homogénea y uniforme en el contenido de los elementos menores y traza (Apéndice 4).

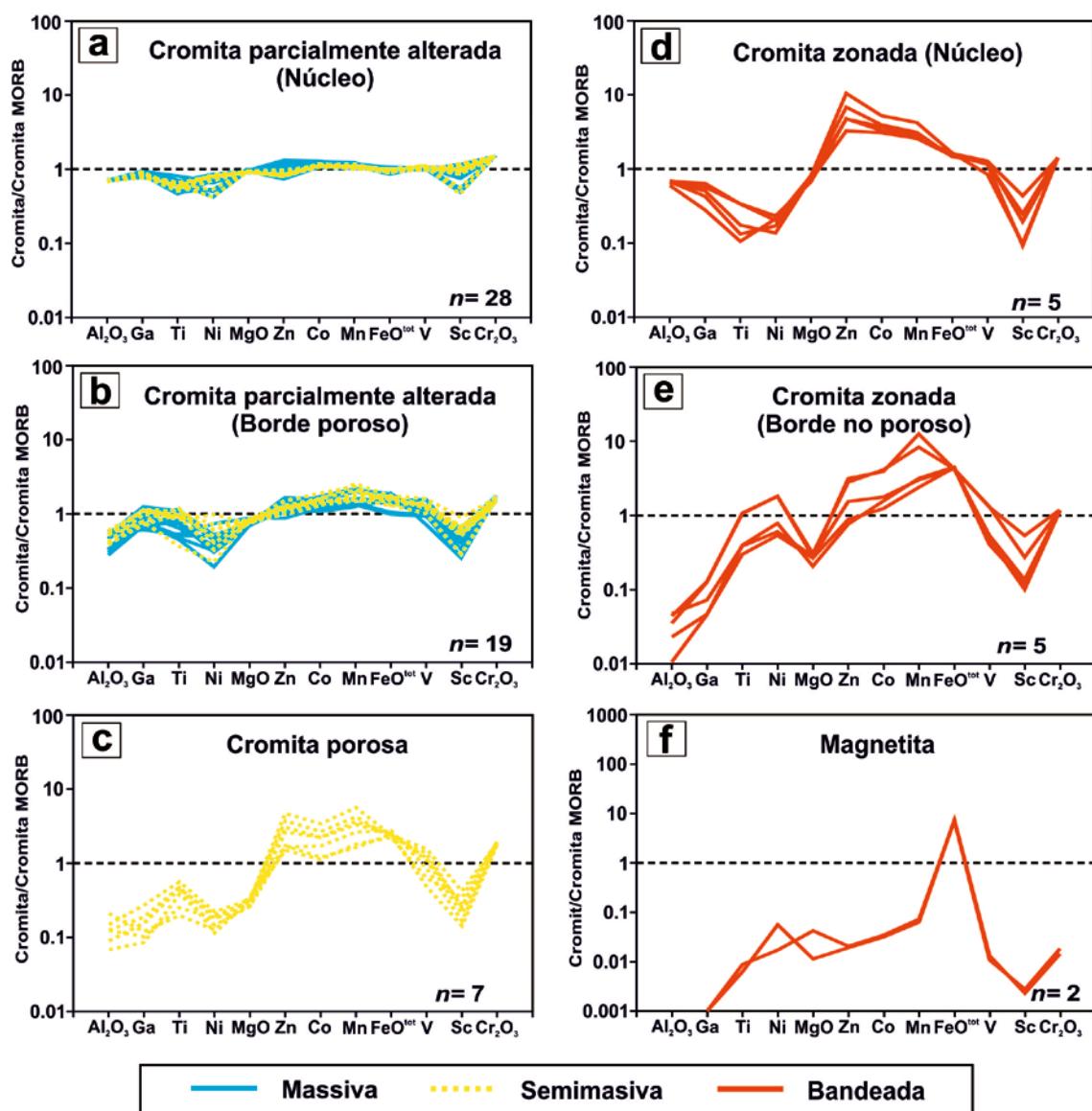


Figura 5.9. Diagramas *spider* donde muestra la composición (elementos mayores, menores y traza) de las diferentes texturas de alteración en la cromita de los cuerpos de cromitita estudiados en la serpentinita de Tehuitzingo, según el orden establecido por Pagé y Barnes (2009). Las composiciones analizadas se normalizaron a la composición de cromita del MORB (Pagé y Barnes, 2009).

Los núcleos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) presentan patrones relativamente planos, con suaves anomalías negativas en Ti, Ni y Sc respecto a la cromita del MORB (Fig.5.9.a). Los bordes porosos que rodean a éstos núcleos están ligeramente enriquecidos en Zn, Co, Mn, Fe_{tot}, pero empobrecidos en Ni y Sc (Fig.5.9.b). Sin embargo, los granos de cromita porosa preservados en las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita) tienen menor Al₂O₃ y MgO, están mucho más empobrecidos en Ga, Ti, Ni, V y Sc pero más enriquecidos en Zn, Co, Mn y Fe_{tot} que los núcleos y bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Fig.5.9.c). Además, estos granos de cromita porosa muestran la anomalía ZCM que, como se define en el Capítulo 4, es una anomalía positiva en el segmento de Zn-Co-Mn con forma de M (Fig.5.9.c).

Los núcleos de cromita zonada en las cromititas bandeadas se caracterizan por tener fuertes anomalías negativas en Ti, Ni y Sc y menor en Ga, mientras que presentan una fuerte anomalía en Zn y menor en Co y Mn respecto a la cromita del MORB (Fig.5.9.d). Este patrón es completamente diferente al de los bordes no porosos que rodean a éstos núcleos, ya que tienen menor Al₂O₃, Ga, Zn y V y mayor Ti, Ni, Mn y Fe_{tot} que los núcleos de la cromita zonada (Fig.5.9.e). Esto hace dibujar una fuerte pendiente en el segmento Al-Ga-Ti-Ni y otra pendiente positiva en el segmento Zn-Co-Mn (Fig.5.9.d). Por último, los bordes de magnetita que rodean a la cromita no porosa en las cromititas bandeadas muestran patrones totalmente diferentes a los anteriores, con anomalías fuertemente negativas en todos los elementos (Ti, Ni, MgO, Zn, Co, Mn, V, Ga y Sc) excepto en el Fe_{tot}, que es positiva respecto a la cromita del MORB (Fig.5.9.e).

5.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores

La composición de la clorita analizada en las cromititas de Tehuitzingo varía en función del tipo de alteración de la cromita. La fórmula promedio de la clorita en las muestras de cromita parcialmente alterada y porosa es $(\text{Mg}_{4.61}\text{Al}_{1.02}\text{Cr}_{0.20}\text{Fe}_{0.14})_{\Sigma=5.97}(\text{Si}_{2.82}\text{Al}_{1.18})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ y en las de cromita zonada es $(\text{Mg}_{4.94}\text{Al}_{0.66}\text{Cr}_{0.19}\text{Fe}_{0.19})_{\Sigma=5.98}(\text{Si}_{3.19}\text{Al}_{0.81})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Esto indica un incremento del MgO, FeO y SiO₂ y una disminución del Al₂O₃ total (tetraédrico y octaédrico) desde los cristales de clorita en la cromita parcialmente alterada y porosa hasta aquellos en la cromita zonada (Tabla 5.2.). Debe resaltarse que todos los cristales de clorita analizados tienen cantidades significativas de Cr₂O₃ (hasta 5.08% en peso).

Tabla 5.2. Análisis representativos de la clorita en las muestras de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo.

Cromita parcialmente alterada y porosas										
	1 Chl	2 Chl	3 Chl	4 Chl	5 Chl	6 Chl	7 Chl	8 Chl	9 Chl	10 Chl
SiO ₂	28.95	30.58	31.38	30.30	31.38	30.79	29.07	29.62	30.24	30.06
Al ₂ O ₃	22.52	19.40	17.30	21.27	17.80	19.61	18.22	22.50	20.76	20.75
Cr ₂ O ₃	2.49	1.84	3.29	1.96	2.67	2.60	3.75	1.81	2.78	2.59
FeO	2.11	2.23	2.20	1.16	2.27	1.73	1.66	1.34	1.80	1.89
MgO	32.58	33.07	33.23	33.75	33.69	33.83	33.22	32.85	33.05	32.85
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	88.66	87.12	87.42	88.45	87.81	88.59	85.92	88.12	88.65	88.14
Átomos por formula unidad										
Si	2.68	2.88	2.95	2.79	2.94	2.85	2.79	2.74	2.80	2.80
Al ^{IV}	1.32	1.12	1.05	1.21	1.06	1.15	1.21	1.26	1.20	1.20
Al ^{VI}	1.14	1.03	0.87	1.11	0.90	0.99	0.86	1.19	1.06	1.07
Fe ²⁺	0.16	0.18	0.17	0.09	0.18	0.13	0.13	0.10	0.14	0.15
Mg	4.50	4.64	4.66	4.64	4.70	4.67	4.76	4.53	4.56	4.56
Cr	0.18	0.14	0.24	0.14	0.20	0.19	0.28	0.13	0.20	0.19
Cromita zonada										
	11 Chl	12 Chl	13 Chl	14 Chl	15 Chl	16 Chl	17 Chl	18 Chl	19 Chl	20 Chl
SiO ₂	35.17	35.71	34.90	32.59	34.79	35.15	34.03	33.69	32.54	32.98
Al ₂ O ₃	12.36	10.48	14.04	17.94	13.18	11.58	13.20	15.02	13.45	12.27
Cr ₂ O ₃	4.36	2.49	1.06	0.62	1.69	2.89	3.09	2.37	3.13	3.85
FeO	2.42	2.60	1.84	2.03	2.07	2.73	2.59	1.48	3.40	3.46
MgO	36.46	36.73	36.28	34.75	36.19	36.39	35.64	34.53	33.40	34.24
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.02	0.02
Total	90.77	88.01	88.14	87.93	87.92	88.75	88.55	87.15	85.96	86.82
Atomos por formula unidad										
Si	3.20	3.34	3.22	3.02	3.23	3.26	3.17	3.15	3.14	3.16
Al ^{IV}	0.80	0.66	0.78	0.98	0.77	0.74	0.83	0.85	0.86	0.84
Al ^{VI}	0.53	0.49	0.75	0.98	0.68	0.53	0.62	0.81	0.66	0.54
Fe ²⁺	0.18	0.20	0.14	0.16	0.16	0.21	0.20	0.12	0.27	0.28
Mg	4.95	5.11	4.99	4.80	5.01	5.04	4.95	4.82	4.80	4.89
Cr	0.31	0.18	0.08	0.05	0.12	0.21	0.23	0.18	0.24	0.29

Los cristales de antigorita analizados en las cromititas de Tehuitzingo tienen una composición promedio muy homogénea: $(\text{Mg}_{2.69}\text{Fe}_{0.07}\text{Al}_{0.06}\text{Cr}_{0.02})_{\Sigma=2.83}\text{Si}_{1.96}\text{O}_5(\text{OH})_4$ (Tabla 5.3.).

Tabla 5.3. Análisis representativos de la antigorita en muestras de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo.

	1 Atg	2 Atg	3 Atg	4 Atg	5 Atg	6 Atg	7 Atg	8 Atg	9 Atg
SiO ₂	43.67	43.56	42.41	43.16	44.16	43.54	44.54	42.53	42.90
Al ₂ O ₃	1.87	1.26	0.13	1.74	0.68	1.12	0.32	1.58	1.88
Cr ₂ O ₃	1.38	0.48	0.61	0.35	0.36	0.44	0.53	0.31	0.34
FeO	2.30	2.05	1.14	1.74	1.89	1.97	2.19	2.31	2.36
MgO	40.26	39.37	39.73	39.09	40.23	39.26	40.48	41.09	39.95
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00
Total	89.50	86.72	84.01	86.07	87.36	86.37	88.05	87.83	87.43
<i>Átomos por formula unidad</i>									
Si	1.92	1.97	1.98	1.96	1.98	1.98	1.99	1.91	1.93
Al	0.10	0.07	0.01	0.09	0.04	0.06	0.02	0.08	0.10
Fe ²⁺	0.08	0.07	0.04	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08
Mg	2.64	2.65	2.76	2.65	2.69	2.66	2.69	2.75	2.68
Cr	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01

5.3. DISCUSIÓN

Proenza et al. (2004a) sugirieron que las variaciones composicionales en elementos mayores observadas en la cromita de los cuerpos de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo eran consecuencia de una mayor infiltración de fluidos durante la evolución retrógrada a baja presión y temperatura. Sin embargo, estos autores no concretaron cual o cuales fueron los procesos que dieron lugar a la alteración de dicha cromita.

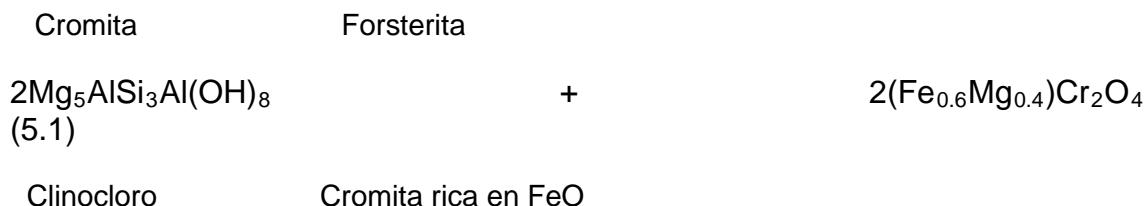
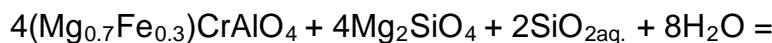
Algunas de las texturas de alteración preservadas en la cromita de la serpentinita de Tehuitzingo son similares a las descritas en los macizos ultramáficos de los Rhodopes (ver Capítulo 4). Esto sugiere que la alteración de la cromita pudo tener lugar en dos etapas producidas por la infiltración de fluidos (reductores y oxidantes) durante la evolución retrógrada de la serpentinita de Tehuitzingo.

El estudio de los elementos mayores, menores y traza en las diferentes texturas de alteración de la cromita, unido al desarrollo de modelos termodinámicos, va a permitir definir cual o cuales fueron los procesos de alteración que causaron las variaciones texturales y composicionales observadas en la cromita en los cuerpos de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo.

5.3.1. Distribución de los elementos mayores durante la primera etapa de alteración

Como se indicó en el Capítulo 4, durante la primera etapa de alteración la cromita magmática reacciona con el olivino de la matriz en presencia de fluidos

reductores y ricos en SiO_2 para producir clorita (i.e., clinocloro) y una cromita porosa residualmente enriquecida en Cr_2O_3 y FeO (i.e., cromita rica en FeO) (Fig.5.8 y Fig.5.10; Tabla 5.1.) debido a la incorporación del Al_2O_3 y MgO en la clorita. La reacción que permite describir dicho proceso es la siguiente:



La naturaleza reductora de estos fluidos reductores se atribuye a la hidratación del olivino de la dunita encajante y la subsecuente liberación del H_2 que, por su reacción con el O_2 para formar agua, contribuye a disminuir la fO_2 (ej., Bach et al., 2006).

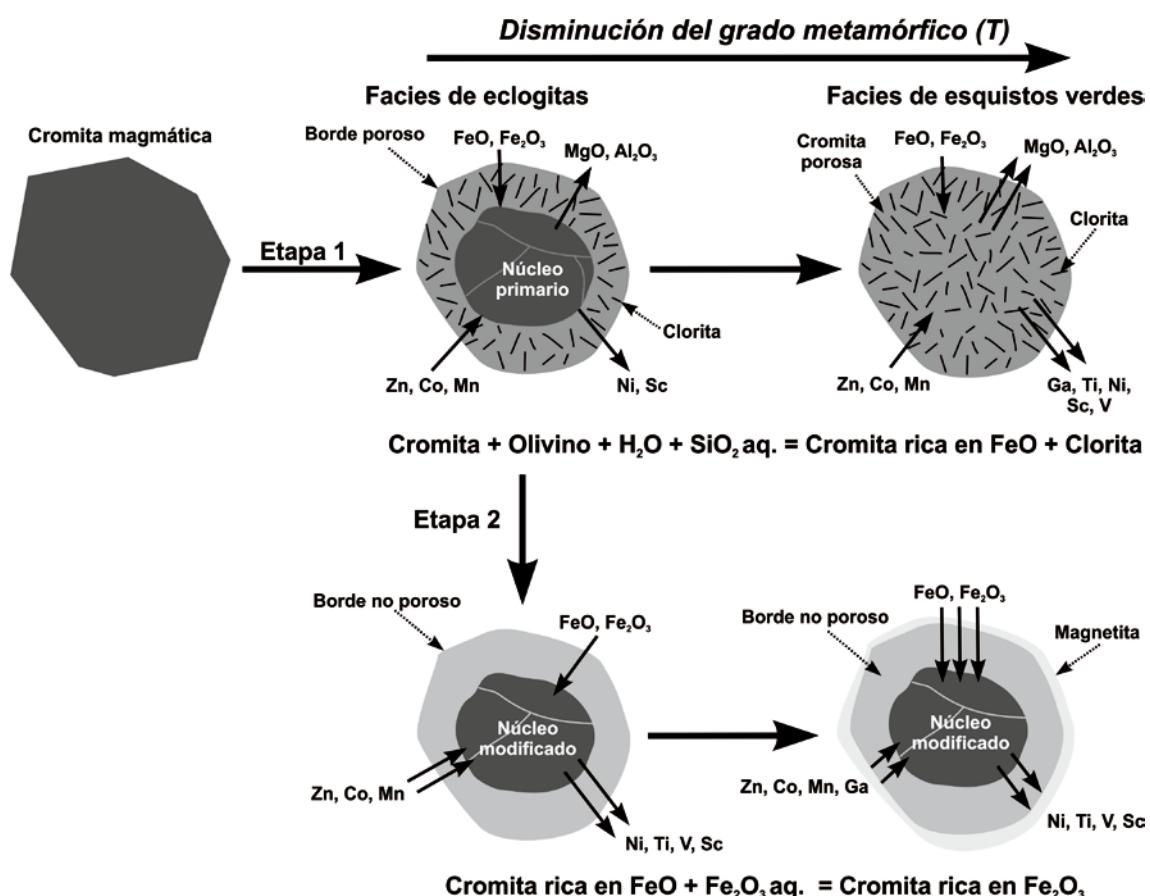


Figura 5.10. Ilustración esquemática de los cambios texturales y químicos (elementos mayores, menores y traza) en la cromita durante las dos etapas de alteración y el

metamorfismo retrógrado. La extensión de la alteración se indica en la figura con el número de flechas.

La reacción (5.1) es similar a la propuesta por Gerville et al. (2012) para la formación de cromita porosa en las cromititas de Golyamo Kamenyane (Rhodopes Orientales, Bulgaria), ya que los núcleos ricos en Al de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) de Tehuitzingo muestran valores del #Cr y #Mg homogéneos (#Cr = 0.53-0.57 y #Mg = 0.69-0.78) (Fig.5.8; Tabla 5.1.), similares a aquellos de la cromita parcialmente alterada de Golyamo Kamenyane (#Cr = 0.52-0.60, #Mg = 0.59-0.71) (ver Fig.4.8.a-b del Capítulo 4).

Esta primera etapa de alteración queda registrada en la cromita parcialmente alterada de los cuerpos de cromitita masiva y semimasiva, donde se observa una disminución en el #Mg y un aumento del #Cr y de la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ desde el núcleo rico en Al (#Mg = 0.69-0.78, #Cr = 0.53-0.57 y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.12-0.28$) al borde poroso (#Mg = 0.60-0.73, #Cr = 0.58-0.77 y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.15-0.52$) (Tabla 5.1.; Fig. 5.8). Estas evidencias también se observan en la cromita porosa de la cromitita semimasiva con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita), donde el empobrecimiento en Al_2O_3 y MgO es más acusado (#Mg = 0.25-0.42 y #Cr = 0.72-0.94) y la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ (0.13-0.33) es más restringida que en los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (#Mg = 0.60-0.73, #Cr = 0.58-0.77 y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.15-0.52$) (Fig.5.8. y Fig.5.10.; Tabla 5.1.). En ambos casos, las sustituciones conlleven una pérdida de volumen sin variaciones en la morfología del grano de cromita (Gerville et al., 2012), dando como resultado la formación de poros (i.e., *cromita porosa*) ocasionalmente llenos de la clorita producida durante la reacción 5.1. (Tabla 5.2; Fig.5.7.a-b y Fig.5.10.).

Las diferencias en el empobrecimiento del Al_2O_3 y MgO asociadas con el grado de reemplazamiento de los granos de cromita primaria a cromita porosa (i.e., desarrollo de texturas parcialmente alteradas o de cromita porosa) evidencian una eficacia diferencial de los fluidos a la hora de infiltrarse en los granos de cromita. Como se indica en el Capítulo 4, esta eficacia depende de: i) la capacidad de los fluidos para penetrar en la cromita (i.e., menor relación cromita/silicato y mayor fracturación); ii) la disponibilidad de fluidos para generar mayores relaciones de interacción fluido/cromita. En la serpentinita de Tehuitzingo el reemplazamiento completo de la cromita primaria por cromita porosa se da en los cuerpos de cromitita semimasiva con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita). Así que, tal y como sugirieron Proenza et al. (2004a) y González-Jiménez et al. (2009), los fluidos que intervinieron durante la primera etapa de alteración fueron más eficaces en los cuerpos de cromitita con menor relación cromita/silicato, es decir, en cromititas diseminadas.

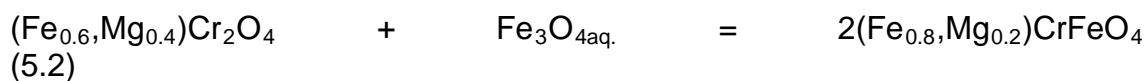
5.3.2. Distribución de los elementos menores y traza durante la primera etapa de alteración

Los núcleos ricos en Al de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) de Tehuitzingo muestran patrones de distribución de los elementos menores y traza muy similares a los patrones “planos” de la cromita no metamorfizada y rica en Al de Mercedita (Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa, Cuba; Proenza et al., 1999) (ver Capítulo 4 Fig.4.13a). Esto sugiere que los núcleos de la cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas de Tehuitzingo no fueron modificados por los fluidos durante la primera etapa de alteración.

Estos núcleos de cromita parcialmente alterada muestran patrones de distribución de los elementos menores y traza ligeramente diferentes a los bordes de cromita porosa que los rodean (Fig.5.9.a-b). Estas diferencias están marcadas por un empobrecimiento en Ni y Sc y un ligero enriquecimiento en Zn, Co y Mn en los bordes porosos respecto a los núcleos (Fig.5.9.a-b y Fig.5.10). Esto sugiere que la formación de cromita porosa rica en FeO y pobre en Al₂O₃ y MgO provoca la sustracción del Sc³⁺ y Ni²⁺ (junto con el Al³⁺) de las posiciones octaédricas y la incorporación del Zn²⁺, Co²⁺ y Mn²⁺ en las posiciones tetraédricas disponibles por la pérdida de Mg²⁺ (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.). Este efecto, combinado con la mayor infiltración de fluidos en las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita), produce granos de cromita porosa con menor Al₂O₃ y MgO y por tanto, una mayor sustracción del Ni²⁺ y Sc³⁺, junto con el Ga³⁺, Ti⁴⁺ y V³⁺ de las posiciones octaédricas, y una mayor incorporación del Zn²⁺, Co²⁺ y Mn²⁺ en la cromita porosa (Fig.5.9.c y Fig.5.10).

5.3.3. Distribución de los elementos mayores durante la segunda etapa de alteración

Durante la segunda etapa de alteración los fluidos inicialmente reductores evolucionan hacia condiciones progresivamente más oxidantes (i.e., incremento de la fO_2 ; Alt y Shanks, 1998; Allen y Seyfried, 2003, Bach et al., 2004, Alt et al., 2007) debido al consumo del olivino en la dunita encajante. Estos fluidos probablemente se infiltraron a través de los poros de la cromita porosa rica en Cr₂O₃ y FeO, disolviendo la clorita y depositando magnetita. Este proceso, probablemente asociado a cierto grado de deformación, promovió la difusión del FeO y Fe₂O₃ en la cromita y la eliminación de las texturas porosas produciendo una cromita no porosa enriquecida significativamente en Fe₂O₃ (i.e. ferrian cromita) (Gervilla et al., 2012; Satsukawa et al., 2014) (Fig.5.8. y Fig.5.10.), según la reacción:



Cromita rica en FeO Magnetita Ferrian cromita

Los granos de cromita zonada muestran un aumento del $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ y el #Cr y una disminución del #Mg desde el núcleo hasta el borde no poroso (ej., $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.05-0.39$, #Cr = 0.50-67, #Mg = 0.44-0.67 en el núcleo, y $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}) = 0.37-0.64$, #Cr = 0.83-1.00, #Mg = 0.04-0.26 en el borde no poroso) (Fig.5.8. y Fig.5.10.; Tabla 5.1.). Estas variaciones composicionales sugieren que los fluidos oxidantes, ricos en FeO y Fe_2O_3 , cuando interaccionan con una cromita parcialmente alterada se difunden con mayor facilidad en los bordes porosos que en los núcleos (no porosos), debido a que la superficie de reacción cromita-fluido es mayor debido a la porosidad (Fig.5.7.c-d; Fig.5.10.). En las muestras de cromitita bandeada la cromita zonada tiene un borde exterior de magnetita (Tabla 5.1.; Fig.5.7.d y Fig.5.8.), lo cual sugiere que el aporte de FeO y Fe_2O_3 excedió el volumen de poros preexistentes, precipitando magnetita alrededor de los bordes no porosos (Fig.5.7.d; Fig.5.10.). Durante esta segunda etapa la clorita puede reemplazada por antigorita.

De forma análoga a la primera etapa de alteración, el desarrollo de bordes no porosos y/o magnetita va a depender de la eficacia de los fluidos (i.e., permeabilidad de los cuerpos de cromitita y disponibilidad de los fluidos). Estas condiciones son más favorables en: i) los cuerpos de cromitita con una relación cromita/silicato baja, como en los cuerpos de cromitita con textura bandeadas (30-40% de cromita; Tabla 5.1.); o ii) los cuerpos de cromitita muy fracturados, asociados a zonas de cizalla y/o fallas que cortan estos cuerpos, donde la nucleación y/o recristalización dinámica favorece la formación de la ferrian cromita (Satsukawa et al., 2014). Esta situación podría darse en la cromita zonada preservada en el cuerpo de cromitita masiva. Sin embargo, la intensa labor minera desarrollada en este cuerpo de cromitita no permite asegurar que la mayor circulación de los fluidos oxidantes ricos en Fe_2O_3 esté relacionada con la presencia de una densa red de fracturas.

5.3.4. Distribución de los elementos menores y traza durante la segunda etapa de alteración

Los núcleos de la cromita zonada tienen patrones de distribución de elementos menores y traza muy diferentes a sus respectivos bordes no porosos (Fig.5.9.d-e). En general, estos núcleos están más empobrecidos en Ti, Ni y en menor medida, Mn y enriquecidos en Ga, Co y Zn que los bordes de cromita no porosa rica en Fe_2O_3 (Fig.5.9.d-e y Fig.5.10.).

En los cuerpos de cromitita de la serpentinita de Tehuitzingo los patrones de distribución de elementos menores y traza en los núcleos de cromita zonada son muy distintos a aquellos en la cromita parcialmente alterada (i.e., composición prística), evidenciando que su composición está influenciada por el tipo de fluido que genera el borde que les rodea (i.e., fluido reductor rico en FeO vs. fluido oxidante rico en Fe_2O_3). Como se indica en el Capítulo 4, la

formación de ferrian cromita (con estructura de espinela inversa) implica el reordenamiento del FeO y Fe₂O₃ en las posiciones octaédricas y tetraédricas (ver Capítulo 1 Tabla 1.1. y Figura 1 en Sack y Giorso, 1991). Este cambio en la estructura promueve la incorporación de Ti⁴⁺, Ni²⁺, Mn²⁺ junto con el Fe²⁺ en las posiciones octaédricas, pero limita la incorporación del Zn²⁺ y Co²⁺ (en posiciones tetraédricas) y del Ga³⁺ y V³⁺ (en posiciones octaédricas) en los bordes de cromita no porosa (Fig.5.9.d-e y Fig.5.10.).

Los bordes de magnetita muestran patrones de distribución de elementos menores y traza totalmente diferentes a los bordes no porosos en la cromita zonada, ya que la magnetita está muy empobrecida en todos los elementos menores y traza (Ti, Ni, MgO, Zn, Co, Mn, V, Ga y Sc). Este hecho unido a que los núcleos y bordes no porosos en la cromita zonada de la serpentinita Tehuitzingo muestran patrones muy similares a aquellos en las cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa y Avren (Rhodopes Orientales, Bulgaria) (Capítulo 4; Fig.4.10.e, l y n) indica que: i) los bordes no porosos precipitaron a partir de un fluido similar (i.e., P, T, μ O₂ y composición química); y ii) los bordes de magnetita no modificaron la distribución de elementos menores y traza en los núcleos y bordes de la cromita zonada. Esto se opone a la formación de ferrian cromita por la reacción entre la cromita primaria y los bordes de magnetita, tal como sugirieron Evans y Frost (1975), Bliss y MacLean (1975) y Barnes (2000).

5.3.5. Condiciones P-T en las que se produce la alteración metamórfica de la cromita

En el Capítulo 4 se desarrolló un modelo termodinámico capaz de predecir las variaciones composicionales en la cromita (i.e., el #Cr y el #Mg) y las condiciones físico-químicas de los fluidos (i.e., P, T y μ SiO₂) implicados en la primera etapa de alteración de las cromititas ricas en Al de Golyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa, en los Rhodopes Orientales (Bulgaria). Siguiendo el esquema de razonamiento descrito en el capítulo anterior, se realizó un modelo termodinámico para explicar la alteración de la cromita rica en Al de los diferentes cuerpos de cromitita de Tehuitzingo.

Los diagramas de fase isoquímicos (i.e., pseudosecciones) empleados para explicar la primera etapa de alteración de las cromititas de Tehuitzingo se calcularon para una composición correspondiente a una mezcla 9:1 (i.e., cromitita masiva) y 1:1 (i.e., cromitita semimasiva) de cromita y olivino, y unas condiciones de presión y temperatura de 1-40 kbar y 200-900°C. La cromita empleada en los cálculos [(Mg_{0.73}Fe_{0.27})Cr_{0.55}Al_{0.45}O₄] es la composición media de los núcleos ricos en Al de la cromita parcialmente alterada de Tehuitzingo (Fig.5.8.a). El olivino utilizado (Fo₉₄) representa la composición en equilibrio con esta cromita a 1200°C (Fig.5.11.).

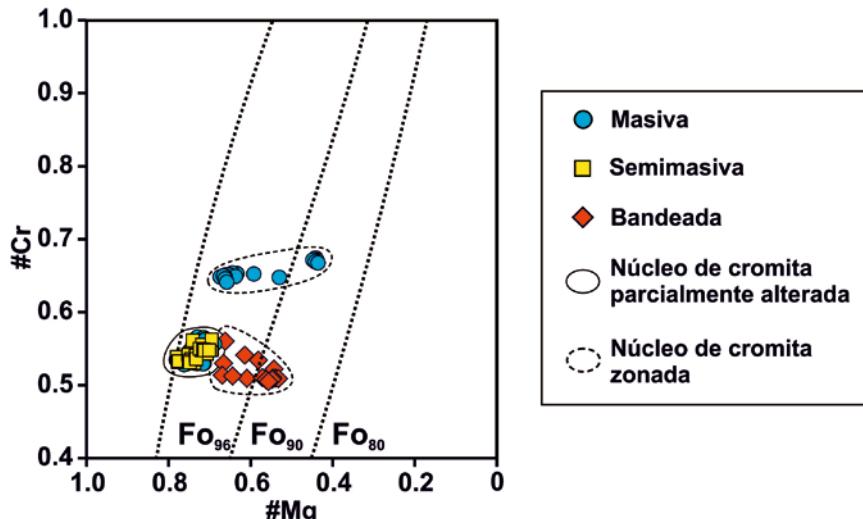


Figura 5.11. Composición de los núcleos de la cromita en la serpentinita de Tehuitzingo en términos del #Mg [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ relación atómica] frente al #Cr [$Cr/(Cr+Al)$ relación atómica]. Las líneas discontinuas indican la composición del olivino en equilibrio para una temperatura nominal de 1200°C (Dick y Bullen, 1984).

En las pseudosecciones calculadas el campo trivariante (línea gruesa y campo gris claro de la Fig.5.12.a y b, respectivamente) para la asociación estable clorita+olivino+cromita+brucita es equivalente a la ecuación (5.1), siendo su extensión considerablemente menor en las cromititas masivas (Fig.5.12.a) que en las semimasivas (Fig.5.12.b). Esto predice que cuanto menor es la relación cromita/silicato mayor es la extensión del campo trivariante Chl+Ol+Chr+Brc equivalente a la ecuación (5.1) y por tanto, mayor es la alteración de la cromita (Proenza et al., 2004a; González-Jiménez et al., 2009) y menor la temperatura a la que clorita es estable con cromita y olivino. Por otro lado, el campo trivariante (campo gris claro de la Fig.5.12.a) para la asociación estable clorita+cromita+brucita+diáspora es más extenso en las cromititas masivas, siendo el equivalente en el sistema CrMFASH a la reacción $Sp=Dsp+Brc$ del sistema MASH (ver Capítulo 4 Fig.4.19.). Esto puede explicarse como resultado de un exceso de Al en el sistema, reflejado por la formación de abundante clorita en la matriz de las cromititas masivas.

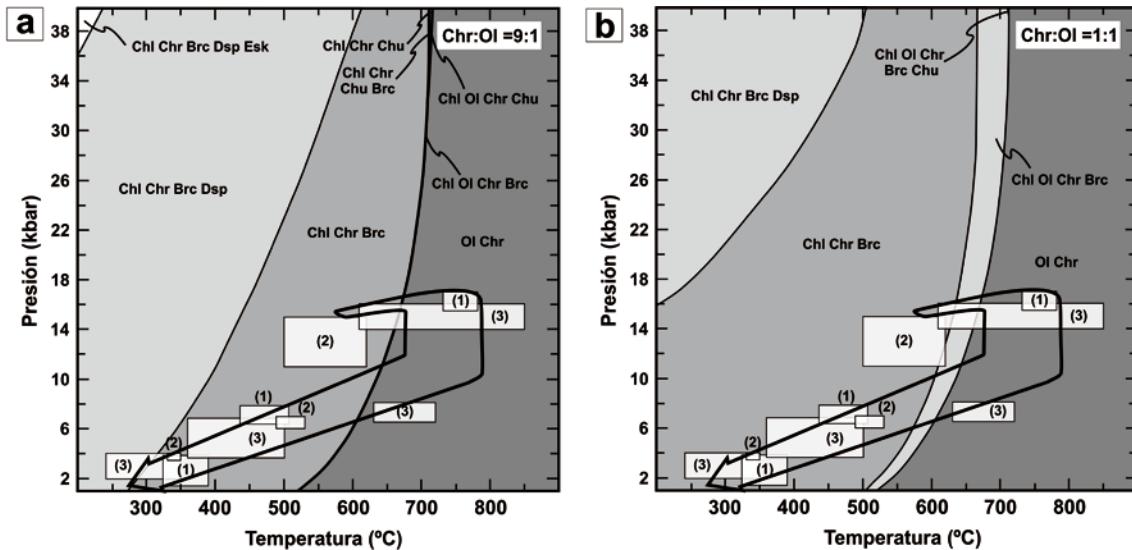


Figura 5.12. Pseudosecciones calculadas para una cromitita rica en Al en el sistema CrMFASH (saturado en agua), correspondiente a una mezcla 9:1 (cromitita masiva) (**a**) y 1:1 (cromitita semimasiva) (**b**) de cromita y olivino. Los recuadros blancos indican las condiciones P-T calculadas para la Formación Xayacatlán por: (1) Galaz et al. (2013a); (2) Meza-Figueroa et al. (2003); (3) Middleton et al. (2007). La flecha muestra la trayectoria P-T de exhumación propuesta por Galaz et al. (2013a). Las abreviaturas de los minerales están puestas según Whitney y Evans (2010), donde Brc es brucita, Chl es clorita, Chr es cromita, Chu es clinohumita, Brc es brucita, Dsp es diáspora y Ol es olivino.

Las relaciones de fase calculadas en la Figura 5.12 para cromititas ricas en Al de Tehuitzingo predicen que en las cromititas masivas el mayor aumento en el #Cr y la mayor disminución del #Mg tiene lugar entre 550°C y 250°C, para el rango de presión establecido por Galaz et al. (2013a) en la serpentinita de Tehuitzingo (1-18 kbar; Fig.5.13.a-b), probablemente en facies de esquistos verdes. Sin embargo, en las cromititas semimasivas las variaciones más acusadas en el #Cr y el #Mg ocurren entre 500°C y 700°C (Fig.5.13.c-d), en condiciones de facies de anfibolitas, alcanzando el máximo #Cr y mínimo #Mg en facies de esquistos verdes (Fig.5.13.c-d). En las muestras estudiadas de Tehuitzingo, la cromita parcialmente alterada de las cromititas semimasivas (70-80% de cromita) muestran, de núcleo a borde poroso, la misma variación en el #Cr y el #Mg que en las cromititas masivas (Fig.5.8.a). Estas similitudes texturales y composicionales permiten considerar que la alteración de la cromita en las cromititas semimasivas (70-80% de cromita) pudo tener lugar en condiciones análogas a las que se predicen para las cromititas masivas (Fig.5.13.a-b). Este hecho, unido a que las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato (50-70% de cromita) están constituidas por granos de cromita porosa, con mayor #Cr y menor #Mg que los bordes porosos de la cromita parcialmente alterada (Fig.5.8.a; Fig.5.13.c-d), permite indicar que la reacción (5.1) fue más efectiva en condiciones de facies de esquistos verdes.

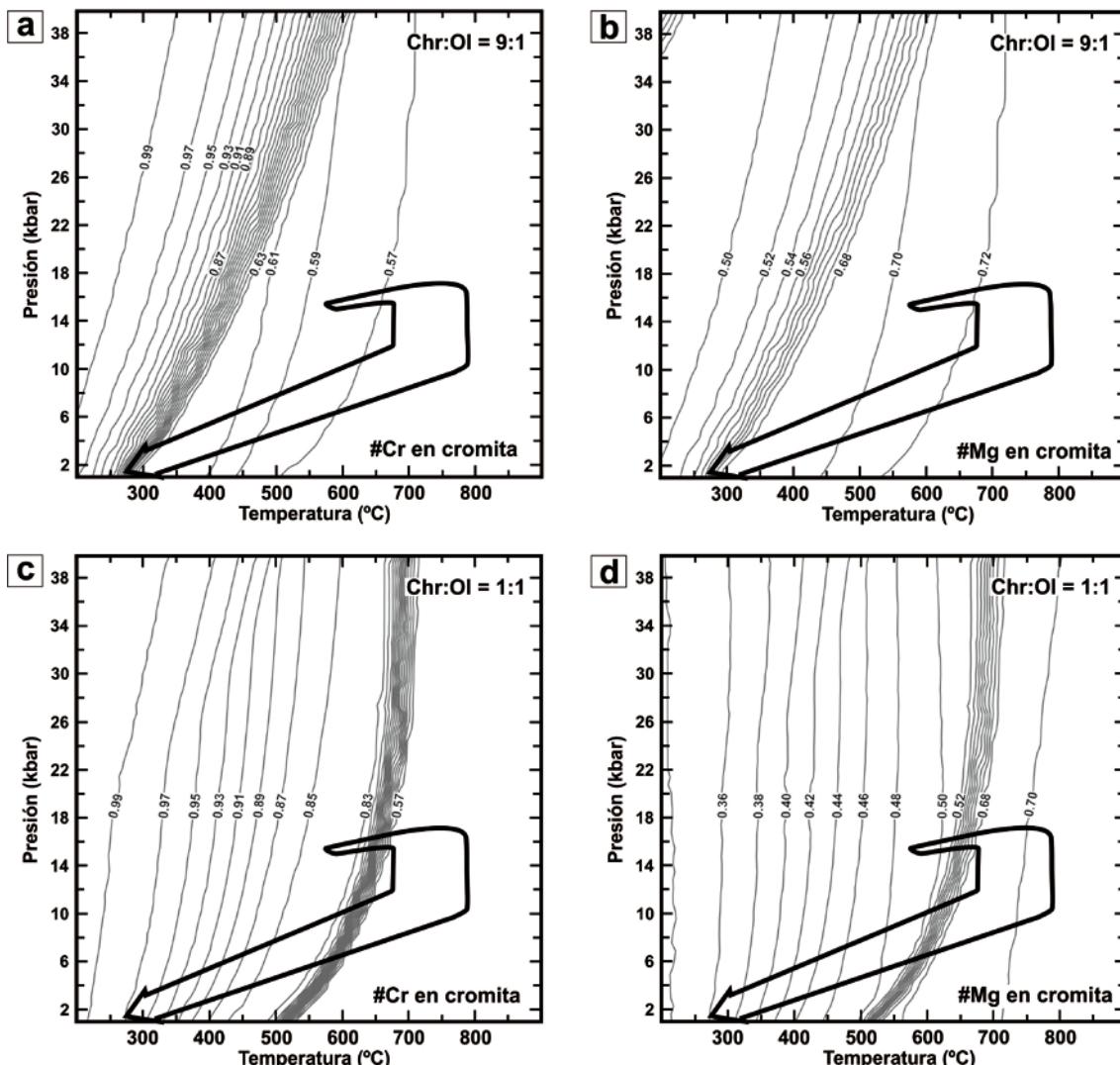


Figura 5.13. Isoplejas para el #Cr y el #Mg (proporciones molares) en la cromitita rica en Al calculada para una mezcla 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino. La flecha indica la trayectoria de exhumación propuesta por Galaz et al. (2013a) para la serpentinita de Tehuitzingo.

Para comprobar la idoneidad del modelo se calcularon las variaciones en el #Cr y el #Mg en la cromita, siguiendo la trayectoria metamórfica descrita por Galaz et al. (2013a) en la serpentinita de Tehuitzingo (desde 16.5 kbar y 740°C hasta 1.9 kbar y 295°C), para una composición de roca total análoga a las cromititas ricas en Al de Tehuitzingo y proporciones molares 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino (Fig.5.14.). Debido a que la trayectoria metamórfica establecida por estos autores abarca un amplio rango de presiones y temperaturas (Fig.5.12), los valores empleados para calcular la variación en el #Cr y el #Mg de la cromita corresponden a la media de presión y temperatura en diferentes puntos representativos de la trayectoria P-T. Por este motivo pueden existir discrepancias en el #Cr y el #Mg entre la cromita modelizada y la de las muestras estudiadas en Tehuitzingo.

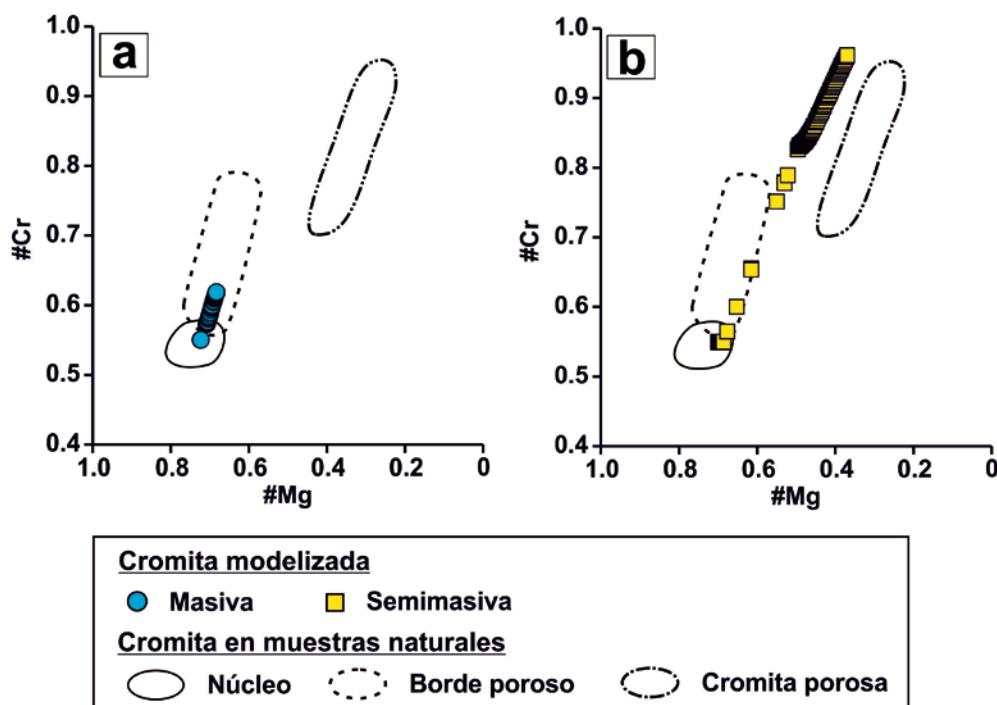


Figura 5.14. Composición de la cromita en términos de #Mg [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ atómico] y #Cr [$[Cr/(Cr+Al)]$ atómico] calculados a partir de las pseudosecciones para una cromitita rica en Al correspondientes a una mezcla 9:1 (cromitita masiva) y 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino, siguiendo la trayectoria de exhumación propuesta por Galaz et al. (2013a).

Los valores del #Cr y del #Mg calculados en la cromita están en excelente acuerdo con lo observado en las muestras naturales (Fig.5.14.), ya que reproducen la tendencia de enriquecimiento en Cr_2O_3 y FeO y empobrecimiento en Al_2O_3 y MgO asociados con la aparición de clorita y la formación de cromita porosa (ej., Merlini et al. 2009; Gerville et al. 2012). Concretamente, los valores del #Cr y el #Mg calculados para la cromita en las cromititas masivas son más restringidos que en las muestras de cromitita masiva y semimasiva (70-80% cromita) naturales (Fig.5.14.a), lo cual indica que estas cromititas probablemente se equilibraron a temperaturas inferiores a las indicadas por Galaz et al. (2013a). Por otro lado, el #Cr y el #Mg calculados para la cromita en las cromititas semimasivas reproducen muy bien las variaciones composicionales de la cromita porosa en las muestras de cromitita semimasiva con menor relación cromita/silicato (50-70% cromita) (Fig.5.14.b).

La trayectoria metamórfica descrita por Galaz et al. (2013a) para la serpentinita de Tehuitzingo y por tanto, para los cuerpos de cromitita incluidos en ella, es coherente con los valores de presión y temperatura que abarcan el campo trivariante Chl+Ol+Chr+Brc y el campo tetravariante Chl+Chr+Brc en las pseudosecciones calculadas para las cromititas masivas y semimasivas (Fig.5.12.). Así, el campo trivariante Chl+Ol+Chr+Brc indica las condiciones a las que comienza la reacción (5.1) de alteración desde cromita primaria a cromita porosa. Mientras que en el campo tetravariante Chl+Chr+Brc refleja el

final de la reacción (5.1), cuando se consume el olivino y se producen las mayores variaciones del #Cr y del #Mg en la cromita.

Es necesario destacar que las cromititas masivas y semimasivas (70-80% cromita) modelizadas están formadas por cromita parcialmente alterada (i.e., preserva el núcleo de cromita; Fig.5.7.a), indicando que no se reequilibraron completamente con los fluidos de alteración. Sin embargo, las cromititas semimasivas (50-70% cromita) modelizadas contienen cromita porosa (i.e., sin núcleo de cromita), sugiriendo que se reequilibraron completamente con los fluidos de alteración. Por tanto, las variaciones en el #Cr y en el #Mg en la cromita parcialmente alterada y porosa reflejan que la primera etapa de alteración debió tener lugar durante la exhumación de la serpentinita de Tehuitzingo (Formación Xayacatlán) en un rango de temperaturas entre 700 y 250°C (i.e., mayoritariamente en facies de esquistos verdes). Estos valores de temperatura establecidos para la primera etapa de alteración corroboran las hipótesis propuestas por Proenza et al. (2004a): i) la alteración de la cromita en las cromititas de Tehuitzingo es consecuencia de una mayor infiltración de fluidos durante la evolución retrógrada a baja P y T y no durante el metamorfismo progrado, en facies de eclogitas; y ii) la alteración de la cromita es más eficaz cuanto menor es la relación cromita/silicato del cuerpo de cromitita que las contiene.

A partir del modelo termodinámico de la Figura 5.12 se deduce que la primera etapa de alteración de la cromita (i.e., ecuación 5.1) tiene lugar en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes, si existe saturación en agua, siendo la asociación estable clorita+cromita+brucita (campo gris medio en la Fig.5.12.). No obstante, la brucita no se identifica en las cromititas alteradas de Tehuitzingo.

En el Capítulo 4 se explicó que la ausencia de brucita en las cromititas alteradas ricas en Al de Goyamo Kamenyane y ricas en Cr de Yakovitsa (Rhodopes Orientales), se debe a la intervención de un fluido rico en sílice (ej., Frost y Beard, 2007; Frost et al., 2013) derivado de la hidratación de minerales silicatados presentes en las rocas adyacentes. De acuerdo con esa premisa, es esperable que la modelización de la primera etapa de alteración de la cromita en un sistema abierto que combine la transferencia de masa en las relaciones de fase y el potencial químico de la sílice, permita entender los cambios químicos producidos durante esta etapa de alteración en las cromititas de Tehuitzingo.

Para este propósito, se calcularon pseudosecciones para una composición correspondiente a una mezcla 9:1 (i.e., cromitita masiva) y 1:1 (i.e., cromitita semimasiva) de cromita alterada (i.e., cromita porosa) y clorita, y unas condiciones de presión y temperatura de 1-40 kbar y 200-900°C. La cromita alterada empleada en los cálculos es la composición media de los bordes porosos de cromita parcialmente alterada en las cromititas masivas y semimasivas (70-80% de cromita) $[(\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.33})\text{Cr}_{0.69}\text{Al}_{0.31}\text{O}_4]$ y de la cromita porosa en las cromititas semimasivas (50-70% de cromita)

$[(\text{Mg}_{0.34}\text{Fe}_{0.66})\text{Cr}_{0.83}\text{Al}_{0.17}\text{O}_4]$ (Fig.5.8.a). La clorita incluida en los cálculos es clinocloro (i.e., miembro extremo rico en Mg), ya que el contenido en FeO de éste mineral en equilibrio con la cromita porosa es muy bajo (<2.27% en peso; Tabla 5.2.) (Fig.5.15.).

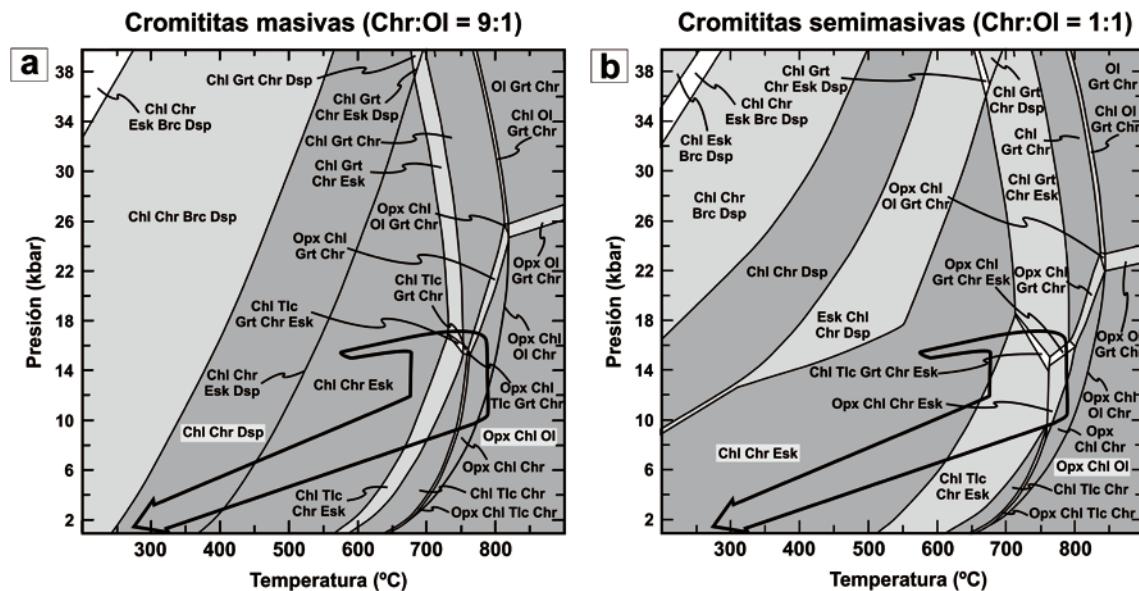


Figura 5.15. Pseudosecciones para una composición de cromitita alterada rica en Al correspondientes a una mezcla 9:1 (cromitita masiva) (a) y 1:1 (cromitita semimasiva) (b) de cromita alterada (i.e., cromita porosa) y clinocloro en el sistema CrMFASH, saturado en agua. La flecha indica la trayectoria de exhumación propuesta por Galaz et al. (2013a) para la serpentinita de Tehuitzingo. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Chl es clorita, Chr es cromita, Brc es brucita, Dsp es diáspora, Esk es eskolaita, Grt es granate, Ol es olivino, Opx es ortopiroxeno y Tlc es talco.

En la pseudosección calculada para las cromititas masivas, el campo Chr+Chl+Dsp (campo gris oscuro de la Fig.5.15.a) representa la asociación observada en las muestras de cromitita alterada (cromita y clorita), mientras que en la pseudosección obtenida para las cromititas semimasivas, la cromitita alterada está representada en el campo Chr+Chl+Esk (campo gris oscuro de la Fig.5.15.b). En ambas pseudosecciones estos campos son estables a temperaturas inferiores a 700°C, para un rango de presión variable, del mismo modo que el campo Chl+Chr+Brc en la Figura 5.12. A pesar que la diáspora [AlO(OH)] y eskolaita [Cr₂O₃] son fases estables en estos campos, no están presentes en las muestras estudiadas. A 295°C y 1.9 kbar (condiciones P-T mínimas en la trayectoria metamórfica propuesta por Galaz et al., 2013a; Fig.5.15.) la cantidad modal de diáspora en el modelo de las cromititas masivas es del 0.14% en peso (Fig.5.15.a), pudiendo desestimarse. Sin embargo, la cantidad de eskolaita en el modelo de las cromititas semimasivas es relativamente elevada (7.23% en peso), así que debe considerar en las interpretaciones (Fig.5.15.b). Teniendo en cuenta que el porcentaje de

eskolaita es similar al contenido de Cr₂O₃ en la clorita de las muestras de cromita parcialmente alterada y porosa (hasta 5.08% en peso de Cr₂O₃; Tabla 5.2.) y que no existe un modelo de solución sólida para la clorita con Cr₂O₃ (ver Capítulo 4), la fase eskolaita podría considerarse como el exceso de Cr₂O₃ analizado en dicha clorita.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores, los campos tetravariantes Chl+Chr+Dsp y Chl+Chr+Esk en las pseudosecciones calculadas para las cromititas alteradas (Fig.5.15.) se ajustan con mayor precisión a las muestras naturales de cromita parcialmente alterada y porosa que el campo tetravariante Chl+Chr+Brc en las pseudosecciones obtenidas para las cromititas no alteradas (Fig.5.12.). La diferencia entre ambos modelos es que a temperaturas superiores a 750°C (i.e., condiciones de estabilidad para una cromitita magmática), en las pseudosecciones calculadas para las cromititas alteradas (Fig.5.15) la asociación estable es ortopiroxeno+cromita+olivino (campo cris oscuro de la Fig.5.15). Es decir, la composición de la roca total en las cromititas alteradas es más rica en SiO₂ que las cromititas primarias.

En Capítulo 4 se sugirió que la hidratación del ortopiroxeno en las peridotitas proporciona fluidos ricos en SiO₂, los cuales son consumidos por su reacción con brucita en presencia de olivino (Bach et al. 2006; Frost et al., 2013). Este hecho unido a la disminución de la δO_2 (e.j., Bach et al., 2006) por la hidratación del olivino de la peridotita y/o la dunita adyacente, generaron los fluidos reductores implicados en la alteración de la cromita primaria en cromita porosa (i.e., reacción 5.1). Evidencias de fluidos metamórficos ricos en sílice en la serpentinita de Tehuitzingo son las clorititas, tremolítitas y esquistos con talco (Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Proenza et al., 2004a; González-Mancera et al., 2009). Por tanto, la formación de cromita porosa a partir de cromita primaria durante la primera etapa de alteración (reacción 5.1) tuvo lugar por la circulación de los fluidos reductores y ricos en SiO₂ resultantes de la disolución del olivino y piroxeno de las peridotitas adyacentes (Fig.5.15.), que inhibieron la formación de brucita.

Como se sugiere en el Capítulo 4, las proyecciones T- μSiO_2 (diagrama de fase Schreinemakers) que incluyen las fases minerales de rocas ultramáficas (ej., dunita, harzburgita, cromitita y piroxenita) y sus equivalentes metamórficos, son los diagramas más adecuados para predecir la estabilidad de la brucita y de la asociación mineral estable en las cromititas alteradas, en términos del μSiO_2 .

La proyección T- μSiO_2 se calculó en el sistema CrMASH, saturado en agua, para una presión constante de 1.9 kbar. Esta presión representa las condiciones mínimas a las que tiene lugar la alteración de cromita (ecuación 5.1), según la trayectoria metamórfica propuesta por Galaz et al. (2013a) para la serpentinita de Tehuitzingo (ver Fig.5.15). La Figura 5.16 corrobora que, para temperaturas decrecientes, las reacciones pseudounivariantes que involucran espinela+forsterita+clinocloro (campos de color gris oscuro) y espinela+clinocloro+diáspora (campo de color gris medio) están restringidas a

valores más elevados de μSiO_2 que aquellas donde intervienen espinela+forsterita+brucita, espinela+forsterita+brucita+clínocloro y espinela+brucita+diáspera (campos de color gris claro).

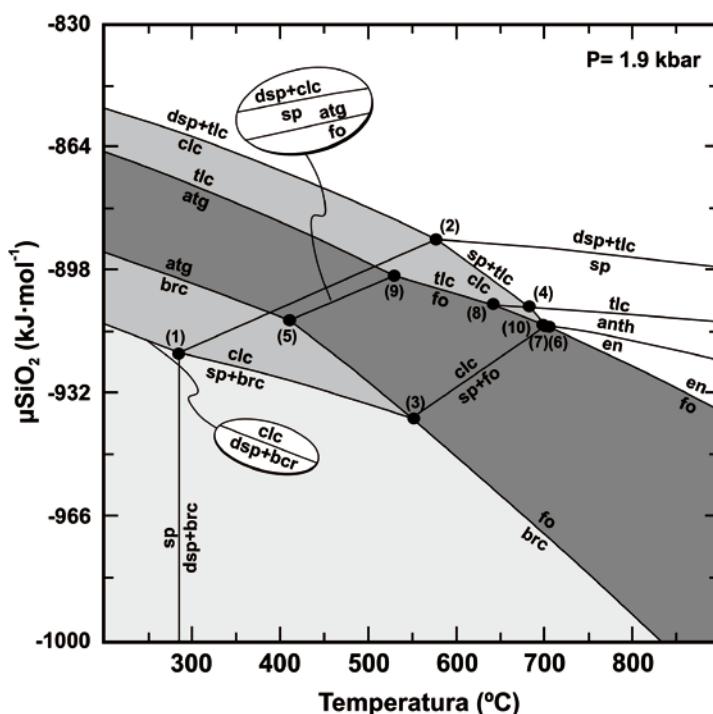


Figura 5.16. Proyección temperatura vs. μSiO_2 de rocas ultramáficas y sus respectivos equivalentes metamórficos en el sistema CrMASH, saturado en agua y a presión constante (1.9 kbar). Los números entre paréntesis son puntos invariantes del sistema. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): atg = antigorita, anth = antofilita, brc = brucita, clc = clorita, dsp = diáspera, en = enstatita, fo = forsterita, sp = espinela y tlc = talco.

Con el objetivo de evaluar las implicaciones de la sílice durante la alteración de las cromititas, se calcularon pseudosecciones T- μSiO_2 en el sistema CrMFASH, saturado en agua y a presión constante (1.9 kbar), para las cromititas inalteradas ricas en Al de Tehuitzingo con texturas masivas (9:1 proporción molar) y semimasivas (1:1 proporción molar) (Fig.5.17).

En ambos diagramas el campo trivariante para la asociación clorita+olivino+cromita es estable a temperaturas <780°C y μSiO_2 entre -943 y -910 kJ/mol (Fig.5.17). Este campo corresponde a la reacción $\text{ol}+\text{chr}=\text{chl}$ en la proyección T- μSiO_2 (Fig.5.16) y es equivalente a la ecuación (5.1.). Como se sugirió en el Capítulo 4, las Figuras 5.16 y 5.17 reproducen las relaciones de fase estables en las cromititas durante la primera etapa de alteración (ecuación 5.1) debido al cambio de temperatura y de μSiO_2 . Esto corrobora que el SiO_2 es un componente móvil (Evans et al., 2013) durante la evolución metamórfica retrógrada de estas rocas y que, junto a las variaciones de la fO_2 (i.e.,

condiciones más reductoras), juega un papel importante en la reacción de hidratación que ocurre durante la primera etapa de alteración de la cromita en los cuerpos de cromitita.

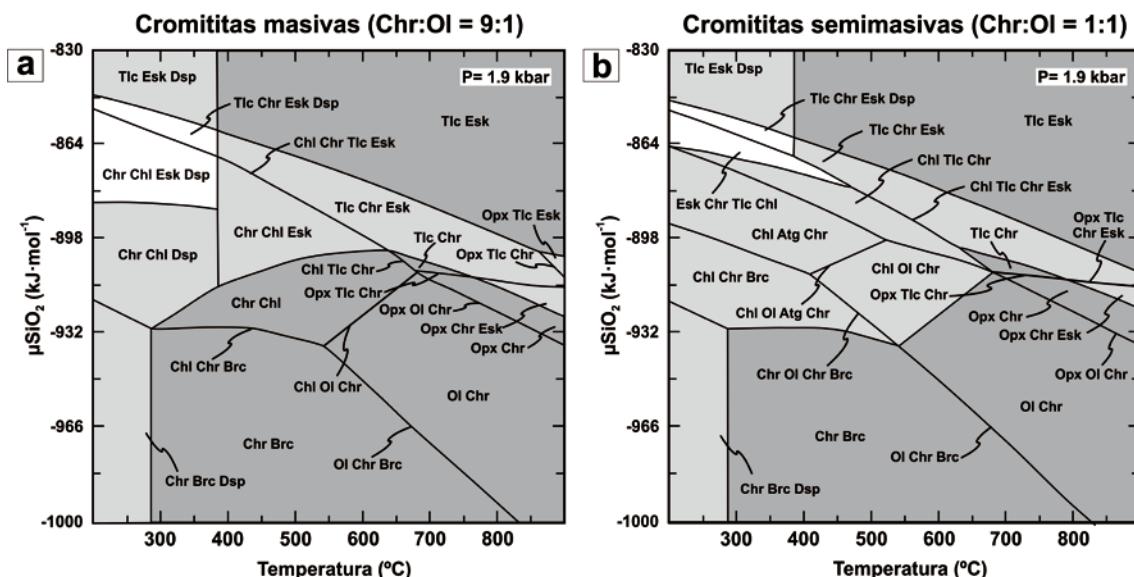


Figura 5.17. Pseudosecciones temperatura vs. μSiO_2 calculadas para una cromitita alterada rica en Al en el sistema CrMFASH, saturado saturado en agua y presión constante de 1.9 kbar, correspondientes a una mezcla 9:1 (cromitita masiva) (**a**) y 1:1 (cromitita semimasiva) (**b**) de cromita y olivino. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Atg es antigorita, Brc es brucita, Chl es clinocloro, Chr es cromita, Brc es brucita, Dsp es diáspora, Esk es eskolaita, Ol es olivino, Opx es ortopiroxeno y Tlc es talco.

Como se evidenció en el Capítulo 4, los diagramas P-T-X constituyen una herramienta muy útil para visualizar la transferencia de masa en las relaciones de fase (i.e., cambios de estabilidad en las relaciones de fase) que se dan en la primera etapa de alteración de los cuerpos de cromitita. Así que se calcularon diagramas P-T-X para reproducir los cambios desde la cromitita inalterada (mezcla de cromita primaria y olivino) (X_{C1}) hasta la cromitita alterada (mezcla de cromita porosa y clorita) (X_{C2}) que se producen durante la alteración de las cromititas ricas en Al de Tehuitzingo en muestras masivas (9:1 proporción molar) y semimasivas (9:1 proporción molar). El gradiente metamórfico fijado es $T = 0.03P + 510$, para valores P-T desde 16.5 kbar y 740°C hasta 1.9 kbar y 295°C, de acuerdo con la trayectoria metamórfica establecida por Galaz et al. (2013a) para la serpentinita de Tehuitzingo. En los diagramas también se contorneó el contenido de SiO_2 mediante isopletas (Fig.5.18.).

Los diagramas P-T-X (Fig.5.18.) calculados muestran que el campo de estabilidad para la asociación cromita+olivino (i.e., cromitita inalterada) es estable sólo en condiciones P-T elevadas y valores X_{C1} muy próximos a 1. A medida que la presión y la temperatura disminuyen, siguiendo la trayectoria

metamórfica descrita anteriormente, las asociaciones clorita+cromita y clorita+cromita+eskolaíta pueden ser estables en un entorno progresivamente más rico en SiO_2 ($> 5.40\%$ en peso en la cromitita masiva y $> 19.50\%$ en peso en la cromitita semimasiva), mientras que el campo para la asociación clorita+cromita+brucita es estable en un entorno más pobre en SiO_2 (por debajo de los valores indicados anteriormente) (Fig.5.18.).

Es importante resaltar que en el diagrama P-T-X para las cromititas masivas el contenido en SiO_2 del sistema es bajo ($3.40\text{-}7.60\%$ en peso de SiO_2) y la asociación estable para una composición próxima a las cromititas alteradas (X_{C_2}) es clorita+cromita (Fig.5.18.a), mientras que en el diagrama para las cromititas semimasivas, el contenido en SiO_2 del sistema es mucho más elevado ($16.8\text{-}20.8\%$ en peso de SiO_2) y la asociación estable es clorita+cromita+eskolaíta (Fig.5.18.b). Así que la asociación clorita+cromita representa un equilibrio parcial de los fluidos de alteración con la cromitita (i.e., desarrollo de cromita parcialmente alterada), mientras que la asociación clorita+cromita+eskolaíta indica un equilibrio total de los fluidos de alteración con la cromitita (i.e., desarrollo de cromita porosa). Esto está en consonancia con la cromita parcialmente alterada preservada en las cromititas masivas y semimasivas ($70\text{-}80\%$ cromita) y la cromita porosa presente en las cromititas semimasivas con menor relación cromita/silicato ($50\text{-}70\%$ cromita) (Fig.5.7.a-b).

Por tanto, los diagramas de P-T-X son capaces de predecir las variaciones composicionales y texturales en las cromititas con diferente relación cromita/silicato de la serpentinita de Tehuitzingo durante la primera etapa de alteración, la cual tuvo lugar entre 700 y 250°C (i.e., mayoritariamente en facies de esquistos verdes), debido a la infiltración de fluidos reductores y ricos en SiO_2 durante el metamorfismo retrógrado. A partir de las diferentes modelizaciones se puede indicar que estos fluidos se generaron por la disolución y/o hidratación de minerales silicatados, principalmente olivino y ortopiroxeno, de la roca encajante (i.e., anfibolitas y piroxenitas), controlando el contenido de SiO_2 y la fO_2 , e inhibiendo de la formación de brucita.

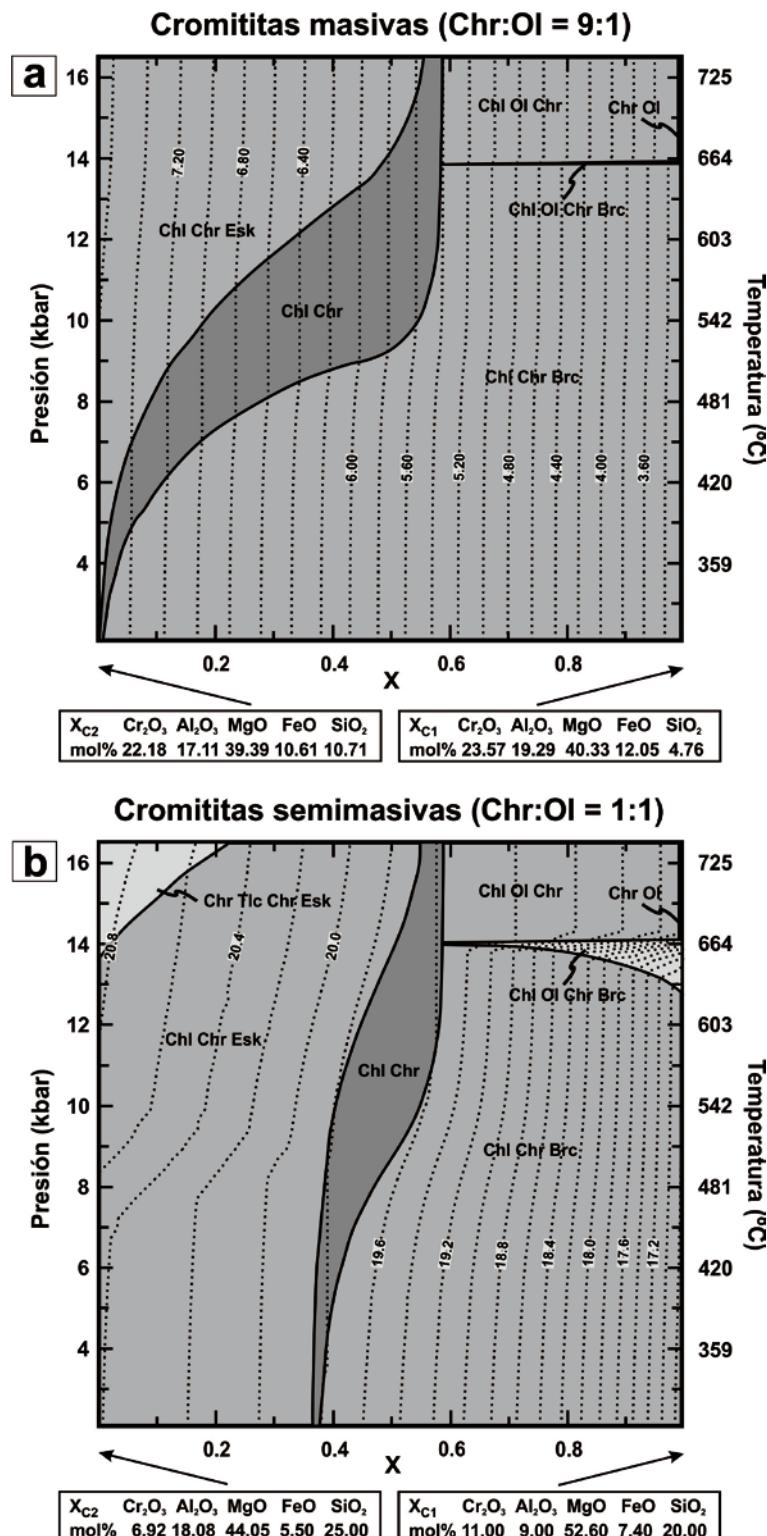


Figura 5.18. Pseudosecciones P-T-X calculadas para una cromitita rica en Al en el sistema CrMFASH (saturado en agua), correspondientes a una composición de cromitita inalterada (X_{C1}) y cromitita alterada (X_{C2}) para una mezcla 9:1 (cromitita masiva) (a) y 1:1 (cromitita semimasiva) (b). El gradiente metamórfico es $T = 0.04P + 489$ y las líneas discontinuas (isopletas) corresponden con el porcentaje en peso de SiO₂. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010): Brc es brucita, Chl es clinocloro, Chr es cromita, Brcl es brucita, Esk es eskolaita, Ol es olivino, Opx es ortopiroxeno y Tlc es talco.

Las modificaciones realizadas en el modelo de solución sólida de la espinela cromífera (Engi, 1983; ver Capítulo 3) no son suficientes para modelizar espinela cromífera con Fe_2O_3 . El único modelo íntegro que incluye miembros extremos con Fe_2O_3 es el desarrollado por Sack y Ghiorso (1991) en el sistema $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$, así que se emplea para establecer las condiciones de temperatura a las que se produjo la segunda etapa de alteración de la cromita en la serpentinita de Tehuitzingo (i.e., reacción 5.2.). Para ello se representa la composición de los bordes no porosos y de magnetita de la cromita zonada en las muestras de cromitita masiva y bandeada (Tabla 5.1; Fig.5.7.c-d) en los diagramas ternarios isotérmicos (isobáricos) para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} y potenciales de intercambio $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ fijos (i.e., composición de olivino en equilibrio) (Fig.5.19.).

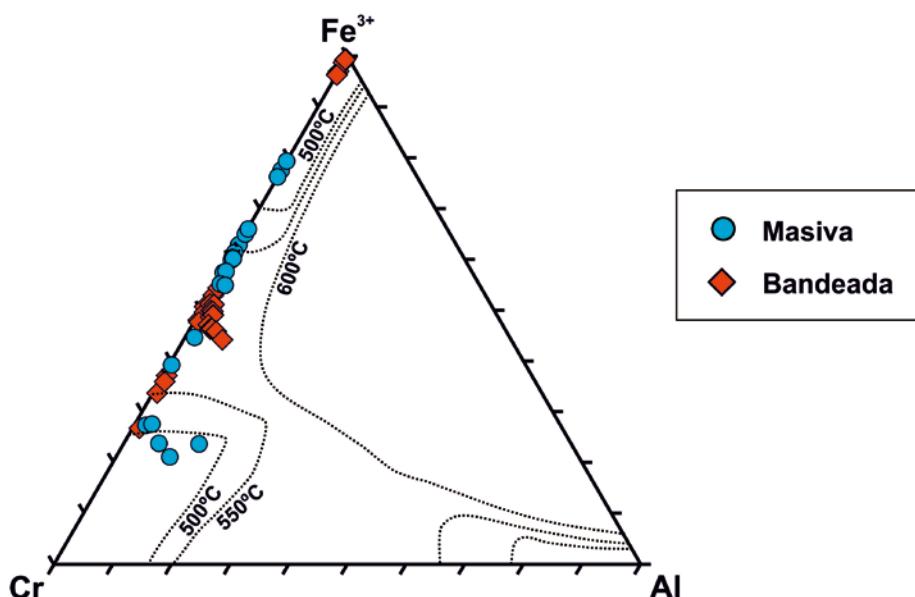


Figura 5.19. Composición química de los bordes no porosos y de magnetita en la cromita zonada procedente de los cuerpos de cromitita estudiados en la serpentinita de Tehuitzingo, representada en las secciones isotérmicas (isobáricas) para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} , calculados para potenciales de intercambio $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ fijo de Fo_{95} (Sack y Ghiorso, 1991). Las líneas discontinuas indican los huecos de miscibilidad para el sistema $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$. La leyenda está incluida en la figura.

La composición del olivino se estima a partir de los núcleos de cromita parcialmente alterada, puesto que los núcleos preservados en la cromita zonada se modificaron durante el metamorfismo. Así que el olivino en equilibrio para la cromita de Tehuitzingo es Fo_{94} (Fig.5.11.). Esta composición es muy similar a la de los diagramas ternarios isotérmicos (isobáricos) calculados por Sack y Ghiorso (1991) para potenciales de intercambio $\text{Fe}^{2+}\text{-Mg}$ de Fo_{95} , donde se dibujan los huecos de miscibilidad para temperaturas de 500, 550 y 600°C (Fig.5.19.).

La composición de los bordes no porosos en las cromititas masivas y bandeadas de Tehuitzingo queda representada en las gráficas, en su mayoría, dentro de los campos de solución sólida completa para las secciones isotérmicas de 550 y 600°C (Fig.5.19.). Sin embargo, la composición de los bordes de magnetita de las muestras de cromitita bandeadas está dentro del campo de solución sólida completa para la sección isotérmica de 500°C (Fig.5.19.). Esto indica que la segunda etapa de alteración de la cromita comenzó a una temperatura comprendida entre 550 y 600°C, concluyendo por debajo de los 500°C, del mismo modo que se sugiere en el Capítulo 4 para la cromita zonada y homogénea en los diferentes cuerpos de cromitita estudiados en los Rhodopes Orientales.

La temperatura deducida para la reacción metamórfica que ocurre en la segunda etapa de alteración (i.e., formación de ferrian cromita; $T < 600^\circ\text{C}$) es similar al rango estimado para la primera etapa (i.e., formación de cromita porosa rica en Fe^{2+} ; $T \approx 250-700^\circ\text{C}$). Esto sugiere que los fluidos oxidantes implicados en la segunda etapa de alteración son consecuencia de la evolución de los fluidos reductores y ricos en sílice que alteran la cromita primaria a cromita porosa (i.e., primera etapa de alteración). De modo que el consumo del olivino y ortopiroxeno en las peridotitas provoca un aumento progresivo de la fO_2 (i.e., condiciones más oxidantes) y del SiO_2 en los fluidos, los cuales reaccionan con la serpentinita y la brucita, liberando FeO y estabilizándolo en forma de magnetita (e.j., Bach et al., 2006; Frost et al., 2013) en los poros de la cromita generados previamente.

En resumen, las cromititas de la serpentinita de Tehuitzingo fueron afectadas por dos etapas de alteración que comenzaron a 700°C pero fueron más eficaces entre 550 y 250°C (i.e., condiciones de facies de esquistos verdes). Esto tuvo lugar en presencia de fluidos reductores y ricos en sílice que evolucionaron hacia condiciones más oxidantes, esencialmente durante el metamorfismo en facies de esquistos verdes, asociado a la exhumación de la Formación Xayacatlán (Meza-Figueroa et al., 2003; Middleton et al., 2007; Galaz et al., 2013a).

Capítulo 6

Metamorfismo en facies de granulitas: cromititas de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos, Argentina

- 6.1. Contexto geológico
 - 6.1.1. Sierras de Córdoba
 - 6.1.2. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos
- 6.2. Mineralizaciones de cromita
 - 6.2.1. Caracterización petrológica y textural
 - 6.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores
 - 6.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza
 - 6.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores
- 6.3. Discusión
 - 6.3.1. Naturaleza de los intercrecimientos
 - 6.3.2. Origen de las texturas de exsolución
 - 6.3.3. Condiciones en las que se produce el enriquecimiento en Fe_2O_3 durante el metamorfismo
 - 6.3.4. Mecanismos de exsolución
 - 6.3.5. Temperatura de exsolución
 - 6.3.6. Coeficientes de reparto entre las fases exsuetas
 - 6.3.7. Parámetros que controlan la distribución de los elementos menores y traza en las exsoluciones
 - 6.3.8. Implicaciones de los coeficientes de reparto durante el metamorfismo de la cromita

6.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

6.1.1. *Sierras Pampeanas de Córdoba*

Las Sierras de Córdoba se localizan en la provincia del mismo nombre, al noreste de Argentina (Fig.6.1.). Constituyen la parte más oriental de las Sierras Pampeanas e incluyen los cordones montañosos de Sierra Chica, Sierra Grande, Sierra de Comechingones y Sierra de Poncho (Fig.6.1.). Las Sierras Pampeanas representan el afloramiento más oriental del basamento metamórfico de los Andes Centrales y constituyen un orógeno de acreción desarrollado durante el Neoproterozoico-Cámbrico Inferior en el margen SW paleo-Pacífico de Gondwana (ej., Ramos, 1988; Kraemer et al., 1995; Rapela et al., 1998; Ramos et al., 2000; Escayola et al., 2007).

En las Sierras de Córdoba el basamento metamórfico está constituido por rocas metasedimentarias y metaígneas (Fig.6.1.), principalmente gneises biotíticos-granatíferos y esquistos biotíticos, con cantidades menores de filitas, mármoles, anfibolitas y rocas ultramáficas (ej., Escayola et al., 1996, 2007; Rapela et al., 1998; Otamendi et al., 2004; Proenza et al., 2008; Martino et al., 2012). En algunas localidades afloran gneises enriquecidos en hiperstena (Gordillo y Lencinas, 1979; Gordillo, 1984; Simpson et al., 2003). También se reconocen varios cuerpos de migmatitas (Macizo de San Carlos y Grupo Yacanto; Fig.6.1.) compuestos, esencialmente, por migmatitas estromatíticas (o bandeadas) con intercalaciones menores de kinzigitas enriquecidas en cordierita y granate y lentes de anfibolita (Gordillo, 1979, 1984; Martino et al., 1994, 1995, 1997; Otamendi y Patiño, 2001).

Las dataciones de U-Pb en circones extraídos de los gneises biotíticos del Macizo de San Carlos muestran núcleos de edad Mesoproterozoica (1.2-1.0 Ga) y bordes del Cámbrico Inferior (525 ± 52 Ma) (Escayola et al., 2007). Estas edades son similares a las obtenidas en circones de migmatitas, gneises metapelíticos y filitas (Rapela et al., 1998; Escayola et al., 2007; Siegesmund et al., 2010), lo cual implica que tanto el origen Meso/Neoproterozíoco de estas rocas (1.4-0.8 y 0.8-0.6 Ga) como el metamorfismo Cámbrico que las afectó (554 ± 3 Ma) pertenecen a la Orogenia Pampeana (ej., Rapela et al., 1998; Simpson et al., 2003; Martino et al., 2012).

Estas unidades metamórficas están intruidas por pequeños cuerpos graníticos-granodioríticos y tonalitas foliadas ordovícicos (496 ± 2 Ma; Rapela et al., 1998) y por batolitos graníticos metaalumínicos-peralumínicos (Batolitos de Achala y Cerro Aspero; Fig.6.1.) devónicos (393 ± 5 Ma, Stuart-Smith et al., 1999 y 368 ± 2 Ma, Dorais et al., 1997) clasificados como sin- y post- Orogenia Famatiniana (ej., Rapela et al. 1998; Sims et al. 1998; Sato et al., 2003; González et al., 2004; Geuna et al., 2008; Grosse et al. 2009).

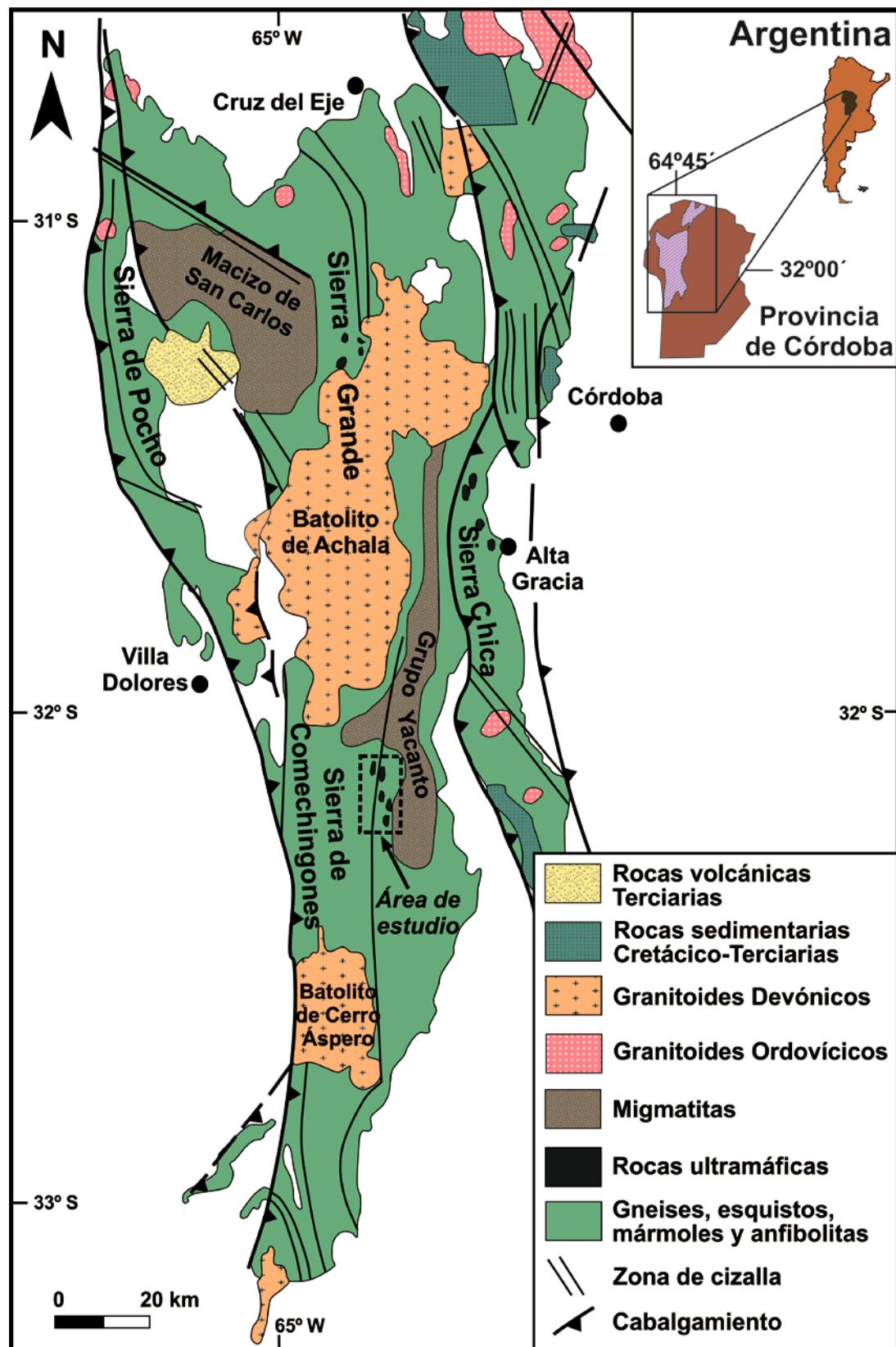


Figura 6.1. Mapa geológico simplificado de las Sierras Pampeanas de Córdoba (modificado de Martino, 2003 y Siegesmund et al., 2010) donde se muestra la localización de los macizos ultramáficos que engloban los cuerpos de cromitita estudiados.

Estas unidades tectónicas están cubiertas localmente por depósitos continentales aluviales y secuencias volcano-sedimentarias Cretácico-Terciarias (Gordillo y Lencinas, 1979; Schmidt et al., 1995; Kay y Ramos, 1996; Piovano et al., 1999) y por rocas volcánicas Terciarias (Ramos et al., 1991; Kay y Gordillo, 1994) (Fig.6.1.), todas ellas asociadas a la Orogenia Andina.

En las Sierras Pampeanas de Córdoba afloran numerosos cuerpos de rocas ultramáficas dispuestos discontinuamente en dos cinturones de dirección NW-SE y asociados con zonas de cizalla dúctil (Fig.6.1.) (ej., Mutti, 1997, 1992; Pugliese, 1995; Escayola, 1994; Martino et al., 1995; Escayola et al., 1996, 2004; Anzil, 2009). Estos cuerpos son de pequeña entidad (hasta 3 km de longitud y 200-1200 m de espesor) y morfología ovalada. Se disponen en contacto tectónico con las migmatitas y gneises que les rodean (Fig.6.1.).

Los afloramientos de rocas ultramáficas estudiados pertenecen al cinturón suroccidental de la Sierra de Comechingones (Fig.6.1.). Están constituidos por peridotitas muy deformadas y metamorfizadas, principalmente harzburgitas con menores proporciones de lherzolitas, dunitas y websteritas, e intruídas por diques de doleritas y piroxenitas (Proenza et al., 2008). Estudios petrológicos, geoquímicos e isotópicos sugieren que estas rocas ultramáficas posiblemente representan fragmentos de una secuencia ofiolítica desmembrada, formada por: i) harzburgitas porfiroclásticas con fábrica de tectonitas y ii) zona de transición de la Moho compuesta por dunitas, harzburgitas y sills de gabros (Escayola et al., 1996, 2004, 2007). Los datos isotópicos de Sm-Nd en piroxenitas, lherzolitas y diques de basalto y gabbro indican una edad Neoproterozoica (647 ± 77 Ma) para estos cuerpos ultramáficos (Escayola et al., 2007).

Los estudios mineralógicos realizados por Escayola et al. (1996, 2004) en las peridotitas de diferentes cuerpos ultramáficos en la Sierra de Comechingones indican que estos cuerpos registran hasta cuatro eventos metamórficos: i) un primer evento de bajo grado (M_x) relacionado con metamorfismo de fondo oceánico ($< 300^\circ\text{C}$ y $< 4\text{kbar}$); ii) un segundo episodio que se sobreimpone al anterior, con un pico metamórfico en facies de granulitas ($780-800^\circ\text{C}$ y 10kbar) (M_{1-M₂}), que se asocia con un evento de colisión; iii) un tercer evento metamórfico de trayectoria retrógrada que ha quedado registrado por la formación de cristales de antofilita y la asociación antigorita+brucita (500°C y 4kbar) (M₃); y iv) un evento final de metamorfismo de bajo grado (M₄), puesto de manifiesto por la presencia de venas de talco+lizardita y vinculado con fracturación frágil y circulación de fluidos de origen hidrotermal. Rapela et al. (1998) sugirieron que los metagabros, las migmatitas con granate y las tonalitas del basamento en Sierra Chica y Sierra Grande alcanzaron condiciones metamórficas similares, con un pico metamórfico (M₂) en facies de granulitas ($760-860^\circ\text{C}$ y $7.8-9.4\text{kbar}$), seguidas por un metamorfismo retrógrado en facies de anfibolitas ($700-730^\circ\text{C}$ y $3.5-4.5\text{kbar}$). Martino et al. (2010) obtuvieron un pico metamórfico (M₂) similar ($768-840^\circ\text{C}$ y $7.3-8.6\text{kbar}$) en gneises con granate de Sierra Chica, pero unas condiciones retrógradas de menor temperatura y mayor presión ($588-710^\circ\text{C}$ y $5.2-7.3\text{kbar}$).

6.1.2. Macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos

Los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos son cuerpos de pequeña entidad (menores a 1 km²), elongados según la dirección N-S (Fig.6.2.) y separados entre sí aproximadamente 6 km de distancia. Estos macizos están en contacto con las rocas encajantes mediante zonas de cizalla.

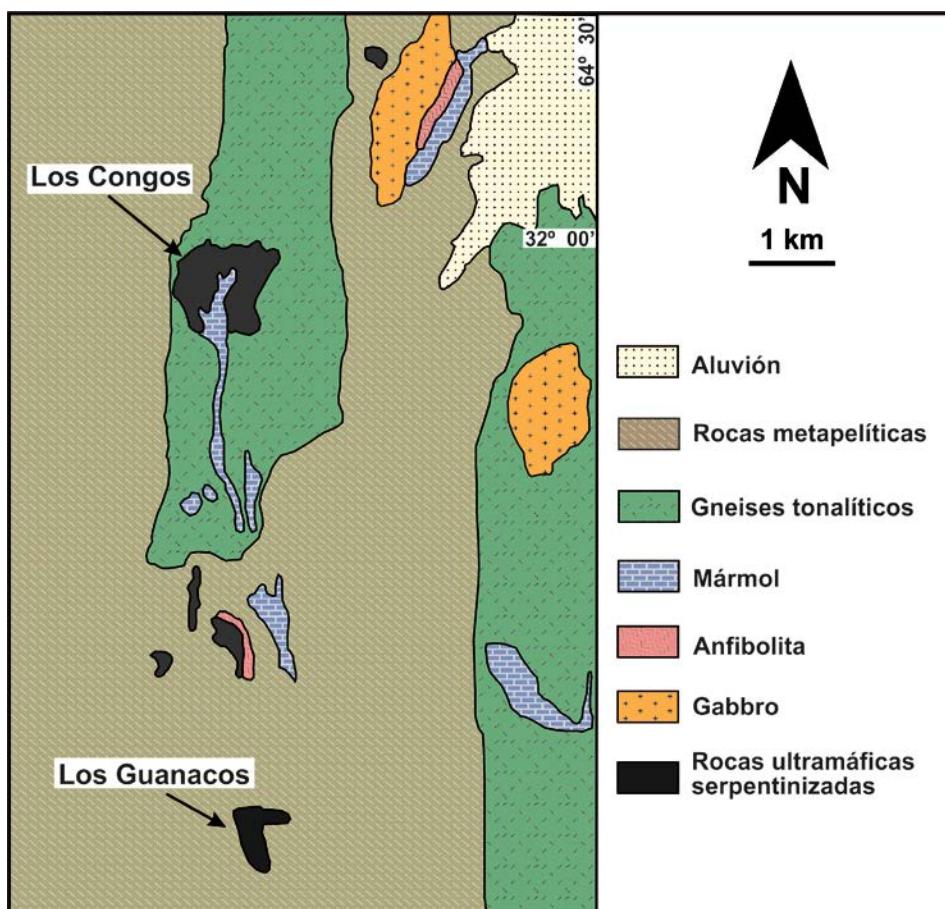


Figura 6.2. Mapa geológico simplificado de los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos (modificado de Escayola et al., 2004).

Las rocas ultramáficas que constituyen la porción de secuencia ofiolítica representada en estos macizos son, fundamentalmente, metaharzburgitas (Tabla 6.1) con relictos de olivino y ortopiroxeno, lizardita con texturas pseudomórficas (olivino) de tipo *mesh* y *reloj de arena* (evento Mx) donde se desarrollan cristales de clinoanfíbol (tremolita), antofilita y porfiroblastos de antigorita (evento M1-M2), rodeados por coronas de antigorita y brucita (evento M3); todo ello surcado por venillas de talco+lizardita o lizardita (evento M4) (Escayola, 1994; Escayola et al., 2004; Proenza et al., 2008).

Tabla 6.1. Caracterización de las muestras de cromitita investigadas.

Localidad	Litología del macizo ultramáfico	Muestra	Tamaño del cuerpo (espesor)	Texura de la cromitita	Texura de la espinela	Fase de la espinela	Proporción de la fase ^a	Variaciones químicas		
								#Cr _{at}	#Mg _{at}	#Al _{at}
Los Congos	Metaharzburgitas. Diques de piroxenitas, gabros/doleritas	M-25	< 3m	Masiva	Tip I	Cromita (baja reflectancia)	100%	0.47-0.58	0.61-0.68	0.65-0.78
		M-27		Diseminada	Tip II	Espinela (baja reflectancia)	82.20%	0.50-0.54	0.56-0.63	0.64-0.68
		M-17	< 5m	Masiva	Tip I	Magnetita (alta reflectancia)	17.80%	0.85-0.87	0.21-0.23	0.07-0.08
	Metaharzburgitas, metadunitas, metalherzolitas y sillls de metagabros. Diques de piroxenitas, gabros/doleritas	3317		Semimasaiva		Cromita (baja reflectancia)	100%	0.62-0.72	0.52-0.57	0.55-0.64
		2260a		Diseminada				0.60-0.73	0.48-0.55	0.75-0.82
		2226		Masiva	Tip III	Espinela (baja reflectancia)	39.73%	0.41-0.43	0.64-0.73	0.71-0.81
				Restituida		Cromita (baja y alta reflectancia)	100%	0.55-0.60	0.42-0.49	0.34-0.40

(a) Porcentaje calculado a partir del tratamiento de imágenes de electrones dispersados con el programa Image_J (Rasband, 2007)

En el macizo de Los Guanacos la secuencia ultramáfica se completa con metadunitas constituidas por relictos de olivino, antigorita, granos de hercinita, ocasionalmente rodeando a cromita, y menores proporciones de antofilita, cromita y magnetita, metalherzolitas interpretadas por Escayola et al. (2004) como peridotitas impregnadas y sills de metagabros (0.5-1 m de espesor y varios metros de longitud) (Escayola, 1994; Escayola et al., 2004; Proenza et al., 2008) (Tabla 6.1).

Todas estas litologías, incluidos los cuerpos de cromitita, están cortados por diques de piroxenita, gabros y doleritas de pequeña envergadura (< 50 cm de anchura y pocos metros de longitud) (Escayola et al., 2004; Proenza et al., 2008).

6.2. MINERALIZACIONES DE CROMITA

En los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos las cromititas se presentan como pequeños cuerpos (pocas decenas de metros de longitud y hasta 5 m de espesor) con morfología podiforme, lenticular o boudins (Tabla 6.1.). Los cuerpos de cromitita están encajados en metadunitas y menos frecuente, en metaharzburgitas (Escayola et al., 2004; Proenza et al., 2008). El contacto entre la cromitita y el encajante a menudo es gradual, aunque en ocasiones éstos límites son netos (Proenza et al., 2008).

La mayoría de cuerpos de cromitita fueron intensamente explotados durante los años 40 del Siglo XX, extrayéndose varios miles de toneladas de mineral. Por ejemplo, la producción estimada de mena en un solo cuerpo, Ume Pay (macizo de Los Guanacos), fue de alrededor de 50.000 toneladas (Proenza et al., 2008). Como consecuencia de esta intensa labor minera, las muestras de cromitita estudiadas provienen de bloques de material acumulados en las escombreras anexas a las trincheras de explotación (Fig.6.3.a). En la actualidad las labores mineras se encuentran abandonadas y se conservan en mal estado, normalmente cubiertas por vegetación (Fig.6.3.b). Para el trabajo realizado en esta Tesis se estudiaron 6 cuerpos de cromitita distribuidos a lo largo de los dos macizos investigados.

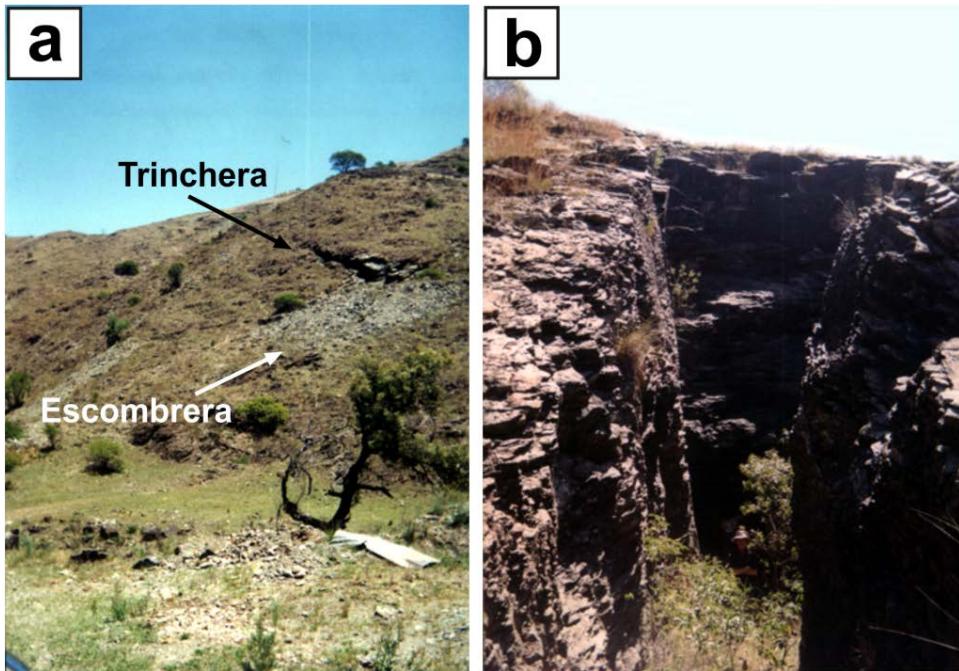


Figura 6.3. Imágenes de las antiguas explotaciones mineras de algunos de los cuerpos de cromitita estudiados en el macizo de Los Guanacos.

6.2.1. Caracterización petrológica y textural

Las cromititas muestran texturas masivas (>80% de cromita), semimasivas (50-80% de cromita) y localmente diseminadas (30-50% de cromita). El tamaño de los cristales de cromita varía entre 0.2 mm y 1 cm de diámetro. Los granos de cromita son predominantemente subhedrales y en menor medida anahedrales, mostrando una densidad de fracturación variable. Estas fracturas están llenas de serpentina, clorita y ocasionalmente, calcita y dolomita.

La matriz silicatada está compuesta principalmente por antigorita y en menor medida, clorita y clinopiroxeno (Fig.6.4.). La presencia de clinopiroxeno intersticial se describe en las cromititas ofiolíticas ricas en Al del Cinturón Ofiolítico de Mayarí-Baracoa (Proenza et al., 1998, 1999), las cuales están asociadas a cuerpos de gabros (diques/sills) al igual que los cuerpos de cromitita estudiados en las Sierras de Córdoba. Estos minerales silicatados (i.e., antigorita, clorita y clinopiroxeno) también pueden estar incluidos en los granos de cromita.

En luz reflejada se diferenciaron tres tipos texturales de cromita (Fig.6.4.). La cromita de Tipo I tiene una apariencia homogénea; la de Tipo II y Tipo III muestra dos fases ópticamente diferentes, una de baja reflectancia y otra de alta reflectancia:

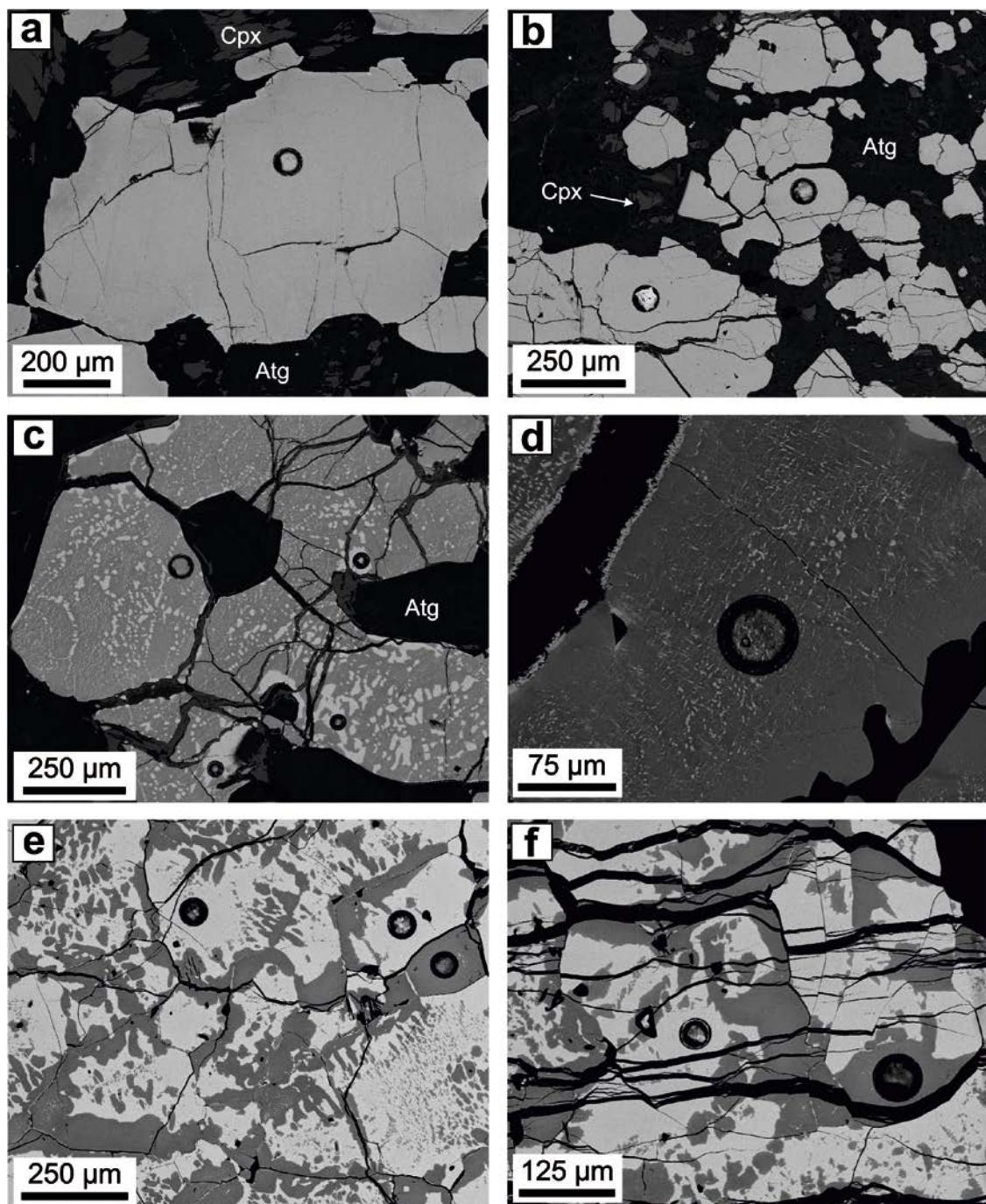


Figura 6.4. Imágenes de electrones retrodispersados de los diferentes tipos texturales de cromita presentes en los cuerpos de cromitita estudiados en las Sierras de Córdoba. Cromita de Tipo I englobada en una matriz de antigorita (Atg) y clinopiroxeno (Cpx) de Los Congos (**a**) y de Los Guanacos (**b**). Cromita de Tipo II del macizo de Los Congos formada por granos de baja reflectancia que incluyen dos morfologías de alta reflectancia (**c-d**). Cromita de Tipo III del macizo de Los Guanacos con textura simpleteítica (**e-f**). Los círculos oscuros son perforaciones realizadas durante los análisis con LA-ICP-MS.

(1) ***Cromita de Tipo I*** compuesta por una sola fase de baja reflectancia, en contacto con relictos de clinopiroxeno parcialmente alterado a antigorita (Fig.6.4.a-b; Tabla 6.1). Esta cromita se identifica en las cromititas masivas de Los Congos y en las cromititas masivas, semimasivas y diseminadas de Los Guanacos (Tabla 6.1).

(2) ***Cromita de Tipo II*** formada por granos de baja reflectancia que incluyen a la fase de alta reflectancia como dos morfologías diferentes e intercrecidas de forma compleja (Fig.6.4.c-d; Tabla 6.1). En la primera morfología, la fase de alta reflectancia aparece como gránulos gruesos subredondeados, irregulares y lobulados (5-10 y 150 micras) distribuidos aleatoriamente, concentrados en los bordes o formando cadenas alineadas (Fig.6.4.c). En la segunda morfología, la fase alta reflectancia forma lamelas muy finas dispuestas entre los gránulos de la fase de alta reflectancia. Estas lamelas están orientadas cristalográficamente en dos direcciones, formando una red muy densa y proporcionando al grano una apariencia más luminosa (Fig.6.4.d). La cromita de Tipo II es exclusiva de las cromititas diseminadas de Los Congos (Tabla 6.1).

(3) ***Cromita de Tipo III*** muestra un intercrecimiento en forma de moteado irregular o textura simplectítica, compuesto por proporciones variables de las fases de baja y alta reflectancia (Fig.6.4.e-f; Tabla 6.1), coexistiendo a veces con áreas homogéneas dentro de un solo grano de cromita (Fig.6.4.f). Esta textura se identifica sólo en las cromititas masivas de Los Guanacos (Tabla 6.1).

6.2.2. Composición química de la cromita: elementos mayores

La composición en elementos mayores de la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III de Los Congos y Los Guanacos se representa en el Apéndice 5.

La composición de la cromita de Tipo I en las cromititas masivas de Los Congos varía dentro de los siguientes rangos: #Cr [Cr/(Cr+Al) relación atómica] = 0.47-0.58, #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] = 0.61-0.68 y #Al [Al/(Al+Fe³⁺) relación atómica] = 0.65-0.78 (Fig.6.5.a-c; Tabla 6.1). En Los Guanacos, los granos de cromita de Tipo I en las cromititas masivas y semimasivas muestran mayor #Cr (0.60-0.73) y #Mg (0.48-0.57) que aquellos en cuerpos de cromitita diseminada (#Cr = 0.55-0.63, #Mg = 0.42-0.52) (Fig.6.5.a-c; Tabla 6.1). Sin embargo, el #Al disminuye desde la cromita en cromititas semimasivas (#Al = 0.75-0.82) hasta la de cromititas masivas y diseminadas, que muestra valores relativamente constantes (#Al = 0.52-0.66) (Fig.6.5.b; Tabla 6.1). De modo que la cromita de Tipo I en Los Congos tiene menor #Cr y mayor #Mg que la de Los Guanacos, si bien el #Al es similar en todas las muestras, excepto en la cromita de las cromititas semimasivas de Los Guanacos que tienen menor #Al (Fig.6.5.a-c; Tabla 6.1).

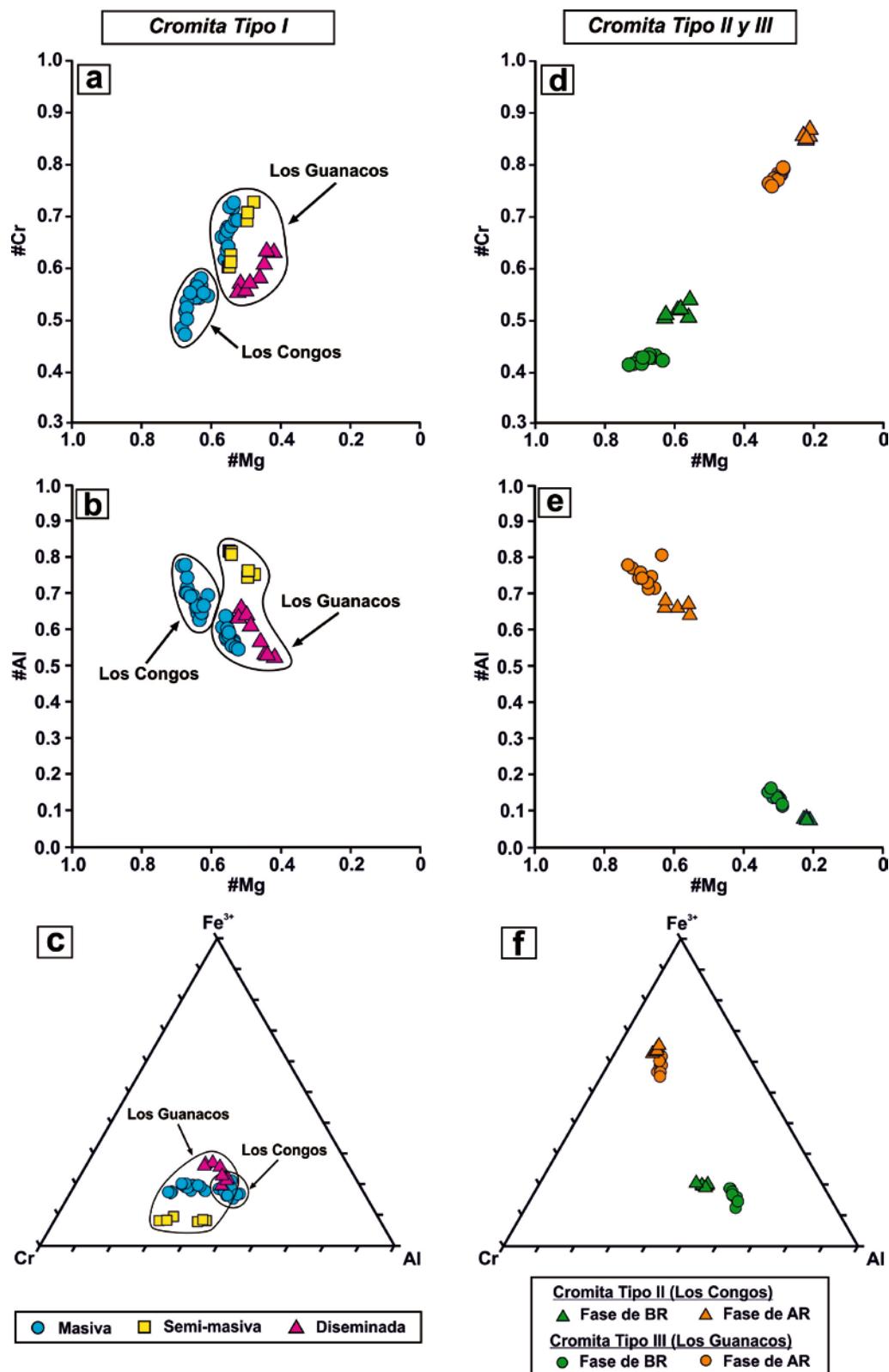


Figura 6.5. Variaciones composicionales de los diferentes tipos de cromita identificados en los macizos ultramáficos estudiados en las Sierras de Córdoba en términos del #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺) relación atómica] frente al #Cr [Cr/(Cr+Al) relación atómica] (a, d) y al #Al [Al/(Al+Fe³⁺) relación atómica] (b, e), y en términos de Al³⁺, Cr³⁺ y Fe³⁺ (c, f). Frase de BR = fase de baja reflectancia; Frase de AR = fase de alta reflectancia.

En la cromita de Tipo II de Los Congos la fase de baja reflectancia tiene una composición próxima a espinela (MgAl_2O_4): #Cr = 0.50-0.54, #Mg = 0.56-0.63, #Al = 0.64-0.68); si bien la fase de alta reflectancia que forma los gránulos muestra una composición de tipo magnetita ($(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$) con mayor #Cr (0.85-0.87) y menor #Mg (0.21-0.23) y #Al (0.07-0.08) (Fig.6.5.d-f; Tabla 6.1).

En la cromita de Tipo III de Los Guanacos, la fase de baja reflectancia es rica en espinela (MgAl_2O_4): #Cr = 0.41-0.43, #Mg = 0.64-0.73, #Al = 0.71-0.81; mientras que la fase de alta reflectancia tiene una composición de magnetita ($(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$): #Cr = 0.76-0.79, #Mg = 0.29-0.33, #Al = 0.11-0.16 (Fig.6.5.d-f; Tabla 6.1).

6.2.3. Composición química de la cromita: elementos menores y traza

La cromita de Tipo II en Los Congos tiene lamelas muy finas de magnetita que abarcan la totalidad del grano de espinela (Fig.6.4.c-d), de modo que la superficie libre de inclusiones es menor a la escala de resolución del LA-ICP-MS (diámetro de haz entre 30 y 55 μm ; ver Capítulo 2) (Fig.6.4.d). Esto implica que los análisis de elementos menores y traza realizados en la espinela de la cromita de Tipo II de Los Congos representan la mezcla composicional de ambas fases, por tanto no se tuvieron en cuenta en las interpretaciones de la presente Tesis Doctoral. Los análisis de elementos menores y traza de la cromita de Tipo I y III en los macizos estudiados están recopilados en el Apéndice 6.

Para una mejor comparación de los elementos menores y trazas de la cromita de Tipo I y Tipo III se usan diagramas tipo *spider* (Fig.6.6.). La composición de esta cromita se normaliza a la composición de una cromita procedente de un basalto de la dorsal oceánica del Pacífico Oriental (MORB) (Pagé y Barnes, 2009), ya que su contenido en elementos menores y traza es homogéneo y uniforme.

En Los Congos, la cromita de Tipo I en las cromititas masivas muestra patrones relativamente planos, con una anomalía negativa en Sc y otra positiva en el segmento de Zn-Co-Mn, respecto a la cromita del MORB (Fig.6.6.a). La anomalía positiva en Zn, Co y Mn tiene forma de M y es análoga a la descrita como anomalía ZCM en los capítulos anteriores.

En Los Guanacos, la cromita de Tipo I en las cromititas masivas y semimasivas muestra patrones similares de elementos menores y traza. Sin embargo, está ligeramente empobrecida en Al_2O_3 y Ga y enriquecida en Zn, Co y Mn (i.e., anomalía ZCM) respecto a la cromita del MORB (Fig.6.6.b). La cromita de Tipo I en las cromititas semimasivas está ligeramente enriquecida en Ga y Ti y empobrecida en Ni, Mn y sobretodo en Sc, dibujando una fuerte anomalía negativa, respecto a la cromita de Tipo I en las cromititas masivas, donde el Sc define una ligera anomalía positiva (Fig.6.6.b).

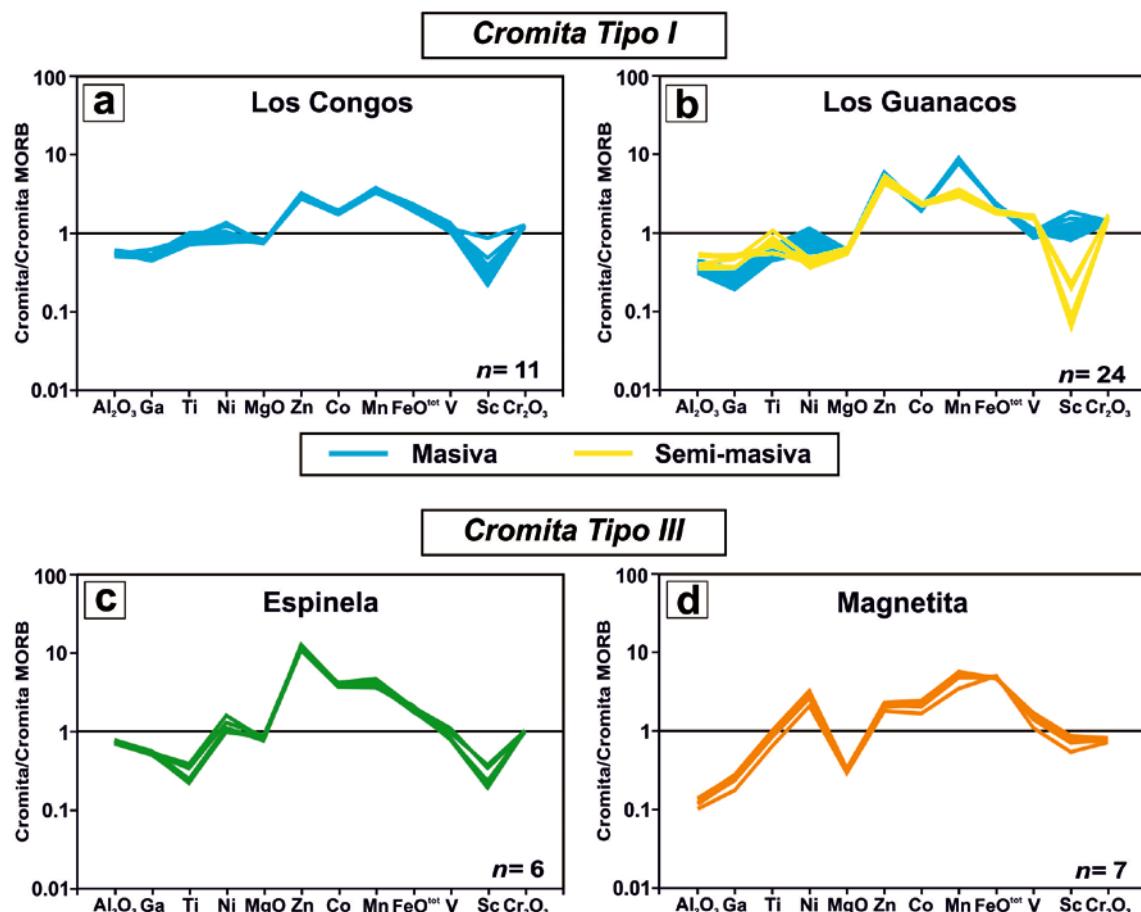


Figura 6.6. Diagramas *spider* donde se muestra la composición (elementos mayores, menores y traza) de la cromita de Tipo I y Tipo III de los cuerpos de cromitita estudiados en las Sierras de Córdoba, según el orden establecido por Pagé y Barnes (2009). Las composiciones analizadas se normalizaron a la composición de la cromita del MORB (Pagé y Barnes, 2009).

En la cromita de Tipo III, la espinela se caracteriza por tener anomalías negativas en Ti y Sc y menor en Ga, mientras que muestra una fuerte anomalía en Zn y en menor medida en Co, Mn y FeO total (Fig.6.6.c). Este patrón es completamente diferente al de la magnetita (Fig.6.6.d), que tiene menor Al₂O₃, Ga, MgO, Zn y Co y mayor Ti, Ni, FeO total, V y Sc que la espinela (Fig.6.6.c-d). Esto produce una fuerte pendiente positiva en los segmentos Al₂O₃-Ga-Ti-Ni y MgO-Zn-Co-Mn, y una pendiente negativa en la sección FeO total-V-Sc (Fig.6.6.d).

6.2.4. Composición química de los silicatos: elementos mayores

La composición de la antigorita varía ligeramente en los diferentes macizos ultramáficos. La fórmula promedio en Los Congos es $(\text{Mg}_{2.47}\text{Al}_{0.17}\text{Fe}_{0.08}\text{Cr}_{0.03})_{\Sigma=2.75}\text{Si}_{1.97}\text{O}_5(\text{OH})_4$ y en Los Guanacos es $(\text{Mg}_{2.77}\text{Fe}_{0.09}\text{Cr}_{0.01})_{\Sigma=2.87}\text{Si}_{1.95}\text{O}_5(\text{OH})_4$ (Tabla 6.2.). Estas composiciones muestran que la antigorita en las cromititas de Los Congos está enriquecida significativamente en Al_2O_3 y empobrecida en MgO respecto a la de Los Guanacos. Cristales de antigorita con contenidos similares en Al se describieron en las peridotitas metamorfizadas de Cerro del Almirez en España, las cuales son estables a 680°C y 19 kbar (Padrón-Navarta et al., 2010).

La clorita analizada en las cromititas de Los Guanacos tiene una composición relativamente constante, con una fórmula promedio de $(\text{Mg}_{4.68}\text{Al}_{0.93}\text{Cr}_{0.18}\text{Fe}_{0.16})_{\Sigma=5.96}(\text{Si}_{2.93}\text{Al}_{1.07})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (Tabla 6.2.). Todos los cristales de clorita analizados tienen cantidades significativas de Cr_2O_3 (entre 1.94 y 3.95% en peso).

El clinopiroxeno analizado en la cromita de Tipo I de Los Congos y Los Guanacos tiene una composición de augita ($\text{Wo}_{28-29}\text{En}_{68-69}\text{Fs}_{0.03-0.04}$) con contenidos de Cr_2O_3 relativamente constantes (1% en peso; Tabla 6.2.).

Tabla 6.2. Análisis representativos de antigorita (1-10), clorita (11-18) y clinopiroxeno (19-26) en las cromititas procedentes de los macizos estudiados en las Sierras de Córdoba.

	1 Atg	2 Atg	3 Atg	4 Atg	5 Atg	6 Atg	7 Atg	8 Atg	9 Atg	10 Atg
SiO_2	44.66	43.43	43.27	42.85	42.42	42.90	39.71	43.16	40.34	42.16
Al_2O_3	3.38	3.99	3.79	3.40	3.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02
Cr_2O_3	1.26	1.33	1.39	0.70	1.06	0.25	0.03	0.07	0.11	0.26
FeO	2.88	2.93	3.19	1.91	1.90	3.14	3.30	1.92	3.05	2.47
MgO	36.40	36.49	36.04	38.78	39.33	38.15	38.95	40.32	39.10	41.12
TiO_2	0.09	0.09	0.10	0.16	0.18	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00
Total	88.63	88.28	87.77	87.66	87.73	84.54	82.09	85.55	82.66	86.08
<i>Átomos por formula unidad</i>										
Si	1.98	1.93	1.94	1.92	1.91	2.00	1.92	1.98	1.93	1.93
Al	0.18	0.21	0.20	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.10	0.10	0.11	0.06	0.06	0.11	0.12	0.07	0.11	0.09
Mg	2.40	2.42	2.41	2.59	2.57	2.65	2.81	2.76	2.79	2.81
Cr	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01

Tabla 6.3. Continuación

	11 Chl	12 Chl	13 Chl	14 Chl	15 Chl	16 Chl	17 Chl	18 Chl
SiO ₂	31.82	31.41	31.27	31.61	31.37	31.87	30.21	29.01
Al ₂ O ₃	18.02	18.36	18.22	17.87	17.45	17.47	17.89	18.34
Cr ₂ O ₃	2.00	1.94	2.03	2.15	2.18	2.65	3.95	2.59
FeO	1.97	1.86	1.91	2.12	1.84	2.47	1.83	2.63
MgO	33.18	33.61	32.78	32.89	33.40	34.27	32.98	33.14
TiO ₂	0.04	0.01	0.05	0.01	0.04	0.03	0.07	0.16
Total	87.10	87.28	86.30	86.72	87.32	88.81	87.09	85.96
<i>Átomos por formula unidad</i>								
Si	2.99	2.94	2.96	2.99	2.98	2.95	2.86	2.79
Al ^{IV}	1.01	1.06	1.04	1.01	1.02	1.05	1.14	1.21
Al ^{VI}	0.98	0.97	1.00	0.97	0.93	0.86	0.86	0.87
Fe ²⁺	0.15	0.15	0.15	0.17	0.15	0.19	0.15	0.21
Mg	4.64	4.70	4.63	4.63	4.72	4.74	4.66	4.76
Cr	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.19	0.30	0.20
	19 Cpx	20 Cpx	21 Cpx	22 Cpx	23 Cpx	24 Cpx	25 Cpx	26 Cpx
SiO ₂	56.58	56.30	56.92	56.77	56.72	57.13	55.85	55.29
Al ₂ O ₃	3.67	4.06	3.54	3.62	3.57	3.60	3.60	3.34
Cr ₂ O ₃	0.93	1.09	0.96	1.08	0.96	0.73	0.88	0.89
FeO	1.98	2.05	1.68	1.96	2.14	1.73	1.90	1.96
MgO	22.68	22.75	22.99	23.04	22.84	22.74	22.78	23.02
CaO	13.20	13.34	13.27	13.23	13.16	13.24	13.21	13.17
Na ₂ O	0.24	0.36	0.25	0.24	0.27	0.24	0.28	0.20
TiO ₂	0.14	0.16	0.25	0.14	0.15	0.18	0.19	0.13
Total	99.49	100.16	99.95	100.17	99.90	99.67	98.80	98.14
<i>Átomos por fórmula unidad</i>								
Si	1.99	1.97	1.99	1.98	1.99	2.00	1.98	1.97
Al ^{IV}	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03
Al ^{VI}	0.14	0.14	0.13	0.13	0.13	0.15	0.13	0.11
Fe ²⁺	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06
Mg	1.19	1.19	1.20	1.20	1.19	1.19	1.20	1.22
Cr	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Ca	0.50	0.50	0.50	0.49	0.49	0.50	0.50	0.50
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
En	0.29	0.29	0.28	0.28	0.28	0.29	0.28	0.28
Fs	0.68	0.68	0.69	0.68	0.68	0.68	0.68	0.69
Wo	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03

6.3. DISCUSIÓN

6.3.1. Naturaleza de los intercrecimientos

La cromita de Tipo II de Los Congos y de Tipo III de Los Guanacos muestra texturas con intercrecimientos de espinela y magnetita (Fig.6.4.c-f, Fig.6.5.d-f y Fig.6.7; Tabla 6.1.). La formación de estos intercrecimientos puede deberse i) a la cristalización primaria durante la formación del cuerpo de cromitita, o ii) a un proceso de exsolución.

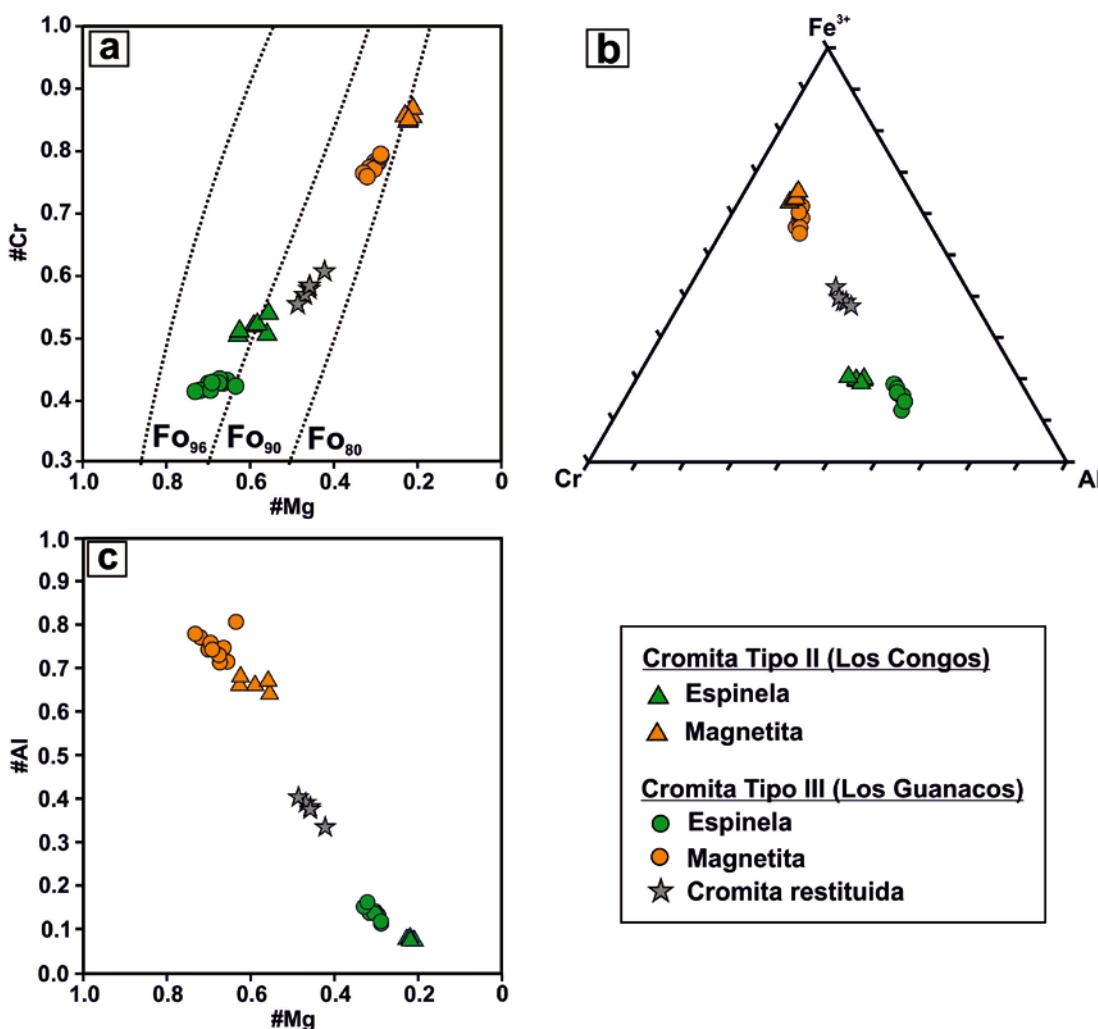


Figura 6.7. Variaciones composicionales de las fases en la cromita de Tipo II y Tipo III y la cromita restituida de Tipo III en los cuerpos de cromitita estudiados en las Sierras de Córdoba en términos del (a) $\#Mg$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ relación atómica] frente al $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$ relación atómica], de (b) Al^{3+} , Cr^{3+} y Fe^{3+} y del (c) $\#Mg$ frente al $\#Al$ [$Al/(Al+Fe^{3+})$ relación atómica]. Las líneas discontinuas representan la composición del olivino en equilibrio con la cromita de Tipo II y Tipo III para una temperatura nominal de 1200°C (Dick y Bullen, 1984).

El origen de estas texturas puede atribuirse a la cristalización primaria si ambas fases están en equilibrio con un olivino de composición mantélica. La composición del olivino en equilibrio con la espinela a una temperatura nominal de 1200°C es de Fo_{90-93} (Fig.6.7.a), similar a la composición del olivino en el manto (ej., Leblanc y Nicolas, 1992; Dick y Bullen, 1984; Tian et al., 2011; Kamenetsky y Gurenko, 2007). En cambio, el olivino en equilibrio con la magnetita es próximo a Fo_{80-83} (Fig.6.7.a), inferior a la composición del olivino en los sistemas ultramáficos (mayor a Fo_{87}) (ej., Irvine, 1977; Dick y Bullen, 1984). Este hecho, unido a la existencia de una extensa solución sólida entre espinela, hercinita, magnesioferrita y magnetita para condiciones del manto superior (i.e., solvus a temperaturas $<950^\circ\text{C}$; ver Capítulo 3) (ej., Turnock y Eusgster, 1962; Cremer, 1969; Muan, 1975; Petric y Jacob, 1982; Oka et al., 1984; Sack y Ghiorso, 1991), permite descartar que los intercrecimientos de espinela y magnetita se formaron por cristalización primaria durante la formación del cuerpo de cromitita. Por tanto, las texturas de intercrecimiento en la cromita de Tipo II y Tipo III son resultado de un proceso de exsolución.

La formación de exsoluciones implica una ruptura de la solubilidad para una determinada composición de roca total y condiciones de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno en equilibrio. Así que la composición de la cromita previa a la exsolución puede ser estimada a partir de la composición química y la proporción de las fases exsueltas (i.e., espinela y magnetita) en la cromita de Tipo II y Tipo III. La proporción de cada una de las fases se calculó con las imágenes de electrones retrodispersados y el programa Image-J (Rasband, 2007) (Tabla 6.1).

La composición restituida para la cromita de Tipo III en Los Guanacos varía dentro de los siguientes rangos: #Cr = 0.55-0.60, #Mg = 0.42-0.49 y #Al = 0.34-0.40 (Fig.6.7.; Tabla 6.1). Esta cromita restituida tiene menor #Cr y #Mg que la cromita de Tipo I en las cromititas masivas y semimasivas de Los Guanacos (#Cr = 0.60-0.73, #Mg = 0.48-0.57), pero similar a la de Tipo I en las cromititas diseminadas de este macizo (#Cr = 0.55-0.63, #Mg = 0.42-0.52) (Fig.6.5.a, d y Fig.6.7.a; Tabla 6.1). Sin embargo, el #Al en la cromita restituida de Tipo III es menor que en la cromita de Tipo I de Los Guanacos (i.e., está más enriquecida en Fe_2O_3) (#Al = 0.75-0.82 en las cromititas semimasivas y #Al = 0.52-0.66 en las cromititas masivas y diseminadas con cromita de Tipo I) (Fig.6.5.b-c y Fig.6.7.b-c; Tabla 6.1).

En la cromita de Tipo II de Los Congos la escala de intercrecimiento entre ambas fases exsueltas es inferior a la resolución de la microsonda electrónica (diámetro de haz de 2-3 μm ; ver Capítulo 2) (Fig.6.4.c-d). Por tanto, no se pudo restituir su composición antes de la exsolución. Sin embargo, la composición de la espinela y magnetita en la cromita de Tipo II (#Cr = 0.50-0.54, #Mg = 0.56-0.63, #Al = 0.64-0.68 en la espinela; #Cr = 0.85-0.87, #Mg = 0.21-0.23 y #Al = 0.07-0.08 en la magnetita) es similar a la de la cromita de Tipo III (#Cr = 0.41-0.43, #Mg = 0.64-0.73, #Al = 0.71-0.81 en la espinela; #Cr = 0.76-0.79, #Mg = 0.29-0.33, #Al = 0.11-0.16 en la magnetita) (Fig.6.7.), de modo que la composición de la cromita de Tipo II previa a la exsolución debió ser semejante a la calculada para la cromita de Tipo III.

Considerando que la cromita en cuerpos de cromitita ofiolítica tiene valores del #Cr entre 0.47 y 0.83, del #Mg entre 0.47 y 0.83 (ej., Barnes y Roeder, 2001) y del #Fe³⁺ [Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al) ratio atómico] inferiores a 0.10 (ej., Barnes y Roeder, 2001; Arai et al., 2004 y referencias en él) (i.e., #Al > 0.75), sólo la cromita de Tipo I en las cromititas semimasivas de Los Guanacos queda incluida dentro de estos rangos (#Cr = 0.60-0.73, #Mg = 0.48-0.57; #Al = 0.75-0.82) (Fig.6.5.a-c; Tabla 6.1). El resto de cromita de Tipo I de Los Congos y Los Guanacos y la cromita restituida de Tipo III, a pesar de tener valores del #Cr y del #Mg similares a la cromita en cromititas ofiolíticas, muestra un mayor contenido en Fe₂O₃ (#Al = 0.65-0.78 en la cromita de Tipo I en Los Congos; #Al = 0.52-0.66 en la cromita de Tipo I de Los Guanacos; #Al = 0.34-0.40 en la cromita restituida de Tipo III) (Fig.6.5.b-c y Fig.6.7.b-c; Tabla 6.1). Por tanto, se puede indicar que la composición de esta cromita no es primaria.

6.3.2. Origen de las texturas de exsolución

En la bibliografía no se describen granos de cromita con exsoluciones de espinela y magnetita en cromititas ofiolíticas. Sin embargo si se describen texturas análogas a la cromita de Tipo II en Los Congos (i.e., granos de espinela que incluyen gránulos y lamelas de magnetita) (Fig.6.4.c-d) en la cromita de los complejos estratiformes de Chilas en Pakistán (Jan et al., 1992) y del Desierto Oriental en Egipto (Ahmed et al., 2008), y en algunos bordes de reacción en la cromita del greenstone belt de Isua, en Groenlandia (Appel et al., 2002). La cromita del complejo intrusivo de Tugela Rand en Sudáfrica (Eales et al., 1988) es similar a la de Tipo II en Los Congos pero con gránulos y lamelas de ilmenita dentro de la espinela. También se describen texturas similares a la cromita de Tipo II pero invertidas (i.e., granos de magnetita y dos fases exsuetas de espinela) en el complejo estratiforme del Distrito de Red Lodge, Montana (Loferski y Lipin, 1983). Algunos granos de cromita descritos en los complejos zonados de tipo Ural-Alaskiano de Staré Ransko en la República Checa (van der Veen y Maaskant, 1995) y de los Montes Urales (Krause et al., 2007) muestran texturas similares a la cromita de Tipo II de Los Congos, pero sólo con gránulos de magnetita exsuelto en la espinela. Estas texturas también se describen en el complejo peridotítico de Iwanai-dake en Japón (Tamura y Arai, 2004, 2005) pero de forma inversa: cristales de espinela y gránulos de magnetita.

Por otro lado, granos de cromita similares a los de Tipo III en Los Guanacos (i.e., textura simpletectítica) (Fig.6.4.e-f) se describen en numerosos lugares como en los complejos estratiformes de Giant Nickel Mine en la Columbia Británica (Muir y Naldrett, 1973), Chilas en Pakistán (Jan et al., 1992) y del Desierto Oriental en Egipto (Ahmed et al., 2008), en el complejo zonado de tipo Ural-Alaskiano de Uktus en Rusia (Garuti et al., 2003) y en el complejo peridotítico de Iwanai-dake en Japón (Tamura y Arai, 2004, 2005).

La cromita con texturas de exsolución descritas anteriormente en las cromititas de complejos estratiformes y complejos zonados de tipo Ural-

Alaskiano están enriquecidas en Fe_2O_3 , al igual que la cromita de Tipo II y de Tipo III de Los Congos y Los Guanacos. Este enriquecimiento en Fe_2O_3 en la cromita se asocia a procesos de cristalización magmática (ej., Purvis et al., 1972; Muir y Naldrett, 1973; Putnis y Price, 1979; Zakrzewski et al., 1989; Van der Veen y Maaskant, 1995; Barnes y Tang, 1999; Appel et al., 2002; Garuti et al., 2003; Tamura y Arai, 2004, 2005; Krause et al., 2007; Ahmed et al., 2008) o al metamorfismo (ej., Loferski y Lipin, 1983; Eales et al., 1988; Abzalov, 1998).

Garuti et al. (2003) y Krause et al. (2007) sugirieron que el enriquecimiento en Fe_2O_3 de la cromita exsuelta de los complejos zonados de tipo Ural-Alaskiano de Uktus (Rusia) y de los Montes Urales es consecuencia de un aumento de la fO_2 en el sistema causado por el fraccionamiento del olivino en el magma. Tamura y Arai (2004, 2005) propusieron un mecanismo similar para la cromita del complejo de Iwanai-dake en Japón, donde la cromita rica en Fe_2O_3 se forma por la interacción de un fundido silicatado, muy oxidado, con la harzburgita encajante. Abzalov (1998) y Barnes y Tang (1999) sugirieron que la cromita de las intrusiones gabróicas de la Península de Kola (Rusia) y de Jinchuan (China) se enriquece en FeO , Fe_2O_3 y TiO_2 por la reacción de la cromita con fundidos intersticiales más evolucionados.

Si el origen del Fe_2O_3 en la cromita de Tipo II y de Tipo III en Los Congos y Los Guanacos fuese magmático y por tanto, primario, el olivino en equilibrio con la cromita restituida debería tener una composición mantélica (Fo_{90-93} ; Leblanc y Nicolas, 1992; Dick y Bullen, 1984; Tian et al., 2011; Kamenetsky y Gurenko, 2007). Sin embargo, la composición de éste olivino para una temperatura de 1200°C es de Fo_{85} (Fig.6.7.a), inferior a los olivinos mantélicos. Por tanto, el enriquecimiento en Fe_2O_3 de la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III tuvo que estar asociado con un proceso metamórfico.

Autores como Loferski y Lipin (1983) dedujeron que el enriquecimiento en Fe_2O_3 de la cromita en el complejo intrusivo de Red Lodge, Montana (USA) es consecuencia del metamorfismo o de la alteración hidrotermal de la cromita prística. Por su parte, Eales et al. (1988) sugirieron que la cromita rica en Fe_2O_3 del complejo intrusivo de Tugela Rand en Sudáfrica es resultado del reequilibrio entre la cromita original y los bordes de magnetita durante el metamorfismo progrado, y la posterior reacción de esta cromita con los silicatos de la matriz.

Teniendo en cuenta que los cuerpos de cromitita estudiados en los macizos de Los Congos y Los Guanacos están encajados en peridotitas (dunitas y harzburgitas) que registran evidencias de un metamorfismo regional, hasta facies de granulitas (Escayola et al., 1996, 2004), se puede asumir que el enriquecimiento en Fe_2O_3 de la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III es resultado de los procesos ocurridos durante el metamorfismo de los cuerpos ultramáficos estudiados.

6.3.3. Condiciones en las que se produce el enriquecimiento en Fe_2O_3 durante el metamorfismo

Como se sugiere en capítulos anteriores, la formación de cromita rica en Fe_2O_3 (o ferrian cromita) a partir de cromita primaria es un proceso que se desarrolla en dos etapas asociadas a la infiltración de fluidos durante el metamorfismo de las cromititas y de su encajante peridotítico. Parte de este proceso (i.e., primera etapa de alteración) puede explicarse con el cálculo de modelos termodinámicos. Así que para entender los cambios composicionales y las condiciones de presión y temperatura a las que se formó la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III en Los Congos y Los Guanacos se ha calculado un diagrama de fase isoquímico (i.e., pseudosección).

La pseudosección se calculó para una composición correspondiente a una mezcla 1:1 de cromita y olivino (i.e., cromitita semimasiva) y unas condiciones de presión y temperatura de 2-40 kbar y 100-900°C. La cromita usada en los cálculos es: $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.48})\text{Cr}_{1.32}\text{Al}_{0.68}\text{O}_4$, correspondiente con la composición media de la cromita de Tipo I en las cromititas semimasivas de Los Guanacos, ya su composición es similar a la cromita en las cromititas ofiolíticas. El olivino empleado es Fo_{91} , composición en equilibrio con esta cromita a 1200°C (Fig.6.8; Dick y Bullen, 1984).

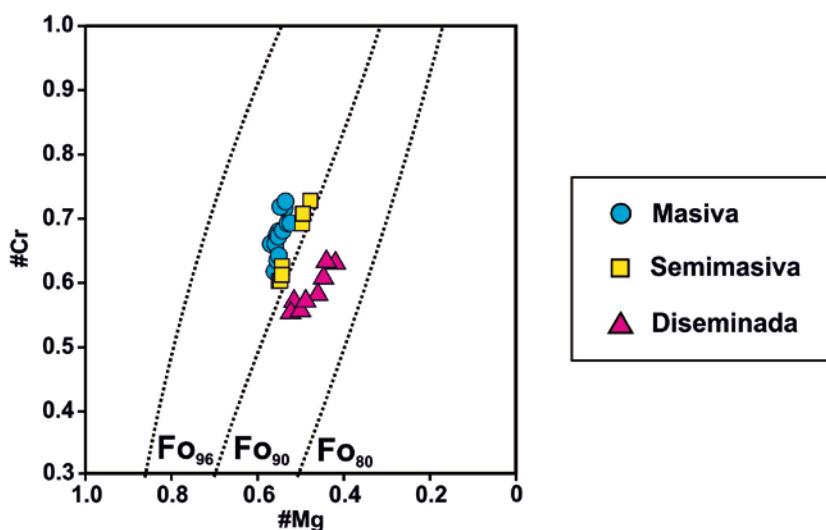


Figura 6.8. Composición de la cromita de Tipo I en Los Guanacos en términos del $\#\text{Mg}$ [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ relación atómica] frente al $\#\text{Cr}$ [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ relación atómica]. Las líneas discontinuas representan la composición del olivino en equilibrio para una temperatura nominal de 1200°C (Dick y Bullen, 1984).

La pseudosección (Fig.6.9.a) predice que para unas condiciones de 300°C y 4 kbar, definidas para el metamorfismo de fondo oceánico por Escayola et al. (1996, 2004), es estable una cromita porosa con $\#\text{Cr} = 0.99$ y $\#\text{Mg} = 0.11$ (i.e., cromita rica en FeO) (Fig.6.9.b-c) en equilibrio con clorita y

brucita. La formación de esta cromita porosa es el resultado del reequilibrio entre la cromita magmática y el olivino, en presencia de un fluido reductor, rico en sílice (ej., Alt y Shanks, 1998; Allen y Seyfried, 2003, Bach et al., 2004, Alt et al., 2007; Frost y Beard, 2007; Frost et al., 2013), durante el metamorfismo de fondo oceánico. Este reemplazamiento es equivalente a la reacción $\text{Ol}+\text{Chr}=\text{Chl}+\text{Brc}$ (campo gris claro de la Fig.6.9.a) y a la descrita en los capítulos anteriores para la primera etapa de alteración (i.e., cromita+olivino=clorita+cromita rica en FeO; reacción 6.1).

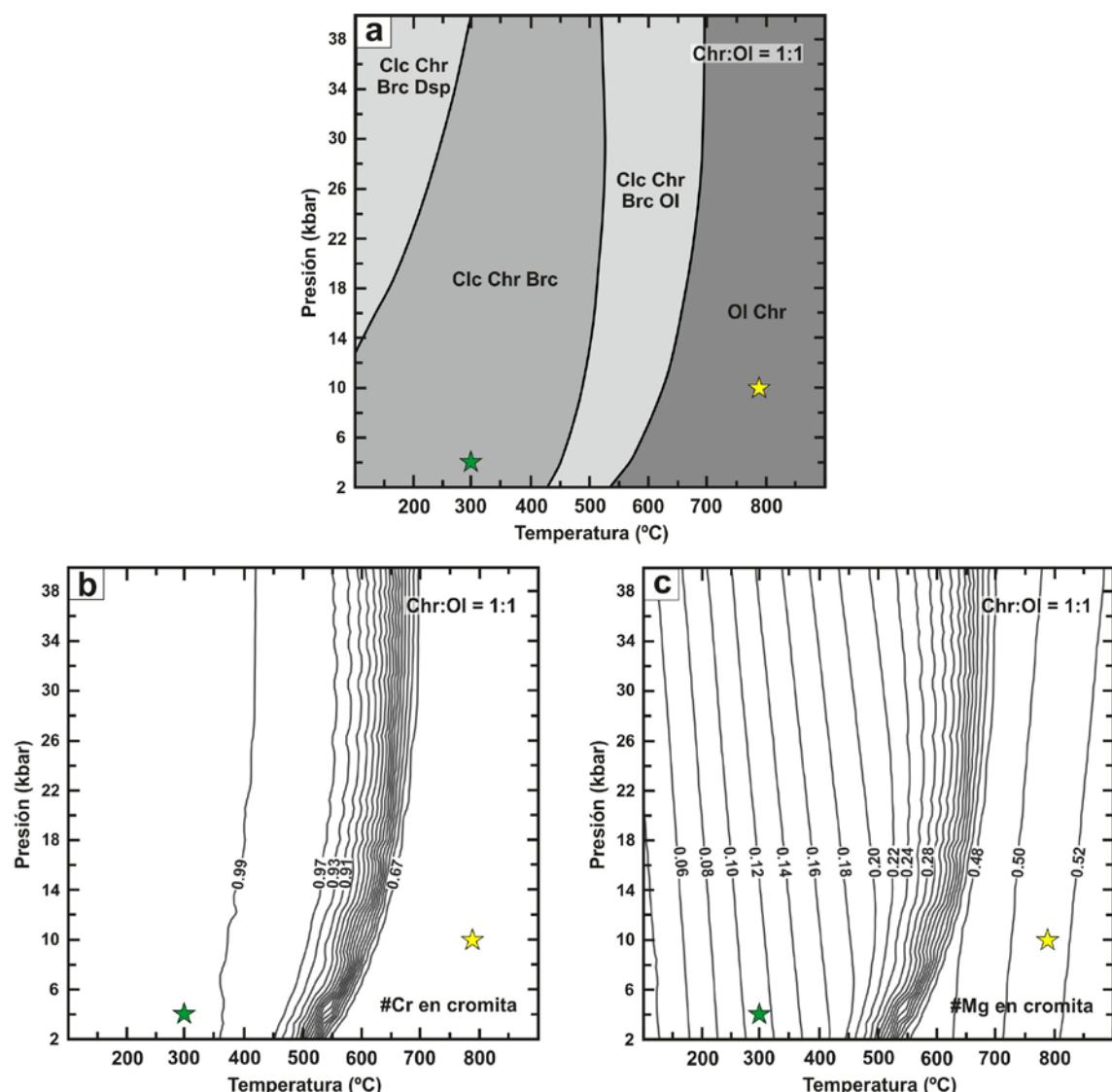


Figura 6.9. Pseudosección (a) y diagramas con las isopletas del #Cr (b) y del #Mg (c) (proporciones molares) en la cromitita de Tipo I en Los Guanacos, calculada en el sistema CrMFASH (saturado en agua) para una mezcla 1:1 (cromitita semimasiva) de cromita y olivino. Las estrellas muestran las condiciones metamórficas sugeridas por Escayola et al. (1996, 2004) para los macizos ultramáficos estudiados en las Sierras de Córdoba. Abreviaturas de los minerales según Whitney y Evans (2010), donde Chl es clorita, Chr es cromita, Brc es brucita, Dsp es diáspera y OI es olivino.

La cromita de Tipo I y la restituida de Tipo III tienen menor #Cr y mayor #Mg (#Cr = 0.47-58 y #Mg = 0.61-68 en la cromita de Tipo I en Los Congos; #Cr = 0.60-0.73 y #Mg = 0.48-0.57 en las cromititas masivas y semi-masivas y #Cr = 0.55-0.63 y #Mg = 0.42-0.52 en las cromititas diseminadas con cromita de Tipo I en Los Guanacos; #Cr = 0.55-0.60 y #Mg = 0.42-0.49 en la cromita restituida de Tipo II en Los Guanacos) que la cromita porosa modelizada (#Cr = 0.99 y #Mg = 0.11) (Fig.6.5.a-b, Fig.6.7. y Fig.6.9.b-c; Tabla 6.1.). Esto sugiere un cambio en las condiciones metamórficas hacia el campo de la cromita magmática (Fig.6.9).

Según las relaciones de fase modelizadas (Fig.6.9.b-c), el incremento del Al_2O_3 y del MgO podría estar relacionado con la descomposición de la clorita, si las condiciones metamórficas fuesen favorables para invertir la reacción (6.1): la cromita porosa rica en FeO reacciona con la clorita de los poros y/o de la matriz para formar una cromita homogénea con una composición cercana a la magmática. Sin embargo, el elevado contenido en Fe_2O_3 de la cromita de Tipo I y la restituida de Tipo III (#Al = 0.65-0.78 en la cromita de Tipo I en Los Congos; #Al = 0.55-0.64 en las cromititas masivas y #Al = 0.52-0.66 en las cromititas diseminadas con cromita de Tipo I en Los Guanacos; #Al = 0.34-0.40 en la cromita restituida de Tipo III) (Fig.6.5.b-c y Fig.6.7.b-c; Tabla 6.1) sugiere que la cromita se enriquece en Fe_2O_3 antes de alcanzar el pico metamórfico a 780°C y 10kbar (facies de granulitas; Escayola et al., 1996; 2004) e invertir la reacción (6.1.). Este proceso pudo ser análogo al descrito en los capítulos anteriores para la formación de cromita no porosa (i.e., ferian cromita) donde los fluidos oxidantes, ricos en componente magnetita, provocan la fusión el FeO y Fe_2O_3 a través de los poros formando cromita rica en Fe_2O_3 .

Por tanto, la formación de la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III es consecuencia de la reacción de la cromita no porosa rica en Fe_2O_3 , formada durante el metamorfismo retrógrado de fondo oceánico, con la clorita de la matriz durante el metamorfismo progrado que afectó a los macizos ultramáficos de Los Congos y Los Guanacos, dando lugar a una cromita homogénea con similar #Cr y #Mg que la cromita magmática pero enriquecida en Fe_2O_3 .

6.3.4. Mecanismos de exsolución

Las texturas descritas en la cromita de Tipo I (homogéneas), Tipo II y Tipo III (exsoluciones) pueden relacionarse con variaciones en su composición inicial (Fig.6.5. y Fig.6.7.; Tabla 6.1.). Asumiendo que la composición restituida de la cromita de Tipo III es la composición previa a la exsolución y que la cromita de Tipo II pudo tener una composición similar a éstas, el proceso de exsolución puede representarse en un diagrama de fase ideal para el grupo de la espinela cromífera (Fig.6.10.).

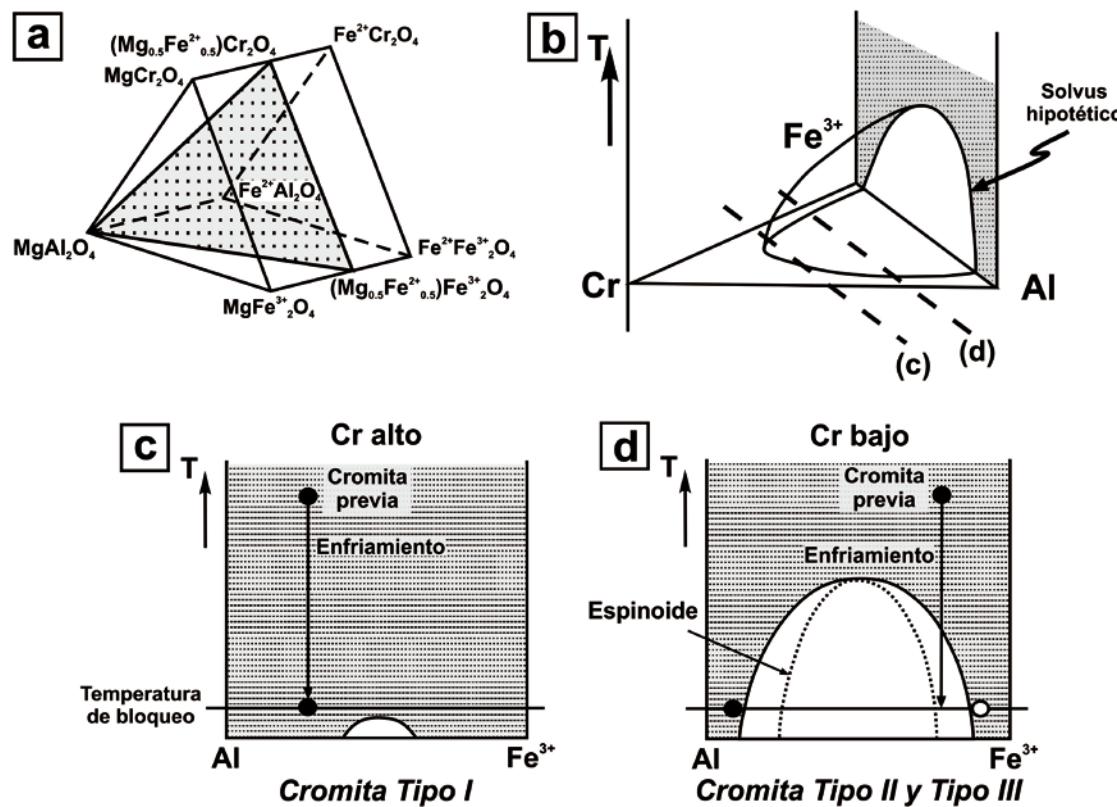


Figura 6.10. Esquema para la interpretación de las diferentes texturas de la cromita en los cuerpos de cromitita estudiados en las Sierras de Córdoba en función de la composición. (a) Prisma del grupo de la espinela cromífera con el plano aproximado que incluye la composición de la cromita de Tipo I, II y III. (b) Solvus hipotético calculado por Sack y Ghiorso (1991) para el plano que incluye a los cationes trivalentes (Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}). Planos binarios Al^{3+} - Fe^{3+} que cortan al solvus dibujado en (b) y que representan contenidos altos y bajos en Cr^{3+} , equivalentes a la cromita de Tipo I (c), Tipo II y Tipo III (d) (modificado de Tamura y Arai, 2004).

La composición tanto de la cromita de Tipo I como la de las diferentes fases exsuetas (i.e., espinela y magnetita) en los granos de cromita de Tipo II y Tipo III pueden representarse en el plano $(\text{Mg}_{0.5}, \text{Fe}^{2+}_{0.5})\text{Cr}_2\text{O}_4$ - MgAl_2O_4 - $(\text{Mg}_{0.5}, \text{Fe}^{2+}_{0.5})\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ incluido dentro del prisma del grupo de la espinela cromífera (Fig.6.10.a), de forma que se puede dibujar un solvus hipotético en el plano que incluye a los cationes trivalentes (Cr^{3+} - Al^{3+} - Fe^{3+}) (Fig.6.10.b).

La cromita de Tipo I no muestra texturas de exsolución y tienen menor Fe_2O_3 pero mayor Cr_2O_3 que la cromita restituida de Tipo II y Tipo III (Fig.6.5. y Fig.6.7.; Tabla 6.1), lo cual sugiere que su composición está situada fuera del solvus a la temperatura de bloqueo (i.e., temperatura mínima de exsolución; Fig.6.10.b-c).

Según Sack y Ghiorso (1991), la cromita exsuelta (i.e., cromita de Tipo II y de Tipo III) tiene que constituir una única fase homogénea a alta temperatura ($\geq 800^\circ\text{C}$, temperatura del pico metamórfico en facies granulita; Escayola et al., 1996, 2004), de forma que su composición caerá dentro del campo de

inmiscibilidad al disminuir la temperatura (i.e., durante el metamorfismo retrógrado hasta facies de anfibolitas; Escayola et al., 1996, 2004).

En la Figura 6.10.d la composición de la cromita de Tipo III previa a la exsolución representa, en un sistema binario, una composición media en Fe_2O_3 ($\#Al = 0.34-0.40$; Fig.6.7.b-c; Tabla 6.1.) de forma que al disminuir la temperatura su composición pudo caer dentro del espinoide (i.e., en soluciones multidimensionales, la curva donde la superficie del solvus cambia de cóncava a convexa) a la temperatura de bloqueo (Fig.6.10.d). De modo que la formación de las texturas simplectíticas en la cromita de Tipo III en Los Guanacos se puede atribuir a la descomposición de la cromita previa dentro del espinoide, en respuesta a un proceso de exsolución relativamente lento y continuado en el tiempo (ej., Kingery et al., 1976; Tamura y Arai, 2004).

La composición restituida de la cromita de Tipo II de Los Congos tuvo que ser similar a la de la cromita Tipo III en Los Guanacos (i.e., más enriquecida en Fe_2O_3 y empobrecida en Cr_2O_3 que la cromita de Tipo I de Los Congos), para que al disminuir la temperatura su composición estuviese situada dentro del campo de inmiscibilidad a la temperatura de bloqueo (Fig.6.10.d). En esta cromita de Tipo II la magnetita se muestra como gránulos de diferentes tamaños y como lamelas muy finas orientadas cristalográficamente (Fig.6.4.c-d). Los gránulos pudieron formarse por nucleación y crecimiento heterogéneo (Tamura y Arai, 2004). La distribución de los gránulos de forma aleatoria, en los bordes, o formando cadenas alineadas sugiere que se formaron por enfriamiento lento, probablemente a elevadas temperaturas, ya que la difusión intracristalina de los cationes es mucho más fácil y rápida. En cambio, las lamelas pudieron formarse posteriormente y a menor temperatura, en respuesta a un enfriamiento relativamente rápido en el tiempo, debido a que los cationes se mueven más difícilmente y se concentran solo en aquellos planos cristalográficos favorables.

Por tanto, las diferencias texturales entre la cromita de Tipo I, Tipo II y Tipo III son consecuencia de variaciones graduales en la composición previa a la exsolución (i.e., cromita de Tipo I y Tipo III) y en la velocidad de enfriamiento (i.e., cromita de Tipo II y Tipo III) durante el metamorfismo retrógrado (i.e., desde facies de granulitas hasta facies de anfibolita).

6.3.5. Temperatura de exsolución

Como se indica en el apartado anterior, la formación de las texturas de exsolución está estrechamente relacionada con la composición original de la cromita de partida y con la temperatura de bloqueo. Para determinar esta temperatura se emplea el modelo de relaciones de fase en el sistema $(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4-(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4-(\text{Fe}^{2+},\text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$ calculado por Sack y Ghiorso (1991) (Fig.6.11.), debido a la falta de un modelo de solución sólida para las espinelas cromíferas con Fe_2O_3 en el programa Perple_X (ver Capítulo 3). Además, la temperatura de bloqueo sólo se determinó para la

cromita de Tipo I y Tipo III de Los Guanacos, ya que no se pudo restituir la composición previa a la exsolución de la cromita de Tipo II de Los Congos.

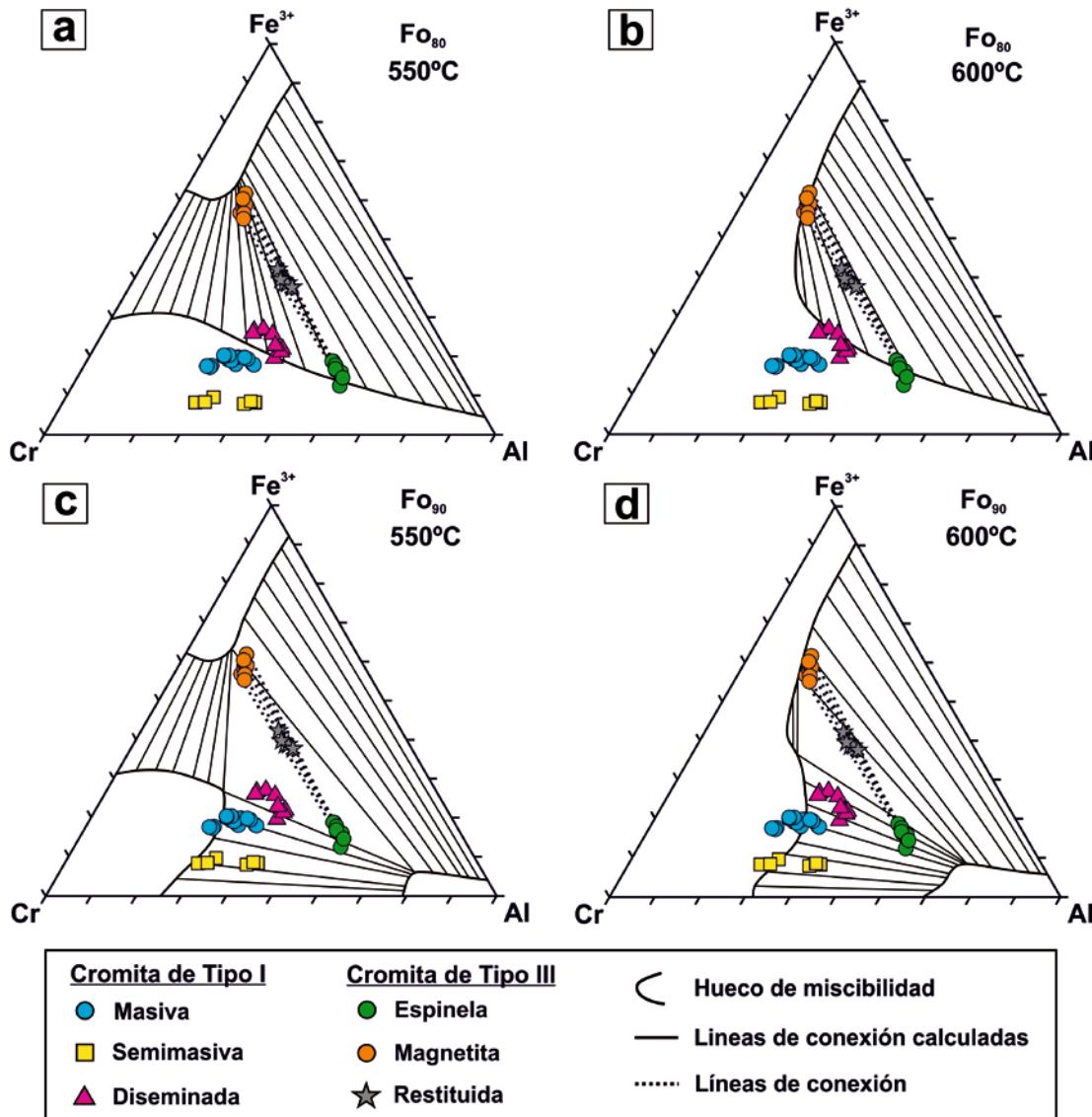


Figura 6.11. Secciones isotérmicas (isobáricas) para la cromita con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} del macizo de Los Guanacos y potenciales de intercambio Fe^{2+} -Mg fijo para una composición de Fo_{80} (a-b) y Fo_{90} (c-d) a 550°C y 600°C (Sack y Ghiorso, 1991). La leyenda está incluida en la figura.

Para obtener la temperatura de bloqueo se representó la composición de la cromita de Tipo I (homogéneas) y de Tipo III (exsoluciones) de Los Guanacos en el diagrama ternario isotérmico (isobárico) para espinelas con Cr^{3+} , Al^{3+} y Fe^{3+} y un potencial de intercambio Fe^{2+} -Mg fijo (Fig.6.11.). Sack y Ghiorso (1991) calcularon sus modelos experimentales empleando la composición del olivino, en equilibrio con cromita, para establecer el potencial

de intercambio Fe^{2+} -Mg. Sin embargo, la cromita de Tipo I y Tipo III de Los Guanacos está en equilibrio con antigorita. Así que para obtener una aproximación del potencial Fe^{2+} -Mg en equilibrio con esta cromita y por tanto, establecer la temperatura de bloqueo, se emplearon los diagramas con los huecos de inmiscibilidad calculados por Sack y Ghiorso (1991) a 500y 600°C para cromita $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4]$ en equilibrio con Fo_{80} y Fo_{90} (Fig.6.11).

Las líneas de conexión entre las fases de espinela y magnetita (i.e. *tielines*) en la cromita de Tipo III en Los Guanacos son subparalelas al eje $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4 - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Fe}^{3+}\text{O}_4$, con una pendiente similar a las *tielines* calculadas para una composición de Fo_{80} y temperaturas de 550 y 600°C (Fig.6.11.a-b; Sack y Ghiorso, 1991). Sin embargo, la pendiente de las *tielines* calculadas para una composición de Fo_{90} y temperaturas de 550 y 600°C es mucho mayor que las dibujadas para la cromita de Tipo III de Los Guanacos (Fig.6.11.c-d; Sack y Ghiorso, 1991). Por tanto, solo se emplearon los diagramas calculados para una composición de Fo_{80} para determinar la temperatura de bloqueo de la cromita.

Para un potencial Fe^{2+} -Mg equivalente a Fo_{80} , en la sección isotérmica (e isobárica) de 550°C la composición de la cromita de Tipo I en las cromititas diseminadas de Los Guanacos queda representada dentro de la región donde son estables dos fases exsuetas de cromita (Fig.6.11.a). En cambio, en la sección isotérmica (isobárica) de 600°C la composición de esta cromita de Tipo I queda representada sobre la línea que dibuja el hueco de inmiscibilidad (Fig.6.11.b). Esta temperatura (600°C) está incluida dentro del rango establecido para el metamorfismo retrógrado en el basamento de las Sierras de Córdoba (588-730°C y 3.5-7.3kbar; Rapela et al., 1998; Martino et al., 2010). Sin embargo, la ausencia de secciones isotérmicas para temperaturas superiores a 600°C no permite descartar que la temperatura de bloqueo fuese superior, en condiciones de facies de granulita, tal y como sugirieron Proenza et al. (2008).

6.3.6. Coeficientes de reparto entre las fases exsuetas

Para poder calcular los coeficientes de reparto (D) entre dos fases cualesquiera (ej. entre un mineral y un fundido o entre varios minerales) es requisito indispensable que ambas fases se encuentren en equilibrio. Como se indicó previamente, la formación exsoluciones implica condiciones de equilibrio para una determinada composición de roca total, temperatura, presión y fO_2 . De modo que el coeficiente de reparto de los elementos mayores (Al_2O_3 , MgO , FeO , Fe_2O_3 y Cr_2O_3), menores y traza (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V y Sc) entre las fases exsuetas (i.e., espinela y magnetita) en la cromita de Tipo III en Los Guanacos se calculó con la siguiente ecuación:

$$D_i^{\text{Sp/Mt}} = \frac{C_{\text{Sp}}^i}{C_{\text{Mt}}^i} \quad (6.2)$$

donde $D_i^{Sp/Mt}$ es el coeficiente de reparto del elemento i entre espinela y magnetita, C_{Sp}^i es la concentración del elemento i en la espinela y C_{Mt}^i es la concentración del elemento i en la magnetita. La composición de las fases exsuetas empleada en el cálculo de los coeficientes de reparto procede de los análisis de LA-ICP-MS realizados en 5 granos de cromita de Tipo III en Los Guancos (Tabla 6.4).

El coeficiente de reparto entre ambas fases exsuetas ($D_i^{Sp/Mt}$) muestra que elementos mayores como el Al_2O_3 , MgO y Cr_2O_3 ($D_i^{Sp/Mt} = 1.22-7.25$) y elementos menores y traza como el Ga, Zn y Co ($D_i^{Sp/Mt} = 1.72-6.35$) son compatibles, el Mn es ligeramente incompatible, y elementos mayores como el FeO y Fe_2O_3 ($D_i^{Sp/Mt} = 0.32-0.60$) y elementos menores y traza como el Ti, Ni, V y Sc ($D_i^{Sp/Mt} = 0.24-0.73$) son incompatibles en la espinela (Tabla 6.4). Estos coeficientes de reparto ($D_i^{Sp/Mt}$) obtenidos de forma empírica son los primeros calculados en cromita con texturas de exsolución.

Tabla 6.4. Coeficientes de reparto (D_i) en el par en equilibrio espinela/magnetita calculados para los elementos mayores, menores y traza en la cromita de Tipo III de Los Guanacos.

Cromita de Tipo III (Los Guanacos)													
	Al_2O_3^*	Ga	Ti	Ni	MgO^*	Zn	Co	Mn	FeO^*	Fe_2O_3^*	V	Sc	Cr_2O_3^*
Grano 1	C_{Sp}^i ^a	277500	27.82	309	1781	156500	5532	664	3401	119165	149848	599	1.03
	C_{Mt}^i ^b	44500	13.25	1229	5430	55350	1009	368	4633	231165	432407	1182	4.26
	$D_i^{\text{Sp/Mt}}$	6.24	2.10	0.25	0.33	2.83	5.48	1.80	0.73	0.52	0.35	0.51	0.24
Grano 2	C_{Sp}^i	278150	27.58	393	2147	153800	5402	654	3551	124087	149713	670	1.64
	C_{Mt}^i	45700	12.48	1136	46666	58700	1000	341	4273	227042	443602	1054	3.81
	$D_i^{\text{Sp/Mt}}$	6.09	2.21	0.35	0.46	2.62	5.40	1.92	0.83	0.55	0.34	0.64	0.43
Grano 3	C_{Sp}^i	291900	30.13	342	1994	141200	6024	681	3486	136751	137638	630	1.185
	C_{Mt}^i	47650	14.11	1287	5416	59250	996	375	4782	227371	436678	1206	4.42
	$D_i^{\text{Sp/Mt}}$	6.13	2.14	0.27	0.37	2.38	6.05	1.82	0.73	0.60	0.32	0.52	0.27
Grano 4	C_{Sp}^i	271600	28.81	526	2877	150000	5118	699	4197	128231	156554	836	1.841
	C_{Mt}^i	52400	14.47	1346	5686	59900	1083	407	4988	225453	417251	1282	4.66
	$D_i^{\text{Sp/Mt}}$	5.18	1.99	0.39	0.51	2.50	4.73	1.72	0.84	0.57	0.38	0.65	0.40
Grano 5	C_{Sp}^i	277500	27.74	303	1852	155500	5379	630	3294	123513	149905	606	1.272
	C_{Mt}^i	38300	9.42	876	3700	53400	846	280	3097	235114	462970	830	2.91
	$D_i^{\text{Sp/Mt}}$	7.25	2.94	0.35	0.50	2.91	6.35	2.25	1.06	0.53	0.32	0.73	1.42
Media		6.14	2.25	0.32	0.43	2.64	5.57	1.89	0.83	0.55	0.34	0.60	0.34
Mediana		6.13	2.14	0.35	0.46	2.62	5.48	1.82	0.83	0.55	0.34	0.64	0.40
Desviación estandar		0.73	0.38	0.06	0.08	0.22	0.63	0.21	0.14	0.03	0.02	0.09	0.07

(*) = Datos de la microsonda electrónica (% en peso)

(a) C_{Sp}^i = concentración del elemento i en espinela (ppm)

(b) C_{Mt}^i = concentración del elemento i en magnetita (ppm)

(c) $D_i^{\text{Sp/Mt}}$ = coeficiente de partición del elemento i en la cromita exsuelta

6.3.7. Parámetros que controlan la distribución de elementos menores y traza en las exsoluciones

Estudios experimentales (Horn et al., 1994; Nielsen et al., 1994; Canil, 1999, 2002; Toplis y Corgne, 2002; Connolly y Burnett, 2003; Lee et al., 2003, 2005; Righter et al., 2006; Mallman y O'Neill, 2009) y empíricos realizados en rocas maficas y ultramáficas naturales (Paktunc y Cabri, 1995; Sattari et al., 2002; Li et al., 2008; Pagé y Barnes, 2009) demostraron que el comportamiento y distribución de ciertos elementos menores y traza (Ti, Ga, V, Sc, Ni, Co y Mn) entre cromita, magnetita o titano-magnetita y el fundido silicatado o el olivino, dependen de factores tales como la temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y/o composición de la roca total. Sin embargo, la formación de exsoluciones implica condiciones de equilibrio (i.e., condiciones fijas) para estos parámetros.

El comportamiento y la distribución de los elementos mayores, menores y traza en las diferentes fases de la cromita exsuelta (i.e., espinela y magnetita) va a depender de la cristaloquímica de las mismas (ej., Sattari, 2000; Toplis y Corgne, 2002; Righter et al., 2006). Es decir, el coeficiente de reparto va a estar gobernado por factores tales como: i) el tamaño de la celda unidad del miembro extremo del grupo de la espinela, ii) la carga y el radio iónico del elemento, iii) la posición cristalográfica en la que se produce la sustitución, o iv) los efectos de campo cristalino (ej., McClure, 1957; Onuma et al., 1968; Burns, 1970; Jensen, 1973; Henderson, 1979; Blundy y Wood, 1994).

En la cromita de Tipo III en Los Guanacos, las fases exsueltas son espinela y magnetita, de modo que se puede asumir que su tamaño de la celda unidad es similar al de sus respectivos miembros extremos. El tamaño de la celda unidad de la espinela (arista de la celda = 8.103Å) es menor que el de la magnetita (arista de la celda = 8.396Å) (Burns, 1970). Esto podría explicar por qué elementos menores y traza con un radio iónico grande como el Sc^{3+} (radio iónico, RI = 0.73Å) o el Mn^{2+} (RI = 0.82Å) son incompatibles con espinela ($D_{\text{Sc}}^{\text{Sp/Mt}} = 0.24-0.44$ y $D_{\text{Mn}}^{\text{Sp/Mt}} = 0.73-1.06$; Tabla 6.4.). En cambio, que elementos menores y traza con radio iónico relativamente grande como el Zn^{2+} (RI = 0.74Å) y el Co^{2+} (RI = 0.73Å) sean compatibles con espinela ($D_{\text{Zn}}^{\text{Sp/Mt}} = 4.73-6.35$ y $D_{\text{Co}}^{\text{Sp/Mt}} = 1.80-2.25$; Tabla 6.4.), sugiere que el tamaño de la celda unidad no es el factor principal que controla la distribución de los elementos menores y traza entre las distintas fases exsueltas.

Autores como Onuma et al. (1968) y Jensen (1973) mostraron que el coeficiente de reparto para una serie de cationes isovalentes, en una posición particular de la red cristalina, describe una dependencia parabólica cerca de un “radio iónico óptimo”. Normalmente este radio óptimo se asemeja al radio iónico del elemento mayor más abundante del mineral (ej., radio óptimo similar al radio iónico del Ca en las posiciones M2 en el clinopiroxeno; Toplis y Corgne, 2002).

Blundy y Wood (1994) desarrollaron un modelo predictivo para estimar el coeficiente de reparto entre un mineral y el fundido, en función de la energía de deformación asociada con la sustitución de un catión en la red cristalina, cuyo radio iónico es diferente al radio óptimo para una posición estructural dada. Este modelo está basado en la ecuación de Brice (1975), que relaciona el coeficiente de reparto para un elemento i (D_i) de radio r_i , con el coeficiente de reparto del elemento o (D_o) de radio iónico óptimo (r_o) para una posición cristalográfica de interés y condiciones de temperatura, presión y composición mineral fijas (símbolos y unidades en la Tabla 6.5.):

$$D_i(P, T, x) = D_o(P, T, x) \exp \left[\frac{-4\pi EN_A}{3RT} \left(\left(r_i + \frac{r_o}{2} \right) (r_i - r_o)^2 \right) \right] \quad (6.3)$$

Tabla 6.5. Lista de símbolos y valores de las constates y parámetros empleados y ajustados en la ecuación (6.3) para las posiciones B de una espinela.

Símbolo	Nombre	Valor			Unidades
		Espinela*	Magnetita*	Fases exsuetas	
N_A	Número de Avogadro	6.022×10^{23}			mol^{-1}
R	Constante de los gases	8.314			J/molK
T	Temperatura	1648		973	K
E	Módulo de Young del mineral	477	380	45.80	GPa
r_o	Radio iónico óptimo	0.61	0.63	0.53	\AA
r_i	Radio iónico del elemento i	Figura 6.12			\AA
$D_o(P, T, x)$	Coeficiente de reparto del radio óptimo para condiciones de P, T y composición constantes	352.76	210.57	6.51	-
$D_i(P, T, x)$	Coeficiente de reparto del elemento i para condiciones de P, T y composición constantes	Tabla 6.6		Tabla 6.4	-

* Cromita experimental de composición similar a las fases exsuetas (i.e., espinela y magnetita) en la cromita de Tipo III de Los Guanacos.

La representación gráfica de la ecuación 6.3 es una parábola, la cual puede ser empleada para predecir la dependencia entre el coeficiente de reparto de cationes isovalentes y su radio iónico, en una posición particular de la red cristalina, tal y como observaron Onuma et al. (1968) y Jensen (1973) en diferentes minerales (ej., piroxeno, anfíbol, biotita,...).

Para averiguar si el comportamiento de los elementos mayores, menores y traza en la cromita de Tipo III está relacionado con su radio iónico, se pretende representar el coeficiente de reparto entre las fases exsuetas ($D_i^{\text{Sp/Mt}}$)

frente al radio iónico de elementos isovalentes, en las diferentes posiciones cristalográficas de la estructura de las espinelas (i.e., posiciones A y B; ver Capítulo 1 Tabla 1.1.). Esto permitirá comprobar si los $D_i^{Sp/Mt}$ se ajustan a una parábola calculada con la ecuación (6.3.). Como el coeficiente de reparto en la cromita estudiada podría estar influenciado por procesos de alteración posteriores a la exsolución, se va comprobar si esta dependencia parabólica existe para $D_i^{Sp/Mt}$ experimentales, puesto que el comportamiento de los elementos podría considerarse como ideal.

Debido a la ausencia de coeficientes de reparto experimentales para cromita con texturas de exsolución, se emplean los coeficientes de reparto cromita/fundido ($D_i^{Chr/Liq}$) experimentales obtenidos en cromita de composición similar a espinela y magnetita (Nielsen et al., 1994; Canil, 2002) (Fig.6.12.; Tabla 6.6.). Así, la relación entre los $D_i^{Chr/Liq}$ experimentales de espinela y magnetita darían como resultado los $D_i^{Sp/Mt}$ experimentales, los cuales podrían compararse con los $D_i^{Sp/Mt}$ en la cromita de Tipo III. Los $D_i^{Chr/Liq}$ equivalentes a espinela proceden del estudio realizado por Nielsen et al. (1994), mientras que los de magnetita corresponden a datos obtenidos por Canil (2002) (Fig.6.12.; Tabla 6.6.). Este autor realizó sus experimentos para un amplio rango de fO_2 , así que sólo se seleccionaron los $D_i^{Chr/Liq}$ para condiciones de fO_2 similares a las de Nielsen et al. (1994) (entre -8.29 y -5.67 NNO, buffer de oxígeno; Tabla 6.6.).

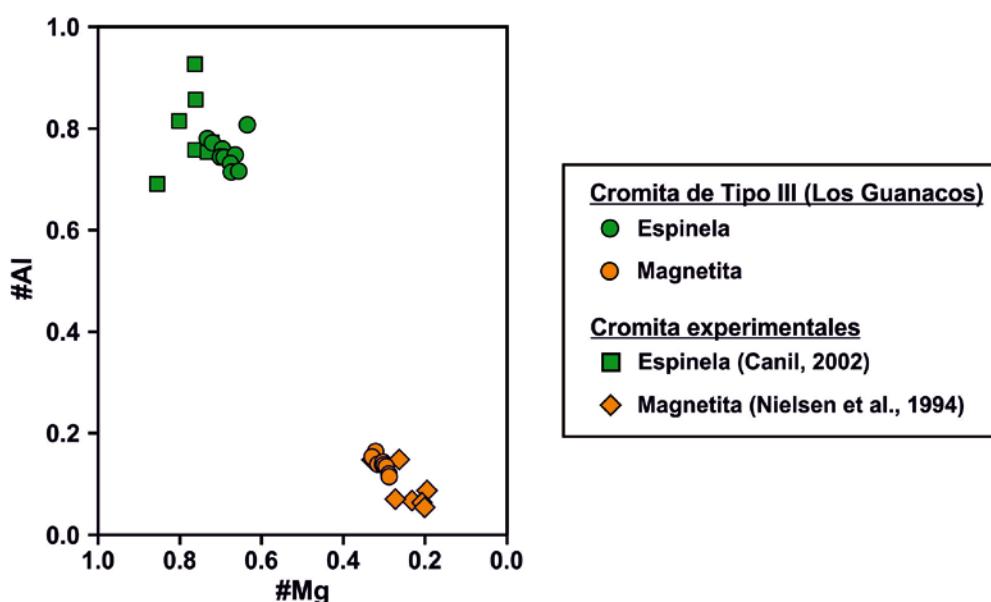


Figura 6.12. Variaciones composicionales de las fases exsuetas, espinela y magnetita, en la cromita de Tipo III de Los Guanacos y la cromita experimental (Nielsen et al., 1994; Canil, 2002) en términos del #Mg [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$] radio atómico] frente al #Al [$\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$] relación atómica].

Tabla 6.6. Coeficientes de reparto entre cromita y fundido experimentales seleccionados.

Espinela (Canil, 2000)										
Muestra	Temperatura (K)	Presión (bar)	fO_2	#Mg	#Al	Elemento (i)	Radio iónico (Å)	$D_i^{\text{sp/liq}}$		
132 auk	1648	1	-6.57 NNO	0.80	0.82	Al ³⁺	0.53	1.45		
						Cr ³⁺	0.61	203.70		
						V ³⁺	0.64	4.04		
						Ni ²⁺	0.70	2.28		
						Mg ²⁺	0.72	0.93		
135 adk			-7.47 NNO	0.73	0.75	Al ³⁺	0.53	1.00		
						Cr ³⁺	0.61	131.12		
						V ³⁺	0.64	6.32		
						Ni ²⁺	0.70	1.88		
						Mg ²⁺	0.72	0.88		
137 adk			-8.29 NNO	0.80	0.70	Al ³⁺	0.53	1.06		
						Cr ³⁺	0.61	97.17		
						V ³⁺	0.64	10.06		
						Ni ²⁺	0.70	3.09		
						Mg ²⁺	0.72	0.92		
140 auk			-5.67 NNO	0.86	0.69	Al ³⁺	0.53	1.53		
						Cr ³⁺	0.61	231.78		
						V ³⁺	0.64	1.31		
						Ni ²⁺	0.70	3.61		
						Mg ²⁺	0.72	0.99		
151 auk	1606		-6.16 NNO	0.76	0.76	Al ³⁺	0.53	1.58		
						Cr ³⁺	0.61	279.37		
						V ³⁺	0.64	1.78		
						Ni ²⁺	0.70	4.38		
						Mg ²⁺	0.72	1.02		
155 auk	1573		-6.73 NNO	0.72	0.77	Al ³⁺	0.53	1.57		
						Cr ³⁺	0.61	316.49		
						V ³⁺	0.64	1.51		
						Ni ²⁺	0.70	5.03		
						Mg ²⁺	0.72	1.05		
156 auk	1628			0.76	0.86	Al ³⁺	0.53	1.51		
						Cr ³⁺	0.61	226.56		
						V ³⁺	0.64	2.60		
						Ni ²⁺	0.70	3.39		
						Mg ²⁺	0.72	0.96		

Tabla 6.6. Continuación.

Magnetita (Nielsen et al, 1994)											
Muestra	Temperatura (K)	Presión (bar)	fO_2	#Mg	#Al	Elemento (i)	Radio iónico (\AA)	$D_i^{\text{mt/liq}}$			
H87-3	1353-1398	1 bar	1-2 log QFM	0.23	0.07	Al ³⁺	0.53	0.14			
						V ³⁺	0.64	0.11			
						Ni ²⁺	0.70	65.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.05			
						Sc ³⁺	0.73	3.09			
						Mn ²⁺	0.82	1.11			
AII-107				0.20	0.09	Al ³⁺	0.53	0.17			
						V ³⁺	0.64	0.19			
						Ni ²⁺	0.70	36.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.27			
						Sc ³⁺	0.73	2.62			
						Mn ²⁺	0.82	1.68			
KL-77				0.21	0.06	Al ³⁺	0.53	0.14			
						V ³⁺	0.64	0.18			
						Ni ²⁺	0.70	49.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.00			
						Sc ³⁺	0.73	2.85			
						Mn ²⁺	0.82	1.19			
121492				0.20	0.05	Al ³⁺	0.53	0.12			
						V ³⁺	0.64	0.20			
						Mg ²⁺	0.72	1.31			
						Sc ³⁺	0.73	4.15			
						Mn ²⁺	0.82	1.58			
T85-77				0.27	0.07	Al ³⁺	0.53	0.12			
						V ³⁺	0.64	0.12			
						Ni ²⁺	0.70	41.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.94			
						Sc ³⁺	0.73	4.19			
						Mn ²⁺	0.82	2.31			
TLW67-41				0.26	0.15	Al ³⁺	0.53	0.39			
						V ³⁺	0.64	3.40			
						Ni ²⁺	0.70	31.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.15			
						Sc ³⁺	0.73	0.74			
						Mn ²⁺	0.82	1.11			
ML-100				0.33	0.15	Al ³⁺	0.53	0.42			
						V ³⁺	0.64	1.88			
						Ni ²⁺	0.70	31.00			
						Mg ²⁺	0.72	1.29			
						Sc ³⁺	0.73	0.67			
						Mn ²⁺	0.82	1.44			

No se representan los $D_i^{\text{Chr/Liq}}$ experimentales de espinela y magnetita frente al radio iónico de los cationes divalentes (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} y Mn^{2+}) en las posiciones A, ya que el $D_i^{\text{Chr/Liq}}$ de los elementos menores y traza es superior al de los elementos mayores (Tabla 6.6.). Esto supone una incongruencia, porque el coeficiente de reparto (D_o) asociado al radio iónico óptimo (r_o) debe localizarse próximo al radio del elemento mayor más abundante, en este caso Mg^{2+} o Fe^{2+} . Así que sólo se representan los $D_i^{\text{Chr/Liq}}$ experimentales de espinela y magnetita frente al radio iónico de cationes trivalentes (Cr^{3+} , Al^{3+} , V^{3+} y Sc^{3+}) en las posiciones B (Fig.6.13.a) (Tabla 6.6.). Además, con la ecuación (6.3.) se calcula la parábola que se ajusta al conjunto de coeficientes de reparto y de radios iónicos en cada fase (línea continua y discontinua en la Fig.6.13.a).

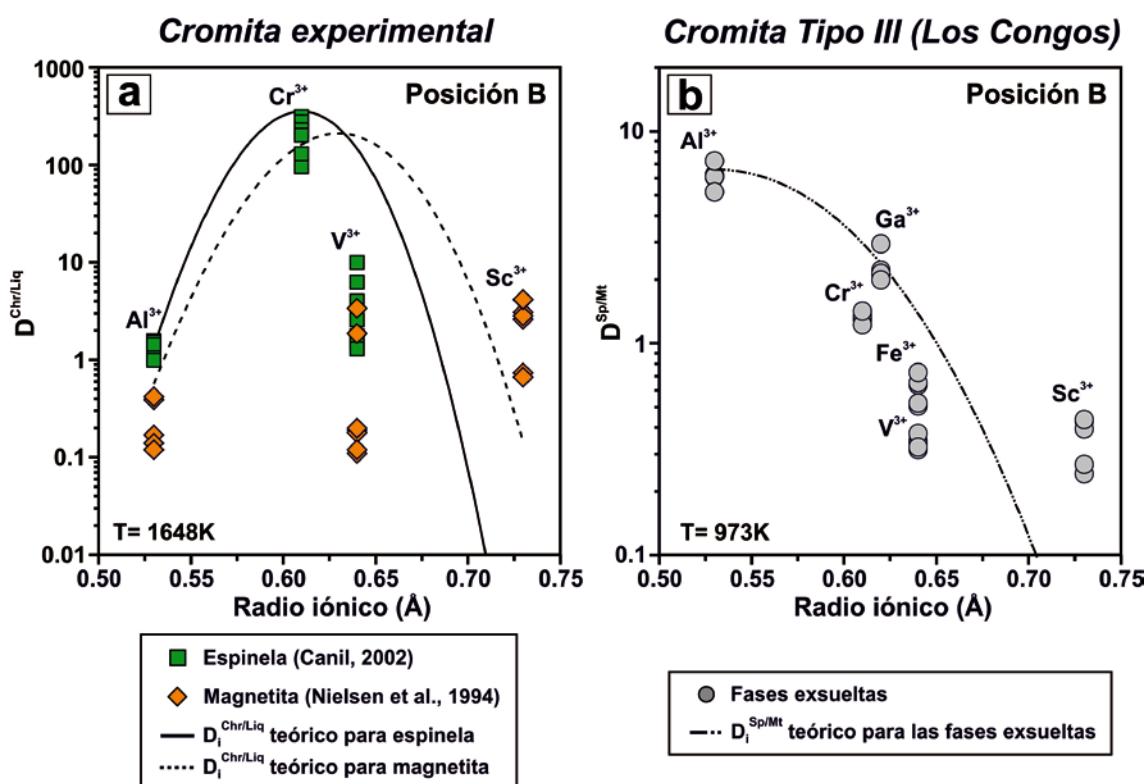


Figura 6.13. Modelos predictivos del coeficiente de reparto entre cromita y fundido ($D_i^{\text{Chr/Liq}}$) experimentales obtenidos en cromita con composición similar a espinela y magnetita (Nielsen et al., 1994; Canil, 2002) (a) y entre las fases exsuetas ($D_i^{\text{Sp/Mt}}$) en la cromita de Tipo III en Los Congos (b) frente al radio iónico (Blundy y Wood, 1994). La leyenda está incluida en la figura.

En la Figura 6.13.a se observa que los $D_i^{\text{Chr/Liq}}$ experimentales para espinela y magnetita no describen una dependencia parabólica respecto al radio iónico (ej., el $D_V^{\text{Chr/Liq}}$ experimental queda representado por debajo de la parábola, es decir, es menor que el teórico). Esto pone en evidencia que la distribución de los elementos mayores, menores y traza en la cromita

experimental, con un comportamiento considerado ideal, no está relacionada con el radio iónico y por tanto, tampoco lo muestran los $D_i^{Sp/Mt}$ calculados en la cromita de Tipo III (Fig.6.13.b). En consecuencia, la distribución de los elementos mayores, menores y traza entre espinela y magnetita en la cromita de Tipo III de Los Guanacos está influenciada por otros factores distintos al radio iónico y a la carga del elemento.

La teoría del campo cristalino es un modelo que describe la separación de los orbitales electrónicos, generalmente los orbitales d o f, como consecuencia de la interacción entre un metal de transición o lantánido y los aniones circundantes. Este modelo de desdoblamiento depende de la disposición de los aniones en torno al catión, es decir, en coordinación octaédrica o tetraédrica.

La suma de las energías de todos los electrones se llama energía de estabilización del campo cristalino (EECC) y va a depender de la disposición de los electrones en cada tipo de coordinación. La diferencia entre la EECC octaédrica y tetraédrica se denomina energía de preferencia para un hueco octaédrico (EPHO), y puede considerarse como una medida de la afinidad de un catión por ocupar las posiciones de coordinación octaédrica en la estructura de un óxido, como los minerales del grupo de la espinela (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.).

McClure (1957) y Dunitz y Orgel (1957) sugirieron que el comportamiento y distribución de los elementos de transición en los miembros extremos del grupo de la espinela puede ser explicado mediante la teoría del campo cristalino. Así, los cationes con altas EPHO tenderán a ocupar las posiciones de coordinación octaédrica, mientras que aquellos cationes con bajas EPHO lo harán en las de coordinación tetraédrica. Si bien los cationes con una EPHO igual a cero pueden ocupar ambas posiciones.

Considerando lo anterior, el Ni^{2+} (EPHO = 95.4 kJ/mol; McClure, 1957) con una fuerte tendencia a ocupar las posiciones octaédricas y el V^{3+} (EPHO = 4.0 kJ/mol; McClure, 1957) que la tiene en las posiciones tetraédricas, van a formar espinelas inversas. Esto explica porque la magnetita, con estructura de espinela inversa (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.), está más enriquecida en Ni^{2+} y V^{3+} (Fig.6.6.c-d) y porque son incompatibles en la espinela ($D_{Ni}^{Sp/Mt}$ = 0.33-0.51 y $D_V^{Sp/Mt}$ = 0.51-0.73; Tabla 6.4.). En cambio, el Co^{2+} (EPHO = 8.8 kJ/mol; McClure, 1957) con una fuerte tendencia a ocupar las posiciones tetraédricas va a formar espinelas normales. Esto justifica el alto contenido en Co^{2+} de la espinela, con estructura tipo espinela normal (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.) (Fig.6.6.c-d), y por qué es compatible en ésta fase ($D_{Co}^{Sp/Mt}$ = 1.72-2.25; Tabla 6.4.).

Cationes como el Sc^{3+} , Ti^{4+} , Ga^{3+} , Mn^{2+} y Zn^{2+} (EPHO = 0; McClure, 1957) pueden ocupar posiciones octaédricas y/o tetraédricas dependiendo de la preferencia de otros cationes en las diferentes estructuras. En el caso de Sc^{3+} y Ti^{4+} , que puedan ocupar ambas posiciones cristalográficas, explica por qué la magnetita, donde los cationes trivalentes ocupan ambas posiciones, está más

enriquecida en estos elementos (Fig.6.6.c-d) y son más incompatibles en la espinela ($D_{Sc}^{Sp/Mt} = 0.24-0.44$ y $D_{Ti}^{Sp/Mt} = 0.25-0.39$; Tabla 6.4). Respecto al Mn^{2+} , que la EPHO = 0 puede explicar por qué su contenido es similar en ambas fases (Fig.6.6.c-d) y el coeficiente de reparto es próximo a 1 ($D_{Mn}^{Sp/Mt} = 0.73-1.06$; Tabla 6.4.). Estudios experimentales y termodinámicos muestran que tanto el Zn^{2+} como el Ga^{3+} , a pesar que EPHO = 0, tienden a ocupar posiciones tetraédricas y octaédricas, respectivamente (ej., Dunitz y Orgel, 1957; Navrotsky y Keppler, 1967; Yoon et al., 2002; Britto et al., 2007). Esto explicaría el enriquecimiento del Zn^{2+} y el Ga^{3+} en la espinela (Fig.6.6.c-d) y por qué son más compatibles en ésta fase ($D_{Zn}^{Sp/Mt} = 4.73-6.35$ y $D_{Ga}^{Sp/Mt} = 1.99-2.94$; Tabla 6.4.).

6.3.8. Implicaciones de los coeficientes de reparto durante el metamorfismo de la cromita

Como se indica en los apartados anteriores, la composición en elementos mayores y la estructura de las fases exsuetas en la cromita de Tipo III en Los Guanacos es análoga a la de los miembros extremos espinela (i.e., estructura de espinela normal) y magnetita (i.e., estructura de espinela inversa). Por tanto se puede asumir que el comportamiento de los elementos menores y traza en las fases exsuetas de la cromita de Tipo III en Los Guanacos es ideal. Esto las convierte en una herramienta muy útil para compararlas con los núcleos (i.e., cromita con estructura de espinela normal) y bordes no porosos (i.e., ferrian cromita con estructura de espinela inversa) (ver Capítulo 1 Tabla 1.1.) de la cromita zonada en las cromititas estudiadas de los Rhodopes Orientales y de Tehuitzingo.

En los cuerpos de cromitita estudiados en los Rhodopes Orientales y en Tehuitzingo los núcleos y bordes no porosos de la cromita zonada tienen valores variables del #Cr y el #Mg (#Cr = 0.62-0.93 y #Mg = 0.35-0.57 en los núcleos y #Cr = 0.83-0.99 y #Mg = 0.08-0.35 en los bordes de cromita zonada de los Rhodopes Orientales; ver Capítulo 4 Tabla 4.1., Fig.4.9. y Fig.4.10; #Cr = 0.50-0.67 y #Mg = 0.44-0.67 en los núcleos y #Cr = 0.83-1.00 y #Mg = 0.04-0.32 en los bordes de cromita zonada de Tehuitzingo; ver Capítulo 5 Tabla 5.1.; Fig.5.8.) y muy diferentes a los de la espinela y magnetita en la cromita de Tipo III en Los Guanacos (#Cr = 0.41-0.43 y #Mg = 0.64-0.73 en la espinela y #Cr = 0.76-0.79 y #Mg = 0.29-0.33 en la magnetita; Tabla 6.1; Fig.6.5.d-f). A pesar de estas diferencias, los núcleos de la cromita zonada y la espinela muestran un comportamiento similar en los elementos menores y traza, ya que están más enriquecidos en Co y Zn y empobrecidos en V, Ni, Sc y Ti que los bordes no porosos de la cromita zonada y la magnetita (ver Capítulo 4 Fig.4.11.d-f y k-n; ver Capítulo 5 Fig.5.9.d-e; Fig.6.6.c-d). El contenido en Mn es similar tanto en núcleos y bordes no porosos de la cromita zonada como en la espinela y magnetita de la cromita de Tipo III en Los Guanacos (ver Capítulo 4 Fig.4.11.d-f y k-n; ver Capítulo 5 Fig.5.9.d-e; Fig.6.6.c-d). El comportamiento del Ga en los núcleos y bordes de la cromita zonada en las cromititas de Tehuitzingo es

similar al de la espinela y magnetita en la cromita de Tipo III de Los Guanacos (ver Capítulo 5 Fig.5.9.d-e; Fig.6.6.c-d), pero es completamente diferente al de los núcleos y bordes no porosos de la cromita zonada en las cromititas de los Rhodopes Orientales, ya que los núcleos están empobrecidos en Ga respecto a los bordes no porosos (ver Capítulo 4 Fig.4.11.d-f y k-n). Esto podía estar relacionado con que en la cromita zonada de Tehuitzingo el borde no poroso está rodeado por magnetita muy empobrecida en Ga (ver Capítulo 5 Fig.5.9.d-f; Fig.6.6.c-d), mientras que en la cromita zonada de los Rhodopes Orientales estos bordes están rodeados por clorita, la cual es capaz de incorporar Ga en su estructura (ver Capítulo 4 Tabla 4.4. y Fig.4.17.).

El hecho de que los elementos menores y traza en los núcleos y bordes no porosos en la cromita zonada muestren un comportamiento análogo al de espinela y magnetita en la cromita de Tipo III en Los Guanacos sugiere que estos elementos se movilizaron como consecuencia de un cambio en la estructura de la espinela. Es decir, por un cambio de estructura desde espinela normal en los núcleos a espinela inversa en los bordes no poroso de la cromita zonada. Por tanto, los coeficientes de reparto en las fases exsuetas predicen de una manera muy certera el comportamiento de los elementos menores y traza durante el metamorfismo de la cromita. Esto explica porque dentro de un cuerpo de cromitita los núcleos de la cromita zonada tienen patrones de distribución de elementos menores y traza análogos entre sí pero muy distintos a los de la cromita parcialmente alterada (ver Capítulo 4 Fig.4.11.a, d, g, i, k y m; ver Capítulo 5 Fig.5.9.a y d).

Conclusions

The study of chromitites hosted in the ultramafic section of ophiolites that have undergone distinct metamorphic PT pathways reveals that chromite is altered mainly during hydrous metamorphism. The hydration of chromitites during metamorphism produces changes in both chemistry and microstructure of chromite. The detailed analysis of these modifications allows defining that metamorphic alteration of chromite takes place in two stages. The first stage is associated with the infiltration of highly reducing SiO_2 -rich fluids emanated from the first stages of serpentinisation of mafic silicates from the country peridotite. These fluids promote the reaction of chromite with matrix olivine to produce a residual porous Fe^{2+} -rich chromite in equilibrium with chlorite, which usually is filling the pores formed by the volume reduction associated with such reaction. In the second stage, the progressive consumption of olivine in the chromitite and host rock shifts the conditions towards more oxidizing. In such scenario, magnetite component is added by the infiltrating fluids dissolving chlorite from the pores while precipitating homogenous chromite with composition of ferrian chromite. This is recorded in individual zoned chromite grains by a trend of decreasing Al_2O_3 and MgO and increasing FeO and Fe_2O_3 , and by zoning in the chromite grains.

Evidence of these two stages were registered in chromitites affected by eclogite- to amphibolite- or greenschist-facies metamorphism in the ultramafic massifs of the Eastern Rhodope in Bulgaria and in the serpentinite body of Tehuitzingo in Mexico. In the ultramafic massifs from the Eastern Rhodopes in Bulgaria (i.e., Golyamo Kamenyane, Yakovitsa, Chernichevo), thermodynamic modeling using phase relations in the CrMFASH system suggest that the first stage of alteration of chromite took under amphibolite-facies conditions from ca. 700 to 450°C. A limited reaction between cores and rims of porous chromite is observed in the high-Al chromites of Golyamo Kamenyane and Chernichevo, which show cores and rims with identical “flat” patterns of minor and trace elements analyzed using LA-ICP-MS. This contrast with the porous chromite grains (mainly in Golyamo Kamenyane), which exhibit significantly higher contents of Zn, Co and Mn (i.e., ZCM-anomaly) and lower of Ga, Ni, Sc and V than rims of partly altered chromite. This ZCM-anomaly identified in the high-Al chromites can be also identified in rims of porous chromite formed at expenses of high-Cr chromites. In the latter case is associated with depletion in Ga, Ni and Sc. This distribution of minor and trace elements is the result of the exchange and diffusion of minor and trace elements between cores and their surrounding rims, and interpreted as a fingerprint for the infiltration of reducing fluids during metamorphism.

The analysis isothermal Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+} sections for the composition of ferrian chromite in zoned and homogeneous chromite in the chromitites of the Eastern Rhodopes suggests that the second stage of alteration took place at temperatures from 550 to 600°C. The cores of zoned chromite grains are depleted in Ga, Ni and Sc but enriched in Zn and Co, relative to non-porous rims. This distribution of minor and trace elements is significantly distinct to that observed in the cores of partly altered chromite grains, indicating the interaction of the former cores with a homogenous rim formed from a fluid with higher $f\text{O}_2$.

Textural and compositional variations of the major elements in chromite grains from chromitites of Tehuitzingo, Mexico, suggest that the alteration of chromite took place through the same mechanism observed in the case of the Rhodopian chromitites. The application of the thermodynamic modelling to the partly altered and porous chromite grains of these chromitites metamorphosed in eclogite- to greenschist-facies metamorphism yield identical starting temperatures for the alteration ca. 700°C. This first stage of alteration was also associated with the infiltration of reducing SiO_2 -rich fluids, which very likely also derived from the contemporaneous hydration of host peridotites (mainly dunite and harzburgite). The analysis of phase relations in the CrMFASH system for the Tehuitzingo chromitites suggest that in this case the reaction of alteration was more effective in the range of temperatures of 550 and 250°C, which coincides with the conditions of greenschist-facies metamorphism registered in the rocks of the area. Partly altered and porous chromite from Tehuitzingo show very similar trace element patterns to those observed in the equivalent chromite types from Golyamo Kamenyane in Rhodopes. This similarity in the distribution of minor and trace elements in the metamorphic chromite attested that in the alteration processes were involved fluids that sheared similar physicochemical characteristics. The isothermal Al^{3+} - Cr^{3+} - Fe^{3+} sections used for the zoned chromite indicate that the second stage of alteration took place at temperatures below 600°C, at the same conditions observed in the Rhodopes. The fluids involved in this alteration process are also more oxidizing and SiO_2 -rich, producing the stabilization of magnetite and the precipitation of ferrian chromite. Cores of zoned chromite are depleted in Ti, Ni and Mn but enriched in Ga, Zn and V, relative to non-porous rims. This pattern is similar from the equivalent metamorphosed chromite grains in the Rhodopes, suggesting an interaction with similar fluid during the alteration processes. Magnetite rims of zoned chromite from Tehuitzingo are strongly depleted in Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V and Sc, suggesting their subsequent formation.

On the other hand, the presence of homogeneous (Type I) and exsolved (Type II and Type III) chromite grains in the chromitites from Los Congos and Los Guanacos (Argentina) suggest a different mechanism of alteration than those studied in the Eastern Rhodopes and Tehuitzingo areas. These chromitite bodies have undergone seafloor metamorphism followed by prograde granulite-facies conditions, which was overprinted by amphibolite-facies metamorphism. The Type I, Type II and Type III chromite observed in the Argentinian chromitites are interpreted as the final stages of exsolution after prograde metamorphism. Type II chromite shows blebs with different sizes intergrowth

with very fine crystal-oriented lamellae, indicating that this chromite was formed at higher temperature but lower cooling rate than Type III chromite, with symplectic texture. The blocking temperature obtained in Type I and Type III chromite from Los Guanacos (ca. 600°C) suggests that the exsolution of non-porous chromite in Type II and Type III chromite grains took place during the amphibolite-facies metamorphism.

Partition coefficient obtained for minor and trace elements (Ga, Ti, Ni, Zn, Co, Mn, V, Sc) in the equilibrium pair spinel-magnetite in Type III chromite grains from Los Guanacos are the first consistent dataset obtained in exsolved chromite from natural chromitite samples. Such partition coefficients show that the distribution of the minor and trace elements between spinel and magnetite are linked to crystal field stabilization energies and therefore, with the structural features of spinel structure (i.e., normal or inverse spinel structure). Cores and rims of zoned chromite in chromitites from Eastern Rhodopes and Tehuitzingo have the same spinel structure that spinel and magnetite of Type III chromite from Los Guanacos, respectively. This suggests that the partition coefficient spinel/magnetite is a useful tool to predict the behavior of the minor and trace elements during the metamorphism, explaining why cores of zoned chromites show identical trace-element patterns but they are highly different from those of cores of partly altered chromite grains.

Referencias

- Abzalov, M.Z., 1998. Chrome-spinels in gabbro-Wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, 43 (3), 109-134 pp.
- Ahmed, Z., 1982. Porphyritic-nodular, nodular, and orbicular chrome ores from the Sakhakot-Qila Complex, Pakistan, and their chemical variations. *Mineralogical Magazine*, 45 (337), 167-178 pp.
- Ahmed, A.H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Rahimi, A., 2005. Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 138 (3), 225-234 pp.
- Ahmed, A.H., Helmy, H.M., Arai, S., Yoshikawa, M., 2008. Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic–ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos*, 104 (1), 85-98 pp.
- Akmaz, R.M., Uysal, I., Saka, S., 2014. Compositional variations of chromite and solid inclusions in ophiolitic chromitites from the southeastern Turkey: Implications for chromitite genesis. *Ore Geology Reviews*, 58, 208-224 pp.
- Aldanmaz, E., 2012. Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR–SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism. *Geological Journal*, 47 (1), 59-76 pp.
- Allan, J.F., Sack, R.O., Batiza, R., 1988. Cr-rich spinels as petrogenetic indicators; MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. *American Mineralogist*, 73 (7-8), 741-753 pp.
- Allen, D.E., Seyfried Jr, W., 2003. Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400 C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (8), 1531-1542 pp.
- Alt, J.C., Shanks, W.C., 1998. Sulfur in serpentinized oceanic peridotites: Serpentinization processes and microbial sulfate reduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103 (B5), 9917-9929 pp.
- Alt, J.C., Shanks, W.C., Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Beaudoin, G., 2007. Hydrothermal alteration and microbial sulfate reduction in peridotite and gabbro exposed by detachment faulting at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N (ODP Leg 209): A sulfur and oxygen isotope study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (8), Q08002.

- Anma, R., Armstrong, R., Orihashi, Y., Ike, S., Shin, K., Kon, Y., Komiya, T., Ota, T., Kagashima, S., Shibuya, T., 2009. Are the Taitao granites formed due to subduction of the Chile ridge? *Lithos*, 113 (1), 246-258 pp.
- Anzil, P., 2009. Metamorfismo, deformación y evolución tectónica de rocas ultramáficas y su encajonante metamórfico asociado en la Sierra Chica Central, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 336 pp.
- Appel, C., Appel, P., Rollinson, H., 2002. Complex chromite textures reveal the history of an early Archaean layered ultramafic body in West Greenland. *Mineralogical Magazine*, 66 (6), 1029-1041 pp.
- Arai, S., 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. 1987, 347-354.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56 (383), 173-184 pp.
- Arai, S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59 (4), 279-293 pp.
- Arai, S., 1997. Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geology*, 47 (4), 177-187 pp.
- Arai, S., Abe, N., 1995. Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist*, 80 (9), 1041-1047 pp.
- Arai, S., Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89 (6), 1279-1288 pp.
- Arai, S., Uesugi, J., Ahmed, A.H., 2004. Upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2), 145-154 pp.
- Arkadakskiy, S., Böhm, S., Heaman, L., Cherneva, Z., Stancheva, E., 2000. New U-Pb age results from the Central Rhodope Mts., Bulgaria. En: Bogdanov, K. (Ed.). *Geodynamics and ore deposit evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride Province. Abstracts, ABCD-GEODE 2000 Workshop*, Borovets. Sofia University, Bulgaria. 5 p.
- Augé, T., 1987. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22 (1), 1-10 pp.
- Bai, W., Robinson, P.T., Fang, Q., Yang, J., Yan, B., Zhang, Z., Hu, X., Zhou, M., Malpas, J., 2000. The PGE and base-metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *The Canadian Mineralogist*, 38 (3), 585-598 pp.

- Bai, W., Yang, J., Fang, Q., YAN, B., ZHANG, Z., 2001. Study on a storehouse of ultrahigh pressure mantle minerals-podiform chromite deposits. *Earth Science Frontiers*, 8 (3), 111-122 pp.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J., Rosner, M., 2004. Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 5 (9), Q09F26.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Ildefonse, B., Meurer, W.P., Humphris, S.E., 2006. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters*. 33 (13), L13306.
- Bacuta, G.C., 1989. Zambales Ophiolite Complex, Philippines: chromite and platinum-group element mineralization. Ph.D. Thesis, Cornell University, Ithaca, NY, 210 pp.
- Ballhaus, C., 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156 (3), 185-193 pp.
- Ballhaus, C., Berry, R., Green, D., 1990. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. *Nature*, 348, 437-440 pp.
- Ballhaus, C., Berry, R., Green, D., 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107 (1), 27-40 pp.
- Barnes, S.J., 2000. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, 41 (3), 387-409 pp.
- Barnes, S.J., Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (12), 2279-2302 pp.
- Barnes, S.J., Tang, Z.L., 1999. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu province, People's Republic of China. *Economic Geology*, 94 (3), 343-356 pp.
- Barra, F., Gervilla, F., Hernández, E., Reich, M., Padrón-Navarta, J.A., González-Jiménez, J.M., 2014. Alteration patterns of chromian spinels from La Cabaña peridotite, south-central Chile. *Mineralogy and Petrology*, 108 (6), 819-836 pp.
- Bazylev, B., Zakariadze, G., Zhelyazkova-Panayotova, M., Kolcheva, K., Oberhaensli, R., Solov'eva, N., 1999. Petrology of ultramafic rocks from the ophiolite association in the crystalline basement of the Rhodope Massif. *Petrology*, 7, 192-211 pp.
- Bédard, J.H., Hébert, R., 1998. Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotitic intrusions: North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103 (B3), 5165-5184 pp.

- Bliss, N., MacLean, W., 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39 (6), 973-990 pp.
- Blundy, J., Wood, B., 1994. Prediction of crystal melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature*, 372, 452-454 pp.
- Bonchev, E., 1971. The problems of the Bulgarian geotectonics. *Technika*, Sofia, Bulgaria. 204 pp.
- Bonchev, E., 1988. Notes sur la tectonique Alpine des Balkans. *Société géologique de France, Bulletin* 8, 241-249 pp.
- Bonev, N., 2002. Structure and evolution of the Kesebir gneiss dome, eastern Rodopes. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Sofia, Sofia, Bulgaria. 282 pp.
- Bonev, N., 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Eastern Rhodope massif (Bulgaria): basement structure and kinematics of syn- to post-collisional extensional deformation. In: Dilek, Y., Paulides, S. (Eds.), Mediterranean region and Asia. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 49, 211-235 pp.
- Bonev, N., Peychev, K., Nizamova, D., 2006. MOR- vs. SSZ-origin of metamorphic rocks in the upper high-grade basement unit of the eastern Rhodope: geochemical diversity and tectonic significance. *Proceedings of Annual Conference of the Bulgarian Geological Society, Geosciences 2006*, 181-184 pp.
- Borghini, G., Fumagalli, P., Rampone, E., 2010. The stability of plagioclase in the upper mantle: subsolidus experiments on fertile and depleted Iherzolite. *Journal of Petrology*, 51 (1-2), 229-254 pp.
- Boudier, F., Nicolas, A., 1985. Harzburgite and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters*, 76 (1), 84-92 pp.
- Brice, J., 1975. Some thermodynamic aspects of the growth of strained crystals. *Journal of Crystal Growth*, 28 (2), 249-253 pp.
- Britto, S., Radha, A., Ravishankar, N., Kamath, P.V., 2007. Solution decomposition of the layered double hydroxide (LDH) of Zn with Al. *Solid state sciences*, 9 (3), 279-286 pp.
- Burg, J., Carrigan, L., Ivano, Z., Godfriaux, I., Dimov, D., Klain, L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. *Terra Nova*, 8 (1), 6-15 pp.
- Burns, R.G., 1970. *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge University Press, New York. 224 pp.
- Burkhard, D.J., 1993. Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 (6), 1297-1306 pp.
- Cabri, L.J., 1981. *Platinum-Group Elements: mineralogy, meology, mecovery*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Geology Division, Montreal, Canada. 267 pp. ISBN 0919086004

- Caby, R., 1995. Plastic deformation of gabbros in a slow-spreading Mesozoic ridge: Example of the Montgenevre ophiolite, Western Alps. En: Vissers, R.L.M., Nicolas, A. (Eds.). Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites. Kluwer Academic Publishers, Petrology and Structural Geology Series, Dordrecht, Netherlands. 123-145 pp.
- Calderón-García, A., 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla. XX Congreso Geológico Internacional, Libreto guía Excursión A-11: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 9-27 pp.
- Candia, M., Gaspar, J., 1997. Chromian spinels in metamorphosed ultramafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goiás, Brazil. Mineralogy and Petrology, 60 (1), 27-40 pp.
- Canil, D., 1999. Vanadium partitioning between orthopyroxene, spinel and silicate melt and the redox states of mantle source regions for primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (3), 557-572 pp.
- Canil, D., 2002. Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present. *Earth and Planetary Science Letters*, 195 (1), 75-90 pp.
- Carballido-Sánchez, E.A., Delgado-Argote, L.A., 1989. Geología del cuerpo serpentinitico de Tehuitzingo, Estado de Puebla- Interpretación preliminar de su emplazamiento. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 8 (2), 134-148 pp.
- Carrigan, C.W., Mukasa, S.B., Haydoutov, I., Kolcheva, K., 2003. Ion microprobe U-Pb zircon ages of pre-Alpine rocks in the Balkan, Sredna Gora, and Rhodope terranes of Bulgaria: constraints on Neoproterozoic and Variscan tectonic evolution. *Journal of Geosciences*, 48 (1-2), 32-33 pp.
- Casey, J., Dewey, J., 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres- Implications for ophiolitic geology and obduction. Geological Society, London, Special Publications, 13 (1), 269-290 pp.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M., Prinzhofer, A., 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76 (4), 805-831 pp.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007. Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, 26 (3), TC3007. doi:10.1029/2006TC001981
- Chatterjee, N.D., Leistner, H., Terhart, L., Abraham, K., Klaska, R., 1982. Thermodynamic mixing properties of corundum-eskolaite, α -(Al,Cr³⁺)₂O₃, crystalline solutions at high temperatures and pressures. *American Mineralogist*, 67 (7-8), 725-735 pp.

- Clynne, M.A., Borg, L.E., 1997. Olivine and chromian spinel in primitive calc-alkaline and tholeiitic lavas from the southernmost Cascade Range, California: a reflection of relative fertility of the source. *Canadian Mineralogist*, 35, 453-472 pp.
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 2001. Large igneous provinces: progenitors of some ophiolites? En: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.). *Mantle plumes: their identification through time*. Geological Society of America, Inc., Boulder, USA. 59-70 pp.
- Connolly, J., 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290 (6), 666-718 pp.
- Connolly, J., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236 (1), 524-541 pp.
- Connolly, J., 2009. The geodynamic equation of state: what and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (10), Q10014.
- Connolly Jr, H.C., Burnett, D., 2003. On type B CAI formation: experimental constraints on fO_2 variations in spinel minor element partitioning and reequilibration effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (22), 4429-4434.
- Cremer, V., 1966. Die Mischkristallbildung im System Chromit-Magnetit-Hercynit zwischen 1000 und 500°C. *Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 111, 184-205 pp.
- Daieva, L., Haydoutov, I., Pristavova, S., 2007. Geochemical correlation of metabasic rocks from Central and East Rhodopes, Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 45, 109-118 pp.
- Dare, S.A.S., Pearce, J.A., McDonald, I., Styles, M.T., 2009. Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr# and Ga-Ti-FeIII systematics in chrome-spinel. *Chemical Geology*, 261 (3-4), 199-216 pp.
- De Capitani, C., 1994. Gleichgewichts-phasendiagramme: theorie und software. *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 72, 6-48 pp.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (1), 54-76 pp.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113 (1), 1-20 pp.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2010. Spontaneous subduction initiation and forearc magmatism as revealed by Phanerozoic suprasubduction zone ophiolites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 42 (5), 575 pp.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (3-4), 387-411 pp.

- Dorais, M.J., Lira, R., Chen, Y., Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130 (1), 31-46 pp.
- Droop, G., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical magazine, 51 (361), 431-435 pp.
- Duke, J., 1983. Ore deposit models 7: magmatic segregation deposits of chromite. Geoscience Canada, 10 (1), 15-24 pp.
- Dunitz, J., Orgel, L., 1957. Electronic properties of transition-metal oxides—I: Distortions from cubic symmetry. Journal of Physics and Chemistry of Solids, 3 (1), 20-29 pp.
- Eales, H., Wilson, A., Reynolds, I., 1988. Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. Mineralium Deposita, 23 (2), 150-157 pp.
- Economou-Eliopoulos, M., Vacondios, I., 1995. Geochemistry of chromitites and host rocks from the Pindos ophiolite complex, northwestern Greece. Chemical Geology, 122 (1), 99-108 pp.
- Edwards, S.J., Pearce, J.A., Freeman, J., 2000. New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromitite. En: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A. (Eds.). Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program. Geological Society of America, Special Paper, 349, 139-147 pp.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002. Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. Tectonics, 21 (3), 220-234 pp.
- Encarnación, J., 2004. Multiple ophiolite generation preserved in the northern Phies and the growth of an island arc complex. Tectonophysics, 392 (1), 103-130 pp.
- Engi, M., 1983. Equilibria involving Al-Cr spinel; Mg-Fe exchange with olivine; experiments, thermodynamic analysis, and consequences for geothermometry; erratum. American Journal of Science, 284-A (3), 29-71 pp.
- Escayola, M., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti-Yaco y Estancia San Miguel. Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Inédita. Facultad de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 300 pp.
- Escayola, M.P., Ramé, G., Kraemer, P.E., 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, Tomo III, 421-438 pp.
- Escayola, M., Proenza, J.A., Schalamuk, A., Cábana, C., 2004. La secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica de Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. En: Pereira,

- E., Castroviejo, R., Ortiz, F. (Eds.). Complejos Ofiolíticos En Iberoamérica: Guías de prospección para metales preciosos. Proyecto XIII.1-CYTED, Madrid-España. 133-155 pp.
- Escayola, M.P., Pimentel, M.M., Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, 35 (6), 495-498 pp.
- Esquivel-Macías, C., Ausich, W.I., Buitrón-Sánchez, B., Flores de Dios, A., 2000. Pennsylvanian and Mississippian pluricolumnal assemblages (Class Crinoidea) from southern Mexico and a new occurrence of a column with a tetralobate lumen. *Journal Information*, 74 (6), 1187-1190 pp.
- Evans, B.W., Frost, B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39 (6-7), 959-972 pp.
- Evans, K., Powell, R., Frost, B., 2013. Using equilibrium thermodynamics in the study of metasomatic alteration, illustrated by an application to serpentinites. *Lithos*, 168-169, 67-84 pp.
- Ferrario, A., Garuti, G., 1988. Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia Complex (Central Goias, Brazil). En: Prichard, H., Potts, P.J., (Eds.). *Geo-Platinum 87*. Elsevier Applied Science, London, U.K. 261-272 pp.
- Fisher, L.W., 1929. Origin of chromite deposits. *Economic Geology*, 24, 691-721 pp.
- Fisk, M.R., Bence, A., 1980. Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1. *Earth and Planetary Science Letters*, 48 (1), 111-123 pp.
- Frost, B.R., 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25 (1), 469-488 pp.
- Frost, B.R., Beard, J.S., 2007. On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology*, 48 (7), 1351-1368 pp.
- Frost, B.R., Evans, K., Swapp, S.M., Beard, J.S., Mothersole, F.E., 2013. The Process of Serpentinization in Dunite from New Caledonia. *Lithos*, 178, 24-39 pp.
- Fumagalli, P., Poli, S., Fischer, J., Merlini, M., Gemmi, M., 2014. The high-pressure stability of chlorite and other hydrates in subduction mélange: experiments in the system $\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167 (2), 1-16 pp.
- Gaines, R.V., Skinner, H.C.W., Foord, E.E., King, V.T., Dowty, E., 1997. Dana's New Mineralogy: the System of Mineralogy of James Dwight and Edward Salisbury Dana. Wiley, New York, USA. 1819 pp. ISBN 0471193100
- Galaz E.G., Keppie, J.D., Lee, J.K., Ortega-Rivera, A., 2013a. A high-pressure folded klippe at Tehuitzingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23 (2), 641-660 pp.
- Galaz E., Keppie, J.D., Murphy, J.B., 2013b. Mafic forearc cumulates and associated rocks in the central high-pressure belt of the Acatlán Complex of

- southern México: geochemical constraints. *International Geology Review*, 55 (11), 1401-1417 pp.
- Gao, S., Liu, X., Yuan, H., Hattendorf, B., Günther, D., Chen, L., Hu, S., 2002. Determination of forty two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards Newsletter*, 26 (2), 181-196 pp.
- Garuti, G., Pushkarev, E.V., Zaccarini, F., Cabella, R., Anikina, E., 2003. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). *Mineralium Deposita*, 38 (3), 312-326 pp.
- Garuti, G., Pushkarev, E., Zaccarini, F., 2005. Diversity of chromite-PGE mineralization in ultramafic complexes of the Urals. En: Törmänen, T.O., Alapieti, T.T. (Eds.), Tenth Int. Platinum Symp. (Oulu). Platinum-Group Elements-from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact, 341-344 pp.
- Georgiev, V., 2006. Tertiary domes and depressions in the Rhodope massif. *Geosciences*, 106-109 pp.
- Gervilla, F., Gutiérrez-Narbona, R., Hach-Ali, P.F., 2002. The origin of different types of magmatic mineralizations from small-volume melts in the Iherzolite massifs of the Serranía de Ronda (Málaga, Spain). *Journal of Spanish Mineralogical Society*, 25, 79-96 pp.
- Gervilla, F., Proenza, J.A., Frei, R., González-Jiménez, J., Garrido, C., Melgarejo, J., Meibom, A., Díaz-Martínez, R., Lavaut, W., 2005. Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (6), 589-607 pp.
- Gervilla, F., Padrón-Navarta, J., Kerestedjian, T., Sergeeva, I., González-Jiménez, J., Fanlo, I., 2012. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 1-15 pp.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D., Miró, R., 2008. Palaeomagnetism of the Late Devonian-Early Carboniferous Achala Batholith, Córdoba, central Argentina: implications for the apparent polar wander path of Gondwana. *Gondwana Research*, 13 (2), 227-237 pp.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119 (2-3), 197-212 pp.
- González, P.D., Sato, A.M., Llambias, E.J., Basei, M.A., Vlach, S.R., 2004. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of western Sierra de San Luis (Argentina), in relation to Cuyania accretion. *Gondwana Research*, 7 (4), 1157-1170 pp.

- González-Jiménez, J.M., 2009. Mineralogía de los elementos del grupo del platino en cromititas ofiolíticas sometidas a diferentes tasas de alteración. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada, España. 230 pp.
- González-Jiménez, J.M., Kerestedjian, T., Proenza, J.A., Gerville, F., 2009. Metamorphism on chromite ores from the Dobromirtsi ultramafic massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria). *Geologica Acta*, 7 (4), 413-429 pp.
- González-Jiménez, J.M., Augé, T., Gerville, F., Bailly, L., Proenza, J.A., Griffin, W.L., 2011a. Mineralogy and geochemistry of platinum-rich chromitites from the mantle-crust transition zone at Ouen Island, New Caledonia ophiolite. *The Canadian Mineralogist*, 49 (6), 1549-1569 pp.
- González-Jiménez, J., Proenza, J.A., Gerville, F., Melgarejo, J., Blanco-Moreno, J., Ruiz-Sánchez, R., Griffin, W., 2011b. High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal Ophiolitic Massif (eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements. *Lithos*, 125 (1), 101-121 pp.
- González-Jiménez, J.M., Gerville, F., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Augé, T., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2012. Os-isotope variability within sulfides from podiform chromitites. *Chemical Geology*, 291, 224-235 pp.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Gerville, F., Proenza, J.A., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2014a. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189, 127-139 pp.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Proenza, J.A., Gerville, F., O'Reilly, S.Y., Akbulut, M., Pearson, N.J., Arai, S., 2014b. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, 189, 140-158 pp.
- González-Jiménez, J.M., Locmelis, M., Belousova, E., Griffin, W.L., Gerville, F., Kerestedjian, T.N., Pearson, N.J., Sergeeva, I., 2015. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed Ultramafic Massif of Dobromirtsi (Bulgaria). *Gondwana Research*, 27, 555-574 pp.
- González-Mancera, G., 2010. Mineralogía y petrología del cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo, Estado de Puebla, Sur de México. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Mexico, Mexico DF, Mexico. 162 pp.
- González-Mancera, G., Ortega-Gutiérrez, F., Proenza, J.A., Atudorei, V., 2009. Petrology and geochemistry of Tehuitzingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (3), 419-435 pp.
- Golding, H., Bayliss, P., 1968. Altered chrome ores from the Coolac Serpentine Belt, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, 53, 162-183 pp.
- Gordillo, C.A., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 53 (1-2), 3-44 pp.

- Gordillo, C.A., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Miscelánea, 68, 1-40 pp.
- Gordillo, C., Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. II Simposium de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1, 577-650 pp.
- Graham, I.T., Franklin, B., Marshall, B., 1996. Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution. *Mineralogy and Petrology*, 57 (3-4), 129-150 pp.
- Grieco, G., Merlini, A., 2012. Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite. *International Journal of Earth Sciences*, 101 (6), 1523-1533 pp.
- Griffin, W., Powell, W., Pearson, N., O'Reilly, S., 2008. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. En: Sylvester, P. (Ed.). *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 40, Appendix 2. 204-207 pp.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Jesus, D., 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 98 (5), 1001-1025 pp.
- Haggerty, S., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *Oxide minerals*, 3, 101-301 pp.
- Hawkins, J., 2003. Geology of supra-subduction zones: Implications for the origin of ophiolites. En: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.). *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America, Inc., Boulder, Colorado. 227-268 pp.
- Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva, L.A., Savov, I., 2001. Island-arc origin of the Neoproterozoic variegated formations from the east Rhodopes (Avren synform and Bela Reka antiform), Bulgaria. *EUROPROBE Meeting*, METU, Ankara, Abstract 1, 31-32 pp.
- Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva, L.A., Savov, I., 2003. Evidence of boninitic type magmatism in the Variegated Formations from the East Rhodope. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 40, 55-71 pp.
- Haydoutov, I., Kolcheva, K., Daieva, L.A., Savov, I., Carrigan, C., 2004. Island arc origin of the variegated formations from the east Rhodope, Bulgaria- Implications for the evolution of the Rhodope massif. *Ophioliti*, 29 (2), 145-157 pp.
- Henderson, P., 1979. Irregularities in patterns of element partition. *Mineralogical Magazine*, 43 (327), 399-404 pp.
- Hill, R., Roeder, P.L., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *The Journal of Geology*, 160, 709-729 pp.

- Hock, M., Friedrich, G., Plüger, W., Wichowski, A., 1986. Refractory-and metallurgical-type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21 (3), 190-199 pp.
- Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16 (3), 309-343 pp.
- Horn, I., Foley, S.F., Jackson, S.E., Jenner, G.A., 1994. Experimentally determined partitioning of high field strength-and selected transition elements between spinel and basaltic melt. *Chemical Geology*, 117 (1), 193-218 pp.
- Huang, X., Li, J., Kusky, T., Chen, Z., 2004. Microstructures of the Zunhua 2.50 Ga podiform chromite, North China Craton and implications for the deformation and rheology of the Archean oceanic lithospheric mantle. *Developments in Precambrian Geology*, 13, 321-337 pp.
- Irvine, T.N., 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 1. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2 (6), 648-672 pp.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator: Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4 (1), 71-103 pp.
- Irvine, T.N., 1975. Chromite crystallization in the joint Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Institution Washington Yearbook*, 76, 465-472 pp.
- Irvine, T.N., 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. *Geology*, 5 (5), 273-277 pp.
- Irvine, T., Sharpe, M., 1986. Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater Complexes. En: Gallagher, M.J. (Ed.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Institution of Mining and Metallurgy, Edinburgh, Scotland. 183-198 pp.
- Ishiwatari, A., 1985. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 76 (1), 93-108 pp.
- Ivanov, Z., 1989. Structure and tectonic evolution of the central parts of the Rhodope massif. En: Ivanov, Z. (Ed.). *Structural and geodynamic evolution of the inner zones of Balkanides*. XIVth Congress, CBGA, Sofia, Bulgaria. 56-96 pp.
- Ivanov, Z., Dimov, D., Dobrev, S., Kolkovski, B., Sarov, S., 2000. Structure, Alpine evolution and mineralizations of the Central Rhodopes area (South Bulgaria). Guide to Excursion B, ABCD-GEODE 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria. 50 pp.
- Jan, M.Q., Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31 (3), 667-715 pp.
- Jan, M., Khan, M., Windley, B., 1992. Exsolution in Al-Cr- Fe^{3+} -rich spinels from the Chilas mafic-ultramafic complex, Pakistan. *American Mineralogist*, 77, 1074-1074 pp.

- Janák, M., Froitzheim, N., Georgiev, N., Nagel, T., Sarov, S., 2011. P-T evolution of kyanite eclogite from the Pirin Mountains (SW Bulgaria): implications for the Rhodope UHP Metamorphic Complex. *Journal of Metamorphic Geology*, 29 (3), 317-332 pp.
- Jensen, B.B., 1973. Patterns of trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37 (10), 2227-2242 pp.
- Juteau, T., René, M., 1997. Géologie de la Croûte Océanique: pétrologie et dynamique endogènes. Dunond, Paris. 569 pp.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., 1998. Melt-peridotite reaction recorded in the chemistry of spinel and melt inclusions in basalt from 43°N, Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 164 (1), 345-352 pp.
- Kamenetsky, V.S., Gurenko, A.A., 2007. Cryptic crustal contamination of MORB primitive melts recorded in olivine-hosted glass and mineral inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153 (4), 465-481 pp.
- Kamenetsky, V.S., Everard, J.L., Crawford, A.J., Varne, R., Eggins, S.M., Lanyon, R., 2000. Enriched end-member of primitive MORB melts: petrology and geochemistry of glasses from Macquarie Island (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 41 (3), 411-430 pp.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42 (4), 655-671 pp.
- Kamperman, M., Danyushevsky, L.V., Taylor, W.R., Jablonski, W., 1996. Direct oxygen measurements of Cr-rich spinel: implications for spinel stoichiometry. *American Mineralogist*, 81, 1186-1194 pp.
- Karsten, J., Klein, E., Sherman, S., 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: implications of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos*, 37 (2), 143-161 pp.
- Kay, S.M., Gordillo, C.E., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117 (1), 25-44 pp.
- Kay, S., Ramos, V.A., 1996. El magmatismo Cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Tomo III, 453-464.
- Kelemen, P., 2004. Unraveling the tapestry of ocean crust. *Oceanus Magazine*, 42 (2), 2-5 pp.
- Keppie, J.D., Ramos, V.A., 1999. Odyssey ophiolites in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. En: Keppie, J.D., Ramos, V.A. (Ed.). Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America, Special Paper, 336, 267-276 pp.

- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D., 2008a. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: from rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461 (1), 277-290 pp.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B.V., Ramos-Arias, M., Morales-Gámez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J., Housh, T., 2008b. Ordovician-earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean. *Tectonophysics*, 461 (1), 130-156 pp.
- Keppie, J.D., Nance, R., Ramos-Arias, M., Lee, J., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Murphy, J., 2010. Late Paleozoic subduction and exhumation of Cambro-Ordovician passive margin and arc rocks in the northern Acatlán Complex, southern Mexico: geochronological constraints. *Tectonophysics*, 495 (3), 213-229 pp.
- Keppie, J.D., Nance, R., Dostal, J., Lee, J., Ortega-Rivera, A., 2012. Constraints on the subduction erosion/extrusion cycle in the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico: geochemistry and geochronology of the type Piaxtla Suite. *Gondwana Research*, 21 (4), 1050-1065 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G.F., Saunders, A.D., 1998. The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, 292 (3), 173-188 pp.
- Kimball, K.L., 1990. Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105 (3), 337-346 pp.
- Kingery, W., Bowen, H., Uhlmann, D., 1976. *Introduction to ceramics*, 2nd edition. A Wiley-Interscience Publication, New York, 1056 pp.
- Klemme, S., Ivanic, T., Connolly, J., Harte, B., 2009. Thermodynamic modelling of Cr-bearing garnets with implications for diamond inclusions and peridotite xenoliths. *Lithos*, 112, 986-991 pp.
- Kober, L., 1928. *Die Grossgliederung Der Dinariden*. Borntraeger, Berlin, Germany. 499 pp.
- Kolcheva, K., Haydoutov, I., Daieva, L.A., 2000. Dismembered ultramafic ophiolites from the Avren synform, Eastern Rhodopes. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 37, 25-38 pp.
- Kolkovski, B., Petrov, P., Dobrev, S., 2003. Hydrothermal ore-bearing features of igneous intrusive complexes. *Geol. Geophys.* 46 (1), 65-76 pp.
- Kozhoukharov, D., Kozhoukharova, E., Papanikolaou, D., 1988. Precambrian in the Rhodope massif. En: Zoubek, V. (Ed.). *Precambrian in younger fold belts*. John Wiley and Sons, Chichester, UK. 723-778 pp.
- Kozhoukharov, D., Boianov, I., Goranov, A., Kozhukharova, E., 1992. Geological map of R. Bulgaria, M 1:100 000, Sheet Krumovgrad and Sape. Sofia, Compilation of Geology.

- Kozhoukharova, E., 1984. Origin and structural position of the serpentinized ultrabasic rocks of the Precambrian ophiolitic association in the Rhodope Massif: I. Geologic position and composition of ophiolite association. *Geologica Balcanica*, 14, 9-36 pp.
- Kozhoukharova, E., 1998. Eclogitization of serpentinites into narrow shear zones from the Avren syncline, Eastern Rhodopes. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 35, 29-46 pp.
- Kožuharov, D., 1966. Vorkambrische metamorphosierte ultrabasische und basische Magmatite in den Zentralrhodopen. *Review of Bulgarian Geological Society*, 27 (1), 51-62 pp.
- Kraemer, P., Escayola, M., Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'-32° 40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4), 47-59 pp.
- Krause, J., Brügmann, G.E., Pushkarev, E.V., 2007. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains. *Lithos*, 95 (1), 19-42 pp.
- Krohe, A., Mposkos, E., 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. *Geological Society of London, Special Publications*, 204, 151-178 pp.
- Kurepin, V.A., 2005. A thermodynamic model of Fe-Cr spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 (5), 591-599 pp.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M., Nicolas, A., 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology*, 23 (1), 103-125 pp.
- Laznicka, P., 1985. Empirical metallogenesis. Depositional environments, lithologic associations and metallic ores, Vol. 1: Phanerozoic environments, associations and deposits. Elsevier Science, New York, USA. 1002 pp.
- Leblanc, M., 1995. Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia. *Economic Geology*, 90 (7), 2028-2039 pp.
- Leblanc, M., Ceuleneer, G., 1991. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27 (4), 231-257 pp.
- Leblanc, M., Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34 (7), 653-686 pp.
- Leblanc, M., Violette, J., 1983. Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78 (2), 293-301 pp.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Prinzhoffer, A., Rabinovitch, M., Routhier, P., 1980. Essai sur la genèse des corps podiformes de chromitite dans les péridotites ophiolitiques de Nouvelle-Calédonie et de

- Méditerranée orientale. En: Panayiotou, A. (Ed.). Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Nicosia, Cyprus, 1979. Geological Survey Department, Nicossia, Cyprus, 692-701 pp.
- Lee, C.A., Brandon, A.D., Norman, M., 2003. Vanadium in peridotites as a proxy for paleo- fO_2 during partial melting: prospects, limitations, and implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (16), 3045-3064 pp.
- Lee, C.A., Leeman, W.P., Canil, D., Li, Z.A., 2005. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *Journal of Petrology*, 46 (11), 2313-2336 pp.
- Li, C., Ripley, E.M., Sarkar, A., Shin, D., Maier, W.D., 2005. Origin of phlogopite-orthopyroxene inclusions in chromites from the Merensky Reef of the Bushveld Complex, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (1), 119-130 pp.
- Li, C., Ripley, E.M., Tao, Y., Mathez, E.A., 2008. Cr-spinel/olivine and Cr-spinel/liquid nickel partition coefficients from natural samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 (6), 1678-1684 pp.
- Liati, A., Gebauer, D., 2001. Palaeozoic as well as Mesozoic sedimentation and polymetamorphism in Central Rhodope (N. Greece) as inferred from U-Pb SHRIMP-dating of detrital zircons. *EUG XI Journal of Conference Abstracts*, 6 (1), 315 p.
- Locmelis, M., Pearson, N.J., Barnes, S.J., Fiorentini, M.L., 2011. Ruthenium in komatiitic chromite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (13), 3645-3661 pp.
- Lofterski, P.J., 1986. Petrology of metamorphosed chromite-bearing ultramafic rocks from the Red Lodge District, Montana. U.S. Government Printing Office, Alexandria, USA. 34 pp.
- Lofterski, P.J., Lipin, B.R., 1983. Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge district, Montana. *American Mineralogist*, 68 (7-8), 777-789 pp.
- Mallmann, G., O'Neill, H.S.C., 2009. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb). *Journal of Petrology*, 50 (9), 1765-1794 pp.
- Malone, J., Nance, R., Keppie, J., Dostal, J., 2002. Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (5), 511-524 pp.
- Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473 (1), 4-19 pp.
- Manning, C.E., 1994. The solubility of quartz in the lower crust and upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (22), 4831-4839 pp.

- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gerville, F., Blanco-Moreno, J., 2006. Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). Contributions to Mineralogy and Petrology, 151 (6), 717-736 pp.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gerville, F., Monié, P., Rodríguez-Vega, A., 2007. Geochemistry of Cretaceous magmatism in eastern Cuba: recycling of North American continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. Journal of Petrology, 48 (9), 1813-1840 pp.
- Marchev, P., Kaiser-Rohrmeier, M., Heinrich, C., Ovtcharova, M., Von Quadt, A., Raicheva, R., 2005. 2: Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: the Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. Ore Geology Reviews, 27 (1), 53-89 pp.
- Martino, R.D., 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58 (4), 549-571 pp.
- Martino, R.D., Simpson, C., Law, R.D., 1994. Ductile thrusting in Pampean Ranges: its relationships with the Ocoyic deformation and tectonic significance. International Geological Correlation Programme, Project 376. Laurentian-Gondwanan Connections before Pangea. Nova Scotia, Canada.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M., Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4), 60-77 pp.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B., Sfragulla, J.A., 1997. Las anatexitas y las vetas auríferas de Río Hondo, sector sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (4), 433-450 pp.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B., Anzil, P.A., 2010. Metamorphic and tectonic evolution at 31° 36' S across a deep crustal zone from the Sierra Chica of Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 30 (1), 12-28 pp.
- Martino, R.D., Guereschi, A.B., Carignano, C.A., 2012. Influencia de la tectónica Preandina sobre la tectónica Andina: El caso de la falla de la Sierra Chica, Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69 (2), 207-221 pp.
- Matveev, S., Ballhaus, C., 2002. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. Earth and Planetary Science Letters, 203 (1), 235-243 pp.
- Maurel, C., Maurel, P., 1982. Étude Expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. Bulletin de Minéralogie, 105, 197-202 pp.
- McClure, D.S., 1957. The distribution of transition metal cations in spinels. Journal of Physics and Chemistry of Solids, 3 (3), 311-317 pp.

- McGowan, N.M., Griffin, W.L., González-Jiménez, J.M., Belousova, E., Afonso, J.C., Shi, R., McCammon, C.A., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2015. Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard. *Geology*, 43 (2), 179-182 pp.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V., Stumpf, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38 (10), 1419-1458 pp.
- Mellini, M., Rumori, C., Viti, C., 2005. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of "ferritchromit" rims and chlorite aureoles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 (3), 266-275 pp.
- Merlini, A., Grieco, G., Diella, V., 2009. Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). *American Mineralogist*, 94 (10), 1459-1467 pp.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., Ortega-Gutierrez, F., 2003. Tectonometamorphic evolution of the Acatlán Complex eclogites (southern Mexico). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40 (1), 27-44 pp.
- Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, B.V., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K., 2007. P-T-t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlán Complex of southern México. En: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulauf, G., Kraft, P. (Eds.). *The geology of Peri-Gondwana: the Avalonian-Cadomian Belt, Adjoining Cratons and the Rheic Ocean*. Geological Society of America, Special Paper, 423, 489-509 pp.
- Misra, K.C., 2000. Understanding mineral deposits. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nederland. 845 pp. ISBN 0045530092
- Mogessie, A., Scheipl, G., Bauer, C., Krenn, K., Georgieva, M., 2008. Petrology and geochemistry of the Avren Complex, Rhodope Massif, Bulgaria. 33rd International Geological Congress, Oslo.
- Mondal, S.K., Mathez, E.A., 2007. Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex. *Journal of Petrology*, 48 (3), 495-510 pp.
- Moreno, T., Prichard, H., Gibbons, W., Lunar, R., 1999. Chemical distribution of PGE in the ultramafic massifs of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain). En: Stanley, et al. (Ed.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, 755-758 pp.
- Mposkos, E., 2002. Petrology of the ultra-high pressure metamorphic Kimi complex in Rhodope (NE Greece): a new insight into the Alpine geodynamic evolution of the Rhodope. *Bulletin of Geological Society of Greece*, 34, 2169-2188 pp.
- Mposkos, E., Krohe, A., 2000. Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope Domain (N. Greece). *Proceedings of the 3rd International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean*, 221-232 pp.
- Mposkos, E., Krohe, A., 2006. Pressure-temperature-deformation paths of closely associated ultra-high-pressure (diamond-bearing) crustal and mantle rocks of the

- Kimi complex: implications for the tectonic history of the Rhodope Mountains, northern Greece. Canadian Journal of Earth Sciences, 43 (12), 1755-1776 pp.
- Mposkos, E., Wawrzenitz, N., 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of high P-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N. Greece: petrological and geochronological constraints. Geological Society of Greece, Special Publications, 4 (2), 602-608 pp.
- Mposkos, E., Baziotis, I., Proyer, A., 2012. Pressure–temperature evolution of eclogites from the Kechros complex in the Eastern Rhodope (NE Greece). International Journal of Earth Sciences, 101 (4), 973-996 pp.
- Mposkos, E., Baziotis, I., Leontakianakos, G., Barry, P., 2013. The metamorphic evolution of the high-pressure Kechros complex in East Rhodope (NE Greece): implications from Na-Al-rich leucocratic rocks within antigorite serpentinites. Lithos, 177, 17-33 pp.
- Muan, A., 1975. Phase relations in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39 (6), 781-802 pp.
- Muir, J., Naldrett, A., 1973. A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. The Canadian Mineralogist, 11 (5), 930-939 pp.
- Mukherjee, R., Mondal, S.K., Rosing, M.T., Frei, R., 2010. Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar Craton (India): potential parental melts and implications for tectonic setting. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160 (6), 865-885 pp.
- Mutti, D.I., 1992. Las rocas ultrabásicas-básicas de la provincia de Córdoba: interpretaciones geoquímicas e importancias geotectónicas. I Reunión de Mineralogía y Metalogénesis and I Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, 2, 411-432 pp.
- Mutti, D.I., 1997. La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (3), 275-285 pp.
- Naldrett, A., 1981. Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. Economic Geology, 75, 628-685 pp.
- Naldrett, A., Wilson, A., Kinnaird, J., Yudovskaya, M., Chunnett, G., 2012. The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints. Mineralium Deposita, 47 (3), 209-232 pp.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: record spanning the assembly and breakup of Pangea. Geology, 34 (10), 857-860 pp.
- Navrotsky, A., Kleppa, O., 1967. The thermodynamics of cation distributions in simple spinels. Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry, 29 (11), 2701-2714 pp.

- Newton, R.C., Manning, C.E., 2002. Solubility of enstatite+forsterite in H₂O at deep crust/upper mantle conditions: 4 to 15 kbar and 700 to 900 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (23), 4165-4176 pp.
- Nicolas, A., Al Azri, H., 1991. Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: the Oman case. En: Peters, T.J., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.). *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Kluwer Academic, Boston, USA. 261-274 pp. ISBN: 9789401054843
- Nicolas, A., Prinzhofer, A., 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Journal of Petrology*, 24 (2), 188-206 pp.
- Nielsen, R.L., Forsythe, L.M., Gallahan, W.E., Fisk, M.R., 1994. Major-and trace-element magnetite-melt equilibria. *Chemical Geology*, 117 (1), 167-191 pp.
- Norman, M., Pearson, N., Sharma, A., Griffin, W., 1996. Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses. *Geostandards Newsletter*, 20 (2), 247-261 pp.
- Norman, M., Griffin, W., Pearson, N., Garcia, M., O'Reilly, S., 1998. Quantitative analysis of trace element abundances in glasses and minerals: a comparison of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, solution inductively coupled plasma mass spectrometry, proton microprobe and electron microprobe data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 13 (5), 477-482 pp.
- Ogawa, Y., Takahashi, A., 2004. Seafloor spreading, obduction and triple junction tectonics of the Mineoka Ophiolite, Central Japan. *Tectonophysics*, 392 (1), 131-141 pp.
- Oka, Y., Steinke, P., Chatterjee, N.D., 1984. Thermodynamic mixing properties of Mg(Al,Cr)₂O₄ spinel crystalline solution at high temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87 (2), 196-204 pp.
- Olobaniyi, S.B., Mücke, A., 2011. Chemical composition of chromite and intergrown chlorite in metamorphosed ultramafic rocks (serpentinite and talc schist) of the Egbe-Isanlu schist belt, southwest Nigeria: genetic implications. *Journal of Mining and Geology*, 47 (2), 115-134 pp.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H., Nagasawa, H., 1968. Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 47-51 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2 (2), 112-131 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20 (3), 177-202 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico. En: Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zereno, D., Gómez-Cabalero, A. (Eds.). *Terrane*

- Geology of Southern Mexico, Universidad Nacional Autónoma De México, Instituto De Geología, First Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook of Fiel Trip B. 54-60 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27 (8), 719-722 pp.
- Otamendi, J.E., Patiño, A.E., 2001. Partial melting of aluminous metagreywackes in the northern Sierra de Comechingones, central Argentina. *Journal of Petrology*, 42 (9), 1751-1772 pp.
- Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A., Tibaldi, A., 2004. Cambrian to Devonian geologic evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the Proto-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7 (4), 1143-1155 pp.
- Ovtcharova, M., Von Quadt, A., Cherneva, Z., Peytcheva, I., Heinrich, C.A., Kaiser-Rohrmeier, M., Neubauer, F., Frank, M., 2003. Isotope and geochronological study on magmatism and migmatization in the central Rhodopian core complex, Bulgaria. En: Neubauer, F., Handler, R. (Eds.). *Geodynamics and ore deposit evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride Province. ABCD–GEODE Workshop Proceedings*. Seggauberg, Austria. 42 p.
- Ozawa, K., 1984. Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg-Fe²⁺ exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (12), 2597-2611 pp.
- Padrón-Navarta, J.A., Hermann, J., Garrido, C.J., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Gómez-Pugnaire, M.T., 2010. An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159 (1), 25-42 pp.
- Pagé, P., Barnes, S.J., 2009. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines ophiolite, Québec, Canada. *Economic Geology*, 104 (7), 997-1018 pp.
- Pagé, P., Barnes, S., Bédard, J.H., Zientek, M.L., 2012. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninitic magmas: implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. *Chemical Geology*, 302, 3-15 pp.
- Paktunc, A.D., 1990. Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geology Reviews*, 5 (3), 211-222 pp.
- Paktunc, A., Cabri, L., 1995. A proton-and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel. *Lithos*, 35 (3), 261-282 pp.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100 (1), 14-48 pp.

- Pearce, J.A., Robinson, P., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*. 18 (1), 60-81 pp.
- Pedersen, R., Johannessen, G.M., Boyd, R., 1993. Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka ophiolite complex, central Norway. *Economic Geology*, 88 (4), 782-803 pp.
- Petric, A., Jacob, K., 1982. Inter-and intra-crystalline ion-exchange equilibria in the system Fe-Cr-Al-O. *Solid State Ionics*, 6 (1), 47-56 pp.
- Peytcheva, I., Von Quadt, A., 1995. U-Pb zircon dating of metagranites from Byala Reka region in the east Rhodopes, Bulgaria. *Geological Society of Greece, Special Publications*, 4 (2), 637-642 pp.
- Peytcheva, I., Kostitsin, J., Shukolyukov, J., 1992. Rb-Sr isotope system of gneisses in the South-Eastern Rhodopes (Bulgaria). *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences*, 45 (10), 65-68 pp.
- Peytcheva, I., Ovcharova, M., Sarov, S., Kostitsin, Y., 1998. Age and metamorphic evolution of metagranites from Kessebir reka region, Eastern Rhodopes— Rb-Sr isotope data. *Abstracts XVI Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, Austria. 471 pp.
- Piovano, E., Ross, G.R., Guevara, S.R., Arribére, M., Depetris, P., 1999. Geochemical tracers of source rocks in a Cretaceous to Quaternary sedimentary sequence (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (5), 489-500 pp.
- Prichard, H., Neary, C., 1982. Some observations on chromite in the Shetland ophiolite complex. *Ophioliti*, 2 (3), 455-466 pp.
- Prichard, H.M., Neary, C., Fisher, P.C., O'hara, M., 2008. PGE-rich podiform chromitites in the Al 'Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: an example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE. *Economic Geology*, 103 (7), 1507-1529 pp.
- Prichard, H., Barnes, S., Godel, B., Reddy, S., Vukmanovic, Z., Halfpenny, A., Neary, C., Fisher, P., 2015. The structure of and origin of nodular chromite from the Troodos ophiolite, Cyprus, revealed using high-resolution X-ray computed tomography and electron backscatter diffraction. *Lithos*, 218, 87-98 pp.
- Prabhakar, N., Bhattacharya, A., 2013. Origin of zoned spinel by coupled dissolution–precipitation and inter-crystalline diffusion: evidence from serpentized wehrellite, Bangriposi, Eastern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, (4), 1047-1066 pp.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J., Revé, D., Rodríguez, G., 1998. Las cromititas ofiolíticas del yacimiento Mercedita (Cuba). Un ejemplo de cromitas ricas en Al en la zona de transición manto-corteza. *Acta Geologica Hispanica*, 33 (1-4), 179-212 pp.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba):

- consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94 (4), 547-566 pp.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J., Vera, O., Alfonso, P., Fallick, A., 2001. Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromitite and pegmatitic olivine–norite dikes in the Potosí Mine (Moa-Baracoa ophiolitic massif, eastern Cuba). *Mineralium Deposita*, 36 (7), 658-669 pp.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 2002. Los depósitos de cromita en complejos ofiolíticos: discusión de un modelo de formación a partir de las particularidades de las cromitas de Cuba Oriental. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 25, 97-128 pp.
- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., 2004a. Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (8), 649-666 pp.
- Proenza, J.A., Castroviejo, R., Escayola, M., Gervilla, F., Paladines, A., Oliveira, D.P.S., Ortiz, F., Pereira, E., Rodríguez-Veja, A., Schalamuk, I.B., Suita, M.T., 2004b. Principales guías de exploración de metales nobles (elementos del grupo del platino y oro) en complejos ofiolíticos. En: Pereira, E., Castroviejo, R., Ortíz, F. (Eds.). *Complejos ofiolíticos en Iberoamérica. Guías de exploración para metales preciosos*, Proyecto XIII. 1-CYTED, Madrid, Spain. 359-372 pp.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J.F., Longo, F., Garuti, G., 2007. Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. *The Canadian Mineralogist*, 45 (3), 631-648 pp.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Escayola, M., Cábana, C., Schalamuk, A., Garuti, G., 2008. Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 33 (1), 32-48 pp.
- Pugliese, L., 1995 (No publicada). Geoquímica y petrogénesis del complejo máfico-ultramáfico estratificado del Cerro La Cocha de Bosque Alegre, en la Sierra Chica de Córdoba. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 408 pp.
- Purvis, A., Nesbitt, R., Hallberg, J., 1972. The geology of part of the Carr Boyd Rocks Complex and its associated nickel mineralization, Western Australia. *Economic Geology*, 67 (8), 1093-1113 pp.
- Putnis, A., Price, G., 1979. The nature and significance of exsolved phases in some chrome spinels from the Rhum layered intrusion. *Mineralogical Magazine*, 43 (328), 519-526 pp.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic–early Paleozoic of South America: a collisional store. *Episodes*, 11, 168-174 pp.

- Ramos, V., Munizaga, F., Kay, S., 1991. El magmatismo Cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. VI Congreso Geológico Chileno, 892-896 pp.
- Ramos, V.A., Escayola, M., Mutti, D.I., Vujovich, G.I., 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. En: Dilek, Y., Moores, E., (Ed.). Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and Ocean Drilling Program. Geological Society of America, Special Paper, 349, 331-349 pp.
- Rampone, E., Romairone, A., Abouchami, W., Piccardo, G., Hofmann, A., 2005. Chronology, petrology and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of Late Palaeozoic lithospheric extension. *Journal of Petrology*, 46 (4), 799-827 pp.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. Geological Society, London, Special Publications, 142 (1), 181-217 pp.
- Rasband, W., 2007. WS 1997–2007 Image J. Bethesda, MD: US National Institutes of Health.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B., 2010. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (3), Q03X12.
- Ricou, L., Burg, J., Godfriaux, I., 1989. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, 11 (6), 285-309 pp.
- Righter, K., Leeman, W., Hervig, R., 2006. Partitioning of Ni, Co and V between spinel-structured oxides and silicate melts: Importance of spinel composition. *Chemical Geology*, 227 (1), 1-25 pp.
- Roberts, S., Neary, C., 1993. Petrogenesis of ophiolitic chromitite. Geological Society, London, Special Publications, 76 (1), 257-272 pp.
- Robinson, P., Zhou, M., Malpas, J., Bai, W., 1997. Podiform chromitites: their composition, origin and environment of formation. *Episodes*, 20 (4), 247-255 pp.
- Robinson, P.T., Trumbull, R.B., Schmitt, A., Yang, J., Li, J., Zhou, M., Erzinger, J., Dare, S., Xiong, F., 2015. The origin and significance of crustal minerals in ophiolitic chromitites and peridotites. *Gondwana Research*, 27 (2), 486-506 pp.
- Roeder, P.L., 1994. Chromite; from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake. *The Canadian Mineralogist*, 32 (4), 729-746 pp.
- Roeder, P.L., Reynolds, I., 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology*, 32 (5), 909-934 pp.

- Roeder, P.L., Campbell, I.H., Jamieson, H.E., 1979. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68 (3), 325-334 pp.
- Rohrmeier, M.K., von Quadt, A., Driesner, T., Heinrich, C., Handler, R., Ovtcharova, M., Ivanov, Z., Petrov, P., Peytcheva, I., 2013. Post-orogenic extension and hydrothermal ore formation: high-precision geochronology of the Central Rhodopian metamorphic core complex (Bulgaria-Greece). Economic Geology, 108 (4), 691-718 pp.
- Rollinson, H., 2008. The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (3), 273-288 pp.
- Rollinson, H., Appel, P.W.U., Frei, R., 2002. A metamorphosed, early Archaean chromitite from west Greenland: implications for the genesis of Archaean anorthositic chromitites. Journal of Petrology, 43 (11), 2143-2170 pp.
- Sack, R.O., 1982. Spinel as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79 (2), 169-186 pp.
- Sack, R.O., Ghiorso, M.S., 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators - Thermodynamics and petrological applications. American Mineralogist, 76 (5-6), 827-847 pp.
- Sampson, E., 1942. Chromite deposits in W.A. En: Newhouse, W. H. (Ed.). Ore deposits as related to structural features. Universidad de Princeton, Princeton, USA.
- Sánchez-Zavala, J., Ortega-Gutiérrez, F., Elías Herrera, M., 2000. La orogenia Mixteca del Devónico del complejo Acatlán, sur de México. GEOS, Union Geophysica Mexicanan. 2nd Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra, 20 (3), 321-322 pp.
- Säntti, J., Kontinen, A., Sorjonen-Ward, P., Johanson, B., Pakkanen, L., 2006. Metamorphism and chromite in serpentized and carbonate-silica-altered peridotites of the Paleoproterozoic Outokumpu-Jormua ophiolite belt, eastern Finland. International Geology Review, 48 (6), 494-546 pp.
- Sarov, S., 2012. Lithotectonic subdivision of the metamorphic rocks in the area of Rila and Rhodope Mountains- Results from geological mapping at scale 1: 50 000. International conference "The school of Professor Z. Ivanov", 43-48 pp.
- Sarov, S., Cherneva, Z., Kolcheva, K., Voinova, E., Gerdjikov, I., 2003. Lithotectonic subdivision and structural feature of the crystalline complex in Eastern periphery of the Central Rodopean Dome. Conference of Bulgarian Geological Society, 66-69 pp.
- Sarov, S., Yordanov, B., Valkov, V., Georgiev, S., Kamburov, D., Raeva, E., Grozdev, V., Balkanska, E., Moskovska, L., Dobrev, G., Voynova, E., Ovcharova, M., 2007. Geological map of the republic of Bulgaria 1:50000: sheet K-35-88-V (Krumovgrad) and K-35-100-A (Egrek). Ministry of Environment and Water, Bulgarian geological Survey, project Nr. 425/20.07.2004, Geology and Geophysics JSCo., Apis 50 Ltd. printhouse.Sofia

- Sato, A.M., González, P.D., Llambías, E.J., 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 (4), 487-504 pp.
- Satsukawa, T., González-Jiménez, J.M., Colás V., Griffin W.L., Piazolo S., O'Reilly S.Y., Gerville F., Fanlo I., 2014. Fluid-induced deformation in chromite during metamorphism. Proceedings of 6th Orogenic Lherzolite Conference, Marrakech 2014.
- Sattari, P., 2000. Experimental constraints on the chromite-melt partitioning behaviour of rhenium and platinum-group elements. Tesis Doctoral. Department of Geology, University of Toronto, 107 pp.
- Sattari, P., Brenan, J.M., Horn, I., McDonough, W.F., 2002. Experimental constraints on the sulfide-and chromite-silicate melt partitioning behavior of rhenium and platinum-group elements. Economic Geology, 97 (2), 385-398 pp.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R., Dalziel, I.W., 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geological Society of America Bulletin, 90 (3), 237-258 pp.
- Sawkins, F.J., 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag. Berlin, Germany. 325 pp. ISBN 0387127526
- Schmidt, C., Astini, R., Costa, C., Gardini, C., Kraemer, P., 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, M 62, 341-358 pp.
- Shervais, J.W., Kimbrough, D.L., Renne, P., Hanan, B.B., Murchey, B., Snow, C.A., Zoglman Schuman, M.M., Beaman, J., 2004. Multi-stage origin of the Coast Range ophiolite, California: implications for the life cycle of supra-subduction zone ophiolites. International Geology Review, 46 (4), 289-315 pp.
- Shi, R., Alard, O., Zhi, X., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Zhang, M., Chen, X., 2007. Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 261 (1), 33-48 pp.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., de Luchi, Mónica G López, Frei, R., Presnyakov, S., Guereschi, A., 2010. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). International Journal of Earth Sciences, 99 (6), 1199-1226 pp.
- Sigurdsson, H., 1977. Spinels in leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37, 883-891 pp.
- Simpson, C., Law, R.D., Gromet, L.P., Miro, R., Northrup, C., 2003. Paleozoic deformation in the Sierras de Córdoba and Sierra de las Minas, eastern Sierras Pampeanas, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 15 (7), 749-764 pp.

- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P., Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. Geological Society, London, Special Publications, 142 (1), 259-281 pp.
- Singh, A.K., Singh, R.B., 2011. Zn- and Mn-rich chrome-spinels in serpentinite of Tidding Suture Zone, Eastern Himalaya and their metamorphism and genetic significance. Current Science, 100 (5), 743-749 pp.
- Singh, A.K., Singh, R.B., 2013. Genetic implications of Zn-and Mn-rich Cr-spinels in serpentinites of the Tidding Suture Zone, eastern Himalaya, NE India. Geological Journal, 48 (1), 22-38 pp.
- Spandler, C., Mavrogenes, J., Arculus, R., 2005. Origin of chromitites in layered intrusions: evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. Geology, 33 (11), 893-896 pp.
- Stern, C.R., de Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. Geological Society, London, Special Publications, 218 (1), 665-683 pp.
- Stowe, C.W., 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. Economic Geology, 89 (3), 528-546 pp.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L.P., Miró, R., 1999. Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. Geological Society of America Special Papers, 336, 87-114 pp.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 235 (3), 682-699 pp.
- Tamura, A., Arai, S., 2004. Inhomogeneous spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: variations of spinel unmixing texture and chemical composition. Science reports of Kanazawa University 48 (1), 9-29 pp.
- Tamura, A., Arai, S., 2005. Unmixed spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: a reaction between peridotite and highly oxidized magma in the mantle wedge. American Mineralogist, 90 (2-3), 473-480 pp.
- Thayer, P.T., 1960. Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes. 21st International Geological Congress, Norden, pt. 13, 247-259 pp.
- Thayer, P.T., 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. Economic Geology, 59, 1497-1524 pp.

- Thayer, P.T., 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monographs*, 4, 132-146 pp.
- Thayer, P.T., 1970. Chromite segregations as petrogenetic indicators. *Geological Society of South Africa, Special Publications*, 1, 380-390 pp.
- Thayer, P.T., 1973. Chromium. En: Brobst, D.A., Pratt, W.R. (Eds.). *United States Mineral Resources. U.S. Geological Survey, Professional Paper 820*, 111-121 pp.
- Thy, P., 1983. Spinel minerals in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83 (1-2), 141-149 pp.
- Tian, W., Chen, B., Ireland, T., Green, D., Suzuki, K., Chu, Z., 2011. Petrology and geochemistry of dunites, chromitites and mineral inclusions from the Gaositai Alaskan-type complex, North China Craton: implications for mantle source characteristics. *Lithos*, 127 (1), 165-175 pp.
- Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1), 111-122 pp.
- Toplis, M.J., Corgne, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (1), 22-37 pp.
- Turnock, A., Eugster, H., 1962. Fe-Al Oxides: Phase Relationships below 1,000°C. *Journal of Petrology*, 3 (3), 533-565 pp.
- Uysal, I., Sadiklar, M., Tarkian, M., Karsli, O., Aydin, F., 2005. Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineralogy and petrology*, 83 (3-4), 219-242 pp.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., 2002. Discovery of latest Devonian/earliest Mississippian microfossils in San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico); biogeographic and geodynamic consequences. *Comptes Rendus Geoscience*, 334 (15), 1095-1101 pp.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., Grajales, M., 2000. Biostratigraphie par fusulines des calcaires carbonifères et permiens de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique). *Geobios*, 33 (1), 5-33 pp.
- Van der Veen, A., Maaskant, P., 1995. Chromian spinel mineralogy of the Staré Ransko gabbro-peridotite, Czech Republic, and its implications for sulfide mineralization. *Mineralium Deposita*, 30 (5), 397-407 pp.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., Julio, C., 2007. Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9-10), 1249-1264 pp.

- Vega-Granillo, R., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., López-Martínez, M., 2009. Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern Mexico: its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. *Tectonics*, 28 (4), TC4008. doi:10.1029/2007TC002159.
- Voordouw, R., Gutzmer, J., Beukes, N.J., 2009. Intrusive origin for upper group (UG1, UG2) stratiform chromitite seams in the Dwars River area, Bushveld Complex, South Africa. *Mineralogy and Petrology*, 97 (1-2), 75-94 pp.
- Warren, C.J., Parrish, R.R., Waters, D.J., Searle, M.P., 2005. Dating the geologic history of Oman's Semail ophiolite: insights from U-Pb geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (4), 403-422 pp.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 (1), 185-187 pp.
- Wylie, A.G., Candela, P.A., Burke, T.M., 1987. Compositional zoning in unusual Zn-rich chromite from the Sykesville District of Maryland and its bearing on the origin of "ferritchromit". *American Mineralogist*, 72 (3-4), 413-422 pp.
- Xiong, F., Yang, J., Robinson, P.T., Xu, X., Liu, Z., Li, Y., Li, J., Chen, S., 2015. Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet. *Gondwana Research*, 27 (2), 525-542 pp.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F., Gehrels, G.E., 1991. Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 103 (6), 817-828 pp.
- Yang, J., Meng, F., Xu, X., Robinson, P.T., Dilek, Y., Makeyev, A.B., Wirth, R., Wiedenbeck, M., Cliff, J., 2015. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondwana Research*, 27 (2), 459-485 pp.
- Yao, S., 1999. Chemical composition of chromites from ultramafic rocks: application to mineral exploration and petrogenesis. PhD thesis, Macquarie University, Sydney, Australia, 174 pp.
- Yoon, S.J., Lee, S.H., Kim, K.H., Ahn, K.S., 2002. Electrical and magnetic properties of spinel $ZnCr_{2-x}Fe_xO_4$ ($0 \leq x \leq 1.0$). *Materials Chemistry and Physics*, 73 (2), 330-334 pp.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Fernández, J.A.P., Campos, L., Thalhammer, O.A., Aiglsperger, T., Lewis, J., 2011. Chromite and platinum group elements mineralization in the Santa Elena Ultramafic Nappe (Costa Rica): geodynamic implications. *Geologica Acta*, 9 (3) 407–423 pp.
- Zakrzewski, M.A., 1989. Chromian spinels from Kusa, Bergslagen, Sweden. *American Mineralogist*, 74 (3-4), 448-455 pp.
- Zhelyaskova-Panayotova, M., Economou-Eliopoulos, M., 1994. Platinum-group elements and gold concentration in oxide and sulfide mineralizations from ultramafic rocks of Bulgaria. *Annuaire de l'Université de Sofia*, 86 (1), 196-218 pp.

- Zhou, M., Bai, W., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita*, 27 (3), 192-199 pp.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1994. High-Cr and high-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36 (7), 678-686 pp.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92 (2), 259-262 pp.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Bai, W., 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29, 98-101 pp.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37 (1), 3-21 pp.
- Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R., Kerrich, R.W., 1998. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (4), 677-688 pp.
- Zhou, M.F., Malpas, J., Robinson, P.T., Sun, M., Li, J., 2001. Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology*, 51 (1), 1-6 pp.
- Zhou, M., Robinson, P.T., Su, B., Gao, J., Li, J., Yang, J., Malpas, J., 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: the role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26 (1), 262-283 pp.

Apéndice 1. Análisis de microsonda electrónica realizados en la cromita de las cromititas estudiadas del Complejo Metamórfico de los Rhodopes (Bulgaria) y en las ofiolitas de Nueva Caledonia (Dyne) y Cuba (Mercedita)

Localidad	Muestra	Textura	Tipo textural	Zona del grano	Analisis#	Peso (%)										#Cr _{at}	#Mg _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}		
Cromititas del Complejo Metamórfico de los Rhodopes						Cromititas ricas en Al														
Cromititas ricas en Al						Cromititas ricas en Al														
						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Total	#Cr _{at}	#Mg _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}
Golyamo Kamenyane	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	1	0.02	0.04	21.40	46.08	2.77	14.27	0.16	0.37	13.26	0.00	0.07	98.44	0.59	0.62	0.03
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	2	0.02	0.05	20.76	45.48	4.09	14.14	0.27	0.38	13.27	0.00	0.16	98.62	0.59	0.63	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	3	0.02	0.05	20.60	46.05	3.56	14.22	0.22	0.34	13.21	0.00	0.10	98.37	0.60	0.62	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	4	0.02	0.04	22.64	45.17	2.00	14.34	0.25	0.32	13.30	0.00	0.17	98.25	0.57	0.62	0.02
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	5	0.01	0.05	24.20	42.41	3.61	13.22	0.27	0.31	14.25	0.00	0.17	98.50	0.54	0.66	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	6	0.02	0.03	21.04	46.67	2.89	14.39	0.18	0.39	13.18	0.00	0.16	98.95	0.60	0.62	0.03
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	7	0.02	0.04	21.28	45.70	3.63	14.23	0.17	0.27	13.36	0.00	0.17	98.86	0.59	0.63	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	8	0.04	0.04	20.45	46.24	3.69	14.39	0.16	0.35	13.07	0.00	0.13	98.56	0.60	0.62	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	9	0.01	0.05	24.30	42.17	3.86	13.47	0.17	0.34	14.07	0.00	0.18	98.62	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	10	0.03	0.04	21.27	45.52	4.04	14.32	0.16	0.33	13.35	0.00	0.12	99.17	0.59	0.62	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	11	0.02	0.05	21.02	46.05	3.81	14.41	0.21	0.31	13.32	0.00	0.14	99.34	0.59	0.62	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	12	0.01	0.05	24.50	42.25	3.85	13.28	0.20	0.27	14.35	0.00	0.14	98.90	0.54	0.66	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	13	0.02	0.06	23.93	42.41	4.08	13.56	0.18	0.33	14.01	0.00	0.18	98.76	0.54	0.65	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	14	0.02	0.06	24.13	42.14	3.79	13.31	0.13	0.34	14.07	0.00	0.15	98.14	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	15	0.01	0.05	23.99	42.66	3.84	13.62	0.23	0.35	14.05	0.00	0.11	98.91	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	16	0.02	0.05	24.48	42.51	3.72	13.48	0.21	0.31	14.24	0.00	0.16	99.17	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	17	0.02	0.07	24.42	42.22	3.56	13.46	0.20	0.23	14.20	0.00	0.10	98.48	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	18	0.02	0.06	24.44	41.98	4.27	13.34	0.17	0.34	14.24	0.00	0.22	99.08	0.54	0.66	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	19	0.02	0.05	21.11	45.66	4.02	14.19	0.13	0.36	13.33	0.00	0.19	99.06	0.59	0.63	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	20	0.01	0.06	24.88	42.22	2.86	13.91	0.21	0.25	13.92	0.00	0.13	98.46	0.53	0.64	0.03
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	21	0.02	0.04	22.26	44.59	3.77	14.01	0.17	0.36	13.57	0.00	0.15	98.95	0.57	0.63	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	22	0.02	0.06	24.18	42.10	3.91	13.28	0.21	0.29	14.18	0.00	0.18	98.41	0.54	0.66	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	23	0.02	0.05	21.59	45.04	4.03	14.08	0.20	0.36	13.45	0.00	0.20	99.02	0.58	0.63	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	24	0.01	0.04	24.42	42.28	3.69	13.37	0.19	0.32	14.19	0.00	0.15	98.66	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	25	0.02	0.05	24.37	41.91	3.64	13.39	0.19	0.28	14.06	0.00	0.18	98.09	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	26	0.03	0.04	24.25	41.94	4.02	13.22	0.19	0.31	14.17	0.00	0.21	98.38	0.54	0.66	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	27	0.02	0.06	21.37	45.21	3.71	14.34	0.22	0.34	13.21	0.00	0.21	98.69	0.59	0.62	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	28	0.02	0.04	21.32	45.35	3.86	14.28	0.20	0.31	13.32	0.00	0.15	98.85	0.59	0.62	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	29	0.02	0.02	20.95	45.43	3.92	14.34	0.21	0.35	13.15	0.00	0.13	98.52	0.59	0.62	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	30	0.02	0.03	24.10	41.83	4.15	13.33	0.19	0.29	14.08	0.00	0.16	98.19	0.54	0.65	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	31	0.02	0.07	24.38	42.18	3.69	13.39	0.09	0.30	14.12	0.00	0.15	98.39	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	32	0.02	0.06	20.97	45.05	4.18	14.41	0.18	0.30	13.13	0.00	0.14	98.44	0.59	0.62	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	33	0.02	0.04	21.58	44.84	4.01	14.19	0.16	0.31	13.35	0.00	0.15	98.65	0.58	0.63	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	34	0.01	0.05	24.35	42.33	3.74	13.34	0.12	0.29	14.19	0.00	0.15	98.56	0.54	0.65	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	35	0.03	0.03	23.86	42.26	4.00	13.55	0.16	0.35	13.88	0.00	0.17	98.29	0.54	0.65	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	36	0.01	0.04	23.62	42.55	3.94	13.44	0.15	0.30	13.92	0.00	0.21	98.18	0.55	0.65	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	37	0.01	0.04	21.79	44.16	3.91	14.10	0.24	0.29	13.33	0.00	0.16	98.03	0.58	0.63	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	38	0.02	0.05	17.23	49.90	3.43	15.38	0.21	0.36	12.17	0.00	0.15	98.90	0.66	0.59	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	39	0.06	0.01	16.07	54.45	0.59	15.03	0.16	0.36	12.38	0.00	0.05	99.16	0.69	0.59	0.01
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	40	0.02	0.05	17.21	49.98	2.99	15.36	0.21	0.33	12.13	0.00	0.09	98.37	0.66	0.58	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	41	0.03	0.05	18.27	49.25	3.05	14.98	0.22	0.39	12.53	0.00	0.14	98.92	0.64	0.60	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	42	0.03	0.05	17.40	49.60	3.36	15.13	0.22	0.40	12.32	0.00	0.04	98.56	0.66	0.59	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	43	0.02	0.05	20.08	46.67	3.64	14.08	0.17	0.32	13.24	0.00	0.12	98.38	0.61	0.63	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	44	0.02	0.04	17.65	48.74	4.15	15.23	0.23	0.39	12.28	0.00	0.14	98.88	0.65	0.59	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	45	0.03	0.04	12.01	55.40	3.13	16.56	0.18	0.43	10.78	0.00	0.11	98.67	0.76	0.54	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	46	0.07	0.03	11.77	55.61	3.37	17.08	0.15	0.38	10.55	0.00	0.04	99.05	0.76	0.52	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	47	0.31	0.05	12.52	53.85	3.87	16.09	0.17	0.42	11.02	0.00	0.13	98.43	0.74	0.55	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	48	0.02	0.04	14.92	51.79	3.75	15.94	0.25	0.35	11.53	0.00	0.17	98.76	0.70	0.56	0.05
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	49	0.02	0.05	18.71	48.13	3.44	14.93	0.19	0.34	12.56	0.00	0.11	98.48	0.63	0.60	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	50	0.01	0.06	19.04	47.89	3.27	15.10	0.22	0.36	12.50	0.00	0.12	98.57	0.63	0.60	0.04
	GK1-5	Semimásviva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	51	0.02	0.11	17.67	49.36	3.59	15.									

GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	60	0.02	0.07	18.48	48.79	3.67	15.28	0.19	0.33	12.55	0.00	0.08	99.46	0.64	0.59	0.04
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	61	0.02	0.06	19.30	47.32	3.99	14.88	0.22	0.33	12.74	0.00	0.18	99.04	0.62	0.60	0.05
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	62	0.02	0.06	16.90	49.65	3.80	15.39	0.18	0.40	12.05	0.00	0.11	98.56	0.66	0.58	0.05
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	63	0.02	0.05	18.71	48.14	3.53	15.07	0.24	0.33	12.53	0.00	0.13	98.75	0.63	0.60	0.04
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	64	0.02	0.04	19.18	47.36	3.67	14.81	0.20	0.37	12.64	0.00	0.12	98.42	0.62	0.60	0.04
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	65	0.03	0.05	16.24	50.18	3.68	15.58	0.23	0.38	11.80	0.00	0.16	98.33	0.67	0.57	0.05
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	66	0.02	0.05	16.90	49.75	3.75	15.43	0.19	0.39	12.02	0.00	0.16	98.66	0.66	0.58	0.05
GK1-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	67	0.03	0.05	19.23	47.92	3.49	14.85	0.18	0.33	12.75	0.00	0.14	98.97	0.63	0.60	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	68	0.02	0.07	25.45	42.28	3.85	11.99	0.19	0.28	15.45	0.00	0.17	99.76	0.53	0.70	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	69	0.04	0.09	20.80	45.43	4.93	13.14	0.21	0.36	14.07	0.00	0.15	99.22	0.59	0.66	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	70	0.02	0.07	22.60	45.01	4.14	12.92	0.20	0.35	14.55	0.00	0.20	100.05	0.57	0.67	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	71	0.03	0.07	22.96	44.27	4.22	12.69	0.19	0.31	14.67	0.00	0.18	99.59	0.56	0.67	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	72	0.03	0.06	25.32	41.73	4.32	11.87	0.24	0.33	15.41	0.00	0.20	99.51	0.52	0.70	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	73	0.02	0.08	25.40	42.04	3.95	12.04	0.18	0.29	15.36	0.00	0.18	99.54	0.53	0.69	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	74	0.03	0.07	25.29	42.09	4.04	12.10	0.20	0.32	15.29	0.00	0.20	99.64	0.53	0.69	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	75	0.03	0.06	22.27	45.36	3.98	13.04	0.16	0.36	14.38	0.00	0.17	99.81	0.58	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	76	0.04	0.08	25.49	42.67	3.37	12.07	0.21	0.30	15.38	0.00	0.23	99.84	0.53	0.69	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	77	0.04	0.07	20.64	46.71	4.16	13.10	0.16	0.38	14.10	0.00	0.18	99.54	0.60	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	78	0.04	0.05	21.00	46.43	4.04	13.15	0.19	0.36	14.10	0.00	0.21	99.57	0.60	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	79	0.03	0.05	21.41	45.82	3.74	13.08	0.17	0.37	14.11	0.00	0.09	98.87	0.59	0.66	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	80	0.03	0.04	25.16	42.19	4.21	12.01	0.18	0.37	15.30	0.00	0.18	99.67	0.53	0.69	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	81	0.03	0.05	24.97	42.58	4.01	12.01	0.15	0.34	15.30	0.00	0.16	99.60	0.53	0.69	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	82	0.03	0.05	25.25	42.19	3.70	11.86	0.18	0.36	15.31	0.00	0.17	99.10	0.53	0.70	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	83	0.03	0.06	21.91	45.28	4.13	12.91	0.16	0.35	14.33	0.00	0.18	99.34	0.58	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	84	0.03	0.07	22.58	44.77	4.19	12.72	0.15	0.33	14.60	0.00	0.17	99.61	0.57	0.67	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	85	0.03	0.06	24.15	43.49	4.00	12.38	0.19	0.35	15.01	0.00	0.20	99.86	0.55	0.68	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	86	0.02	0.08	25.40	42.02	4.00	11.91	0.17	0.30	15.43	0.00	0.18	99.51	0.53	0.70	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	87	0.03	0.08	25.09	42.31	3.96	12.23	0.23	0.32	15.21	0.00	0.19	99.65	0.53	0.69	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	88	0.03	0.07	24.90	42.52	3.90	12.17	0.19	0.28	15.20	0.00	0.18	99.44	0.53	0.69	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	89	0.03	0.06	25.22	42.36	3.70	12.05	0.14	0.31	15.26	0.00	0.16	99.29	0.53	0.69	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	90	0.06	0.06	21.07	46.02	4.36	13.11	0.19	0.37	14.17	0.00	0.13	99.54	0.59	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	91	0.03	0.06	21.13	45.97	4.26	13.06	0.23	0.37	14.22	0.00	0.11	99.44	0.59	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	92	0.06	0.07	21.01	46.53	4.09	13.11	0.17	0.37	14.21	0.00	0.13	99.75	0.60	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	93	0.02	0.04	21.88	45.88	3.87	13.08	0.20	0.30	14.35	0.00	0.17	99.79	0.58	0.66	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	94	0.04	0.09	25.34	42.26	3.97	12.09	0.18	0.35	15.35	0.00	0.17	99.85	0.53	0.69	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	95	0.08	0.06	25.32	42.22	3.71	12.17	0.16	0.32	15.20	0.00	0.17	99.41	0.53	0.69	0.04
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	96	0.03	0.07	22.90	45.77	3.91	12.78	0.18	0.38	14.57	0.00	0.15	99.54	0.57	0.67	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	97	0.02	0.07	21.29	46.05	3.98	13.26	0.24	0.35	14.16	0.00	0.08	99.50	0.59	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	98	0.03	0.06	20.67	45.85	4.75	12.93	0.18	0.42	14.16	0.00	0.08	99.14	0.60	0.66	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	99	0.03	0.07	22.14	44.96	4.14	12.75	0.19	0.39	14.41	0.00	0.22	99.29	0.58	0.67	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	100	0.03	0.06	20.75	46.87	4.02	13.22	0.14	0.38	14.08	0.00	0.14	99.69	0.60	0.65	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	101	0.03	0.07	20.63	46.38	4.11	13.25	0.24	0.34	13.99	0.00	0.16	99.20	0.60	0.65	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	102	0.03	0.04	21.02	46.17	4.21	13.07	0.23	0.38	14.15	0.00	0.17	99.47	0.60	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	103	0.03	0.11	20.28	46.06	4.68	13.36	0.21	0.33	13.86	0.00	0.20	99.12	0.60	0.65	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	104	0.02	0.10	20.38	45.93	4.91	13.37	0.24	0.34	13.91	0.00	0.21	99.41	0.60	0.65	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	105	0.03	0.10	20.46	45.77	4.95	13.17	0.19	0.38	13.97	0.00	0.21	99.23	0.60	0.65	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	106	0.05	0.09	25.24	41.87	4.03	11.59	0.00	0.18	15.44	0.13	0.23	98.91	0.53	0.70	0.24
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	107	0.06	0.07	24.74	42.42	4.28	11.79	0.00	0.24	15.33	0.14	0.18	99.28	0.53	0.70	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	108	0.10	0.09	24.42	41.82	4.44	11.86	0.00	0.24	15.15	0.09	0.19	98.42	0.53	0.69	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	109	0.01	0.07	25.10	42.16	4.21	11.53	0.00	0.21	15.45	0.16	0.19	99.13	0.53	0.70	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	110	0.08	0.11	25.21	42.01	3.52	11.75	0.00	0.24	15.27	0.14	0.17	98.58	0.53	0.70	0.21
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	111	0.08	0.05	24.67	42.57	4.27	11.66	0.00	0.18	15.48	0.04	0.19	99.26	0.54	0.70	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	112	0.12	0.07	24.71	41.75	4.77	11.43	0.00	0.19	15.59	0.06	0.14	98.95	0.53	0.71	0.27
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	113	0.03	0.06	20.35	46.68	4.36	13.28	0.29	0.36	14.03	0.00	0.13	99.57	0.61	0.65	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	114	0.03	0.06	20.43	46.94	4.26	13.02	0.20	0.37	14.17	0.00	0.17	99.66	0.61	0.66	0.05
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	115	1.34	0.06	19.44	45.64	5.25	12.28	0.20	0.37	14.11	0.00	0.15	98.85	0.61	0.67	0.06
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	116	0.08	0.07	17.74	49.69	3.64	14.45	0.21	0.41	12.90	0.00	0.11	99.30	0.65	0.61</	

GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	126	0.06	0.09	16.52	50.23	4.33	13.94	0.00	0.32	12.97	0.14	0.04	98.75	0.67	0.62	0.22
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	127	0.16	0.06	16.70	49.28	4.60	13.86	0.00	0.28	13.05	0.10	0.08	98.20	0.66	0.63	0.23
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	128	0.03	0.09	19.49	48.88	2.95	13.05	0.00	0.20	13.99	0.07	0.14	98.94	0.63	0.66	0.17
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	129	0.08	0.08	16.19	50.35	4.21	13.93	0.00	0.23	12.91	0.11	0.12	98.26	0.68	0.62	0.21
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	130	0.06	0.06	16.65	51.11	3.77	14.01	0.00	0.31	13.00	0.10	0.17	99.34	0.67	0.62	0.19
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	131	0.10	0.08	16.84	50.01	3.83	13.55	0.00	0.27	13.23	0.03	0.08	98.11	0.67	0.63	0.20
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	132	0.08	0.09	20.91	46.33	4.06	12.79	0.00	0.22	14.38	0.03	0.11	99.06	0.60	0.67	0.22
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	133	0.04	0.08	21.64	44.94	4.60	12.48	0.00	0.24	14.50	0.06	0.12	98.76	0.58	0.67	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	134	0.04	0.05	22.45	45.02	3.90	12.19	0.00	0.19	14.78	0.04	0.22	98.95	0.57	0.68	0.22
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	135	0.08	0.07	15.69	50.61	5.00	13.70	0.00	0.30	13.02	0.07	0.18	98.81	0.68	0.63	0.25
GK1A-6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	136	0.04	0.09	20.67	45.59	4.63	12.87	0.00	0.23	14.12	0.05	0.10	98.45	0.60	0.66	0.24
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	137	0.02	0.06	22.08	44.63	5.18	12.44	0.23	0.41	14.78	0.00	0.14	99.97	0.58	0.68	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	138	0.04	0.09	21.44	45.05	5.50	12.81	0.17	0.41	14.51	0.00	0.13	100.15	0.58	0.67	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	139	0.02	0.08	21.39	44.45	5.62	13.04	0.23	0.42	14.23	0.00	0.17	99.65	0.58	0.66	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	140	0.04	0.07	22.27	45.45	4.77	12.62	0.22	0.42	14.85	0.00	0.17	100.88	0.58	0.68	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	141	0.03	0.06	22.53	45.00	3.91	12.68	0.21	0.43	14.58	0.00	0.14	99.57	0.57	0.67	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	142	0.04	0.05	21.50	44.64	5.82	12.63	0.13	0.44	14.53	0.00	0.13	99.90	0.58	0.67	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	143	0.03	0.07	21.39	44.72	5.82	12.77	0.22	0.36	14.52	0.00	0.17	100.07	0.58	0.67	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	144	0.02	0.07	21.62	45.94	4.64	12.67	0.24	0.40	14.70	0.00	0.14	100.45	0.59	0.67	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	145	0.02	0.08	21.68	45.68	5.04	12.38	0.20	0.45	14.84	0.00	0.21	100.57	0.59	0.68	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	146	0.04	0.07	20.55	45.68	5.40	12.52	0.24	0.39	14.48	0.00	0.16	99.53	0.60	0.67	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	147	0.06	0.07	21.68	45.96	4.16	12.61	0.22	0.38	14.67	0.00	0.09	99.90	0.59	0.67	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	148	0.03	0.08	21.73	46.43	3.85	12.73	0.23	0.42	14.64	0.00	0.13	100.28	0.59	0.67	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	149	0.02	0.07	20.56	46.37	5.17	12.57	0.26	0.46	14.57	0.00	0.13	100.18	0.60	0.67	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	150	0.11	0.07	9.61	57.91	3.97	16.34	0.22	0.47	10.88	0.00	0.08	99.66	0.80	0.54	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	151	0.03	0.08	13.76	52.82	4.60	15.19	0.22	0.48	11.94	0.00	0.15	99.27	0.72	0.58	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	152	0.03	0.08	12.71	54.23	5.12	15.34	0.15	0.46	11.94	0.00	0.11	100.17	0.74	0.58	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	153	0.03	0.08	16.04	51.01	4.87	14.82	0.19	0.48	12.62	0.00	0.15	100.30	0.68	0.60	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	154	0.03	0.09	13.30	53.28	4.72	15.76	0.23	0.47	11.62	0.00	0.13	99.63	0.73	0.57	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	155	0.61	0.07	9.13	58.01	3.85	15.50	0.15	0.51	11.09	0.00	0.09	99.01	0.81	0.56	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	156	0.03	0.08	9.70	58.17	4.00	16.38	0.19	0.57	10.89	0.00	0.11	100.12	0.80	0.54	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	157	0.03	0.07	15.58	51.30	4.98	14.77	0.16	0.48	12.59	0.00	0.07	100.03	0.69	0.60	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	158	0.03	0.10	16.96	49.01	5.84	13.92	0.27	0.40	13.32	0.00	0.14	99.98	0.66	0.63	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	159	0.04	0.07	8.59	59.29	4.54	16.39	0.19	0.56	10.88	0.00	0.10	100.64	0.82	0.54	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	160	0.07	0.05	8.97	59.54	3.07	16.83	0.18	0.51	10.49	0.00	0.08	99.79	0.82	0.53	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	161	0.04	0.10	12.49	55.29	3.21	16.33	0.24	0.52	11.10	0.00	0.17	99.49	0.75	0.55	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	162	0.04	0.04	16.66	50.72	4.90	14.08	0.18	0.44	13.18	0.00	0.16	100.40	0.67	0.63	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	163	0.03	0.07	18.64	48.70	4.65	13.67	0.18	0.46	13.62	0.00	0.15	100.18	0.64	0.64	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	164	0.06	0.07	17.60	48.65	5.91	13.92	0.17	0.41	13.40	0.00	0.14	100.33	0.65	0.63	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	165	0.02	0.06	17.62	48.93	5.48	13.96	0.14	0.43	13.32	0.00	0.13	100.10	0.65	0.63	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	166	0.03	0.06	12.68	55.71	4.28	15.26	0.18	0.53	12.10	0.00	0.13	100.96	0.75	0.59	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	167	0.11	0.05	18.29	49.86	3.73	13.53	0.22	0.44	13.68	0.00	0.10	100.00	0.65	0.64	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	168	0.03	0.07	17.79	49.47	4.45	13.77	0.20	0.40	13.45	0.00	0.11	99.74	0.65	0.64	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	169	0.02	0.07	17.53	50.69	3.45	13.92	0.16	0.46	13.29	0.00	0.09	99.68	0.66	0.63	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	170	0.02	0.09	16.55	50.48	5.22	14.03	0.14	0.45	13.22	0.00	0.14	100.33	0.67	0.63	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	171	0.03	0.08	13.13	54.18	5.05	14.99	0.24	0.56	12.30	0.00	0.05	100.61	0.73	0.59	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	172	0.02	0.04	12.87	55.65	4.17	14.95	0.17	0.50	12.31	0.00	0.11	100.79	0.74	0.59	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	173	0.03	0.04	16.60	52.42	3.19	13.92	0.19	0.41	13.28	0.00	0.18	100.26	0.68	0.63	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	174	0.03	0.07	16.14	51.01	4.70	13.89	0.22	0.47	13.17	0.00	0.11	99.81	0.68	0.63	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	175	0.03	0.06	13.74	53.40	5.54	14.75	0.17	0.50	12.51	0.00	0.15	100.86	0.72	0.60	0.07
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	176	0.02	0.05	18.73	50.07	3.67	13.45	0.22	0.40	13.98	0.00	0.06	100.65	0.64	0.65	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	177	0.02	0.03	19.70	48.92	3.66	12.97	0.20	0.43	14.28	0.00	0.06	100.27	0.62	0.66	0.04
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	178	0.03	0.06	13.99	53.79	4.74	14.90	0.15	0.50	12.42	0.00	0.14	100.71	0.72	0.60	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	179	0.11	0.05	8.30	61.71	2.58	15.82	0.25	0.61	11.20	0.00	0.13	100.76	0.83	0.56	0.03
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	180	0.22	0.06	8.47	60.09	4.01	16.33	0.15	0.63	10.86	0.00	0.12	100.93	0.83	0.54	0.05
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	181	0.03	0.06	11.78	55.71	5.13	15.33	0.22	0.54	11.95	0.00	0.10	100.85	0.76	0.58	0.06
GK1A-7	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	182	0.03	0.07	13.89	53.60	4.68	14.61									

GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	192	0.02	0.06	20.69	46.92	4.19	13.63	0.24	0.35	13.96	0.00	0.14	100.20	0.60	0.65	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	193	0.01	0.08	20.86	46.75	4.24	13.55	0.18	0.34	14.05	0.00	0.10	100.16	0.60	0.65	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	194	0.03	0.07	14.26	53.06	3.82	15.66	0.28	0.42	11.80	0.00	0.15	99.54	0.71	0.57	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	195	0.02	0.07	19.92	47.39	4.24	13.86	0.21	0.39	13.66	0.00	0.09	99.86	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	196	0.06	0.07	10.54	57.77	3.60	16.69	0.19	0.49	10.88	0.00	0.10	100.39	0.79	0.54	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	197	0.03	0.09	14.03	53.34	3.79	15.78	0.21	0.41	11.74	0.00	0.06	99.48	0.72	0.57	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	198	0.02	0.07	13.84	53.76	3.81	15.74	0.24	0.44	11.75	0.00	0.13	99.80	0.72	0.57	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	199	0.04	0.07	9.73	58.47	3.40	16.87	0.20	0.53	10.56	0.00	0.13	100.00	0.80	0.53	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	200	0.04	0.06	13.59	54.14	3.99	15.86	0.23	0.48	11.70	0.00	0.11	100.20	0.73	0.57	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	201	0.04	0.08	13.92	53.61	3.78	15.57	0.17	0.41	11.84	0.00	0.09	99.51	0.72	0.58	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	202	0.02	0.07	14.32	53.19	4.17	15.42	0.25	0.45	12.04	0.00	0.16	100.09	0.71	0.58	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	203	0.03	0.07	13.71	53.80	3.76	16.06	0.22	0.43	11.51	0.00	0.13	99.72	0.72	0.56	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	204	0.03	0.06	13.04	55.21	3.36	15.98	0.18	0.44	11.55	0.00	0.08	99.94	0.74	0.56	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	205	0.02	0.08	14.20	53.04	3.65	15.81	0.26	0.48	11.64	0.00	0.09	99.28	0.71	0.57	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	206	0.03	0.07	13.26	54.30	3.66	16.54	0.18	0.43	11.14	0.00	0.14	99.75	0.73	0.55	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	207	0.04	0.08	20.32	46.71	4.53	13.76	0.25	0.38	13.80	0.00	0.10	99.97	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	208	0.03	0.09	15.70	51.59	4.21	15.36	0.18	0.38	12.23	0.00	0.15	99.92	0.69	0.59	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	209	0.02	0.06	20.63	47.29	3.80	13.53	0.24	0.41	13.97	0.00	0.11	100.06	0.61	0.65	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	210	0.04	0.07	13.22	53.43	3.94	16.04	0.16	0.44	11.23	0.00	0.14	98.72	0.73	0.56	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	211	0.02	0.09	20.23	47.17	4.44	13.96	0.23	0.34	13.77	0.00	0.11	100.35	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	212	0.03	0.08	20.60	47.18	4.07	13.73	0.24	0.38	13.88	0.00	0.19	100.38	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	213	0.08	0.09	10.40	57.92	3.15	17.62	0.20	0.48	10.27	0.00	0.08	100.30	0.79	0.51	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	214	0.03	0.07	10.79	57.82	2.79	17.73	0.22	0.41	10.27	0.00	0.09	100.22	0.78	0.51	0.03
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	215	0.03	0.04	12.37	55.25	3.89	15.99	0.14	0.43	11.39	0.00	0.07	99.60	0.75	0.56	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	216	0.03	0.03	6.80	63.06	1.58	18.74	0.19	0.53	9.11	0.00	0.05	100.12	0.86	0.46	0.02
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	217	0.04	0.05	6.71	62.37	2.20	18.80	0.12	0.60	8.96	0.00	0.04	99.89	0.86	0.46	0.03
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	218	0.16	0.06	7.07	61.42	2.77	17.78	0.18	0.46	9.67	0.00	0.07	99.65	0.85	0.49	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	219	0.02	0.07	20.62	47.44	3.87	13.40	0.24	0.37	14.08	0.00	0.21	100.32	0.61	0.65	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	220	0.03	0.07	13.79	53.94	3.43	16.01	0.25	0.45	11.50	0.00	0.18	99.65	0.72	0.56	0.04
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	221	0.04	0.06	7.17	62.37	2.49	17.83	0.15	0.47	9.84	0.00	0.07	100.49	0.85	0.50	0.03
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	222	0.24	0.09	20.34	46.98	3.99	13.79	0.23	0.35	13.71	0.00	0.16	99.88	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	223	0.03	0.10	11.24	57.80	2.07	17.38	0.17	0.45	10.43	0.00	0.11	99.78	0.78	0.52	0.03
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	224	0.18	0.02	20.60	48.88	2.03	13.09	0.20	0.34	14.15	0.00	0.13	99.61	0.61	0.66	0.02
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	225	0.03	0.07	20.48	46.95	4.38	13.80	0.21	0.38	13.80	0.00	0.16	100.26	0.61	0.64	0.05
GK3C-1	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	226	0.03	0.07	13.29	54.42	4.09	15.93	0.15	0.46	11.61	0.00	0.13	100.18	0.73	0.56	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	227	0.05	0.07	21.71	45.72	3.65	13.43	0.22	0.32	14.04	0.00	0.14	99.36	0.59	0.65	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	228	0.02	0.08	21.60	45.97	3.84	13.70	0.20	0.32	13.96	0.00	0.12	99.82	0.59	0.64	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	229	0.07	0.07	21.02	46.47	3.91	13.56	0.20	0.35	13.89	0.00	0.20	99.74	0.60	0.65	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	230	0.03	0.05	21.51	46.14	3.66	13.69	0.21	0.32	13.90	0.00	0.13	99.63	0.59	0.64	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	231	0.02	0.06	21.30	45.94	3.97	13.67	0.21	0.38	13.79	0.00	0.20	99.55	0.59	0.64	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	232	0.04	0.06	21.29	46.40	3.72	13.94	0.22	0.36	13.76	0.00	0.12	99.93	0.59	0.64	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	233	0.04	0.06	21.43	46.22	3.76	13.70	0.28	0.33	13.94	0.00	0.17	99.92	0.59	0.64	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	234	0.02	0.08	22.29	45.38	3.53	13.54	0.23	0.38	14.09	0.00	0.08	99.61	0.58	0.65	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	235	0.02	0.06	22.31	45.44	3.55	13.52	0.18	0.29	14.06	0.00	0.23	99.66	0.58	0.65	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	236	0.01	0.05	21.71	46.39	3.38	13.83	0.23	0.36	13.90	0.00	0.12	99.99	0.59	0.64	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	237	0.03	0.07	11.53	56.85	3.12	16.51	0.17	0.45	11.04	0.00	0.06	99.80	0.77	0.54	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	238	0.04	0.05	12.58	55.75	3.06	15.90	0.18	0.38	11.51	0.00	0.08	99.51	0.75	0.56	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	239	0.03	0.06	17.17	50.49	3.50	14.55	0.23	0.42	12.79	0.00	0.13	99.37	0.66	0.61	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	240	0.04	0.06	12.85	55.13	3.37	15.49	0.18	0.43	11.73	0.00	0.10	99.37	0.74	0.57	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	241	0.03	0.06	19.63	47.52	4.09	14.08	0.21	0.36	13.39	0.00	0.16	99.54	0.62	0.63	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	242	0.05	0.07	15.44	52.36	3.28	15.28	0.18	0.39	12.12	0.00	0.14	99.31	0.69	0.59	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	243	0.48	0.06	16.63	49.55	4.38	15.04	0.22	0.41	12.27	0.00	0.12	99.18	0.67	0.59	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	244	0.02	0.07	17.18	49.70	4.23	14.69	0.25	0.39	12.71	0.00	0.14	99.38	0.66	0.61	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	245	0.02	0.08	17.61	49.48	4.17	14.87	0.26	0.37	12.76	0.00	0.09	99.70	0.65	0.60	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	246	0.02	0.09	15.67	52.13	3.74	15.31	0.24	0.42	12.28	0.00	0.16	100.04	0.69	0.59	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	247	0.03	0.04	10.58	58.77	2.56	16.56	0.15	0.54	10.89	0.00	0.11	100.22	0.79	0.54	0.03
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	248	0.03	0.06	10.60	57.22	3.48										

GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	258	0.01	0.08	18.16	49.15	3.81	14.59	0.25	0.31	12.99	0.00	0.08	99.45	0.64	0.61	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	259	0.09	0.09	18.45	48.62	4.02	14.39	0.17	0.40	13.03	0.00	0.11	99.38	0.64	0.62	0.05
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	260	0.02	0.07	16.51	51.14	3.64	14.90	0.19	0.30	12.58	0.00	0.15	99.49	0.68	0.60	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	261	0.03	0.06	13.22	53.84	3.61	15.61	0.20	0.43	11.53	0.00	0.10	98.63	0.73	0.57	0.04
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	262	0.06	0.07	9.73	58.74	2.41	17.64	0.17	0.54	9.97	0.00	0.07	99.39	0.80	0.50	0.03
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	263	0.03	0.05	8.50	60.46	2.42	17.78	0.19	0.46	9.90	0.00	0.05	99.85	0.83	0.50	0.03
GK3-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	264	0.04	0.05	4.53	65.53	1.02	19.25	0.14	0.56	8.41	0.00	0.06	99.60	0.91	0.44	0.01
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	265	0.03	0.07	23.57	43.76	3.81	13.25	0.18	0.38	14.32	0.00	0.17	99.54	0.55	0.66	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	266	0.04	0.06	23.82	44.50	2.89	13.91	0.20	0.39	14.04	0.00	0.12	99.96	0.56	0.64	0.03
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	267	0.03	0.07	23.01	44.57	3.86	13.71	0.24	0.40	14.07	0.00	0.20	100.14	0.57	0.65	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	268	0.03	0.05	23.86	44.03	3.73	13.38	0.23	0.38	14.44	0.00	0.14	100.27	0.55	0.66	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	269	0.03	0.05	23.87	43.49	3.84	13.25	0.24	0.39	14.41	0.00	0.12	99.69	0.55	0.66	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	270	0.02	0.06	23.80	43.69	3.20	13.26	0.20	0.39	14.24	0.00	0.14	99.01	0.55	0.66	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	271	0.03	0.05	23.92	43.84	3.13	13.38	0.24	0.41	14.23	0.00	0.16	99.38	0.55	0.65	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	272	0.02	0.07	21.32	46.06	3.43	14.13	0.18	0.39	13.45	0.00	0.16	99.20	0.59	0.63	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	273	0.03	0.07	21.44	45.84	3.64	14.08	0.20	0.45	13.50	0.00	0.15	99.39	0.59	0.63	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	274	0.03	0.07	19.27	47.90	4.51	14.61	0.21	0.46	13.13	0.00	0.13	100.32	0.62	0.62	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	275	0.03	0.08	13.84	52.88	4.30	16.17	0.15	0.51	11.30	0.00	0.14	99.41	0.72	0.55	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	276	0.03	0.07	18.74	47.94	4.56	14.81	0.15	0.45	12.78	0.00	0.17	99.70	0.63	0.61	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	277	0.04	0.07	18.30	49.34	3.69	15.01	0.21	0.48	12.70	0.00	0.11	99.94	0.64	0.60	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	278	0.01	0.05	17.49	49.90	3.96	15.05	0.19	0.48	12.53	0.00	0.12	99.77	0.66	0.60	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	279	0.05	0.06	19.70	48.07	3.85	14.80	0.20	0.50	13.00	0.00	0.19	100.41	0.62	0.61	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	280	0.14	0.08	16.38	50.71	3.84	15.62	0.19	0.46	11.99	0.00	0.10	99.51	0.67	0.58	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	281	0.02	0.04	19.74	48.09	3.35	14.32	0.21	0.45	13.23	0.00	0.09	99.53	0.62	0.62	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	282	0.03	0.05	16.45	51.56	3.56	15.91	0.18	0.52	11.93	0.00	0.16	100.34	0.68	0.57	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	283	0.03	0.06	19.73	47.96	3.43	14.91	0.25	0.45	12.89	0.00	0.14	99.85	0.62	0.61	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	284	0.03	0.10	12.45	54.29	4.00	16.81	0.19	0.53	10.77	0.00	0.07	99.25	0.75	0.53	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	285	0.03	0.09	13.62	53.23	4.16	16.70	0.20	0.50	11.07	0.00	0.06	99.66	0.72	0.54	0.05
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	286	0.03	0.05	17.65	50.20	3.09	15.13	0.20	0.45	12.41	0.00	0.16	99.38	0.66	0.59	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	287	0.02	0.05	19.85	48.15	3.49	14.91	0.26	0.41	13.03	0.00	0.14	100.32	0.62	0.61	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	288	0.04	0.05	11.97	55.63	2.98	17.41	0.22	0.53	10.29	0.00	0.12	99.23	0.76	0.51	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	289	0.02	0.06	18.89	48.81	3.36	15.00	0.20	0.44	12.72	0.00	0.10	99.60	0.63	0.60	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	290	0.01	0.06	20.33	47.60	3.41	14.54	0.15	0.43	13.21	0.00	0.10	99.84	0.61	0.62	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	291	0.06	0.07	19.85	47.02	3.48	14.39	0.25	0.44	13.01	0.00	0.14	98.71	0.61	0.62	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	292	0.02	0.05	19.06	48.95	2.79	15.01	0.18	0.46	12.63	0.00	0.10	99.26	0.63	0.60	0.03
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	293	0.09	0.07	16.74	49.43	3.58	15.65	0.20	0.50	11.69	0.00	0.11	98.05	0.66	0.57	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	294	0.04	0.07	9.72	58.89	2.67	18.06	0.18	0.58	9.82	0.00	0.07	100.11	0.80	0.49	0.03
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	295	0.06	0.06	12.49	55.54	2.89	16.31	0.20	0.55	11.00	0.00	0.19	99.29	0.75	0.55	0.04
GK3-101	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	296	0.06	0.10	14.89	51.28	3.81	16.57	0.24	0.51	11.07	0.00	0.06	98.59	0.70	0.54	0.05
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	297	0.02	0.03	23.98	45.00	3.14	12.14	0.30	0.31	15.34	0.00	0.15	100.43	0.56	0.69	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	298	0.03	0.03	23.71	44.32	3.13	12.28	0.16	0.31	14.87	0.00	0.19	99.04	0.56	0.68	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	299	0.04	0.02	23.74	45.40	2.95	12.55	0.14	0.35	14.98	0.00	0.09	100.26	0.56	0.68	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	300	0.04	0.03	23.92	45.08	2.35	12.81	0.21	0.27	14.75	0.00	0.12	99.57	0.56	0.67	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	301	0.04	0.03	23.37	44.31	3.02	12.47	0.19	0.31	14.63	0.00	0.18	98.54	0.56	0.68	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	302	0.03	0.04	24.30	45.16	0.00	14.64	0.19	0.28	13.28	0.00	0.13	98.04	0.55	0.62	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	303	0.05	0.12	23.71	44.98	2.36	12.91	0.24	0.27	14.68	0.00	0.15	99.46	0.56	0.67	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	304	0.06	0.05	23.69	44.70	2.19	13.31	0.17	0.31	14.16	0.00	0.22	98.87	0.56	0.65	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	305	0.04	0.13	23.70	44.86	2.57	12.98	0.16	0.33	14.58	0.00	0.17	99.52	0.56	0.67	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	306	0.01	0.04	21.92	46.86	1.20	15.29	0.20	0.28	12.74	0.00	0.14	98.67	0.59	0.60	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	307	0.03	0.02	23.74	45.00	3.45	12.46	0.17	0.29	15.07	0.00	0.17	100.41	0.56	0.68	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	308	0.04	0.09	23.93	44.92	3.37	12.38	0.21	0.27	15.24	0.00	0.18	100.63	0.56	0.69	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	309	0.03	0.02	23.97	44.48	3.45	12.12	0.19	0.34	15.16	0.00	0.23	99.99	0.55	0.69	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	310	0.04	0.05	24.28	44.55	3.13	12.34	0.20	0.27	15.21	0.00	0.17	100.23	0.55	0.69	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	311	0.04	0.11	23.35	45.12	3.77	12.58	0.17	0.29	15.07	0.00	0.13	100.64	0.56	0.68	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	312	0.03	0.04	23.57	45.19	3.26	12.46	0.21	0.31	15.05	0.00	0.14	100.25	0.56	0.68	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	313	0.28	0.03	23.87	44.21	3.69	11.75	0.21	0.30	15.39	0.00	0.17	99.90	0.55	0.70	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	314	0.04	0.03</													

GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	324	0.02	0.04	19.11	49.79	1.03	15.03	0.20	0.29	12.54	0.00	0.06	98.11	0.64	0.60	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	325	0.02	0.04	17.37	52.61	0.24	16.44	0.19	0.36	11.56	0.00	0.08	98.92	0.67	0.56	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	326	0.03	0.03	17.88	51.59	0.27	16.26	0.18	0.39	11.54	0.00	0.13	98.30	0.66	0.56	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	327	0.03	0.03	13.96	54.49	3.23	15.20	0.18	0.37	12.11	0.00	0.14	99.75	0.72	0.59	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	328	0.02	0.03	18.06	50.71	2.43	14.49	0.18	0.35	12.94	0.00	0.13	99.35	0.65	0.61	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	329	0.05	0.04	18.27	50.65	0.85	16.54	0.17	0.36	11.45	0.00	0.14	98.52	0.65	0.55	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	330	0.03	0.03	20.54	49.35	0.00	16.04	0.21	0.36	12.00	0.00	0.12	98.67	0.62	0.57	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	331	0.04	0.04	18.68	50.63	0.72	15.84	0.21	0.31	11.99	0.00	0.19	98.63	0.65	0.57	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	332	0.04	0.06	16.53	51.15	3.50	14.51	0.18	0.39	12.73	0.00	0.11	99.21	0.67	0.61	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	333	0.04	0.03	13.99	55.32	2.84	15.19	0.16	0.44	12.20	0.00	0.14	100.35	0.73	0.59	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	334	0.02	0.04	19.89	49.58	1.39	14.69	0.22	0.31	13.05	0.00	0.12	99.30	0.63	0.61	0.02
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	335	0.03	0.02	18.98	49.64	2.59	14.11	0.18	0.35	13.28	0.00	0.09	99.27	0.64	0.63	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	336	0.02	0.05	17.78	50.15	3.35	14.32	0.19	0.38	13.02	0.00	0.13	99.38	0.65	0.62	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	337	0.04	0.04	16.36	52.21	2.34	15.19	0.16	0.38	12.26	0.00	0.09	99.07	0.68	0.59	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	338	0.03	0.02	17.24	51.88	1.54	15.17	0.19	0.36	12.31	0.00	0.12	98.87	0.67	0.59	0.02
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	339	0.04	0.02	17.53	51.87	0.36	16.39	0.19	0.35	11.46	0.00	0.11	98.32	0.66	0.55	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	340	0.03	0.04	18.08	51.97	0.21	15.99	0.18	0.40	11.90	0.00	0.07	98.87	0.66	0.57	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	341	0.02	0.04	20.83	48.35	0.78	14.75	0.23	0.32	12.89	0.00	0.16	98.36	0.61	0.61	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	342	0.03	0.04	20.76	48.29	1.09	14.20	0.20	0.34	13.21	0.00	0.15	98.30	0.61	0.62	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	343	0.03	0.03	17.89	50.81	2.81	14.45	0.21	0.37	13.01	0.00	0.14	99.75	0.66	0.62	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	344	0.07	0.02	17.93	50.67	2.46	14.42	0.18	0.36	12.93	0.00	0.10	99.13	0.65	0.61	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	345	0.03	0.04	17.71	50.33	3.30	14.04	0.27	0.38	13.22	0.00	0.13	99.44	0.66	0.63	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	346	0.06	0.04	17.75	50.29	3.35	14.00	0.19	0.38	13.22	0.00	0.11	99.37	0.66	0.63	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	347	0.08	0.03	10.96	57.88	2.62	15.99	0.22	0.45	11.23	0.00	0.07	99.53	0.78	0.56	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	348	0.03	0.04	14.16	54.42	2.23	16.23	0.15	0.40	11.30	0.00	0.17	99.14	0.72	0.55	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	349	0.03	0.05	15.30	53.42	3.35	14.97	0.19	0.44	12.53	0.00	0.07	100.35	0.70	0.60	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	350	0.06	0.04	15.54	54.22	1.41	15.73	0.26	0.43	11.92	0.00	0.15	99.75	0.70	0.57	0.02
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	351	0.02	0.06	15.74	53.28	2.63	15.01	0.22	0.34	12.51	0.00	0.13	99.95	0.69	0.60	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	352	0.06	0.05	15.76	52.96	2.83	14.96	0.23	0.43	12.46	0.00	0.15	99.90	0.69	0.60	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	353	0.02	0.03	18.13	51.23	2.38	15.02	0.18	0.36	12.80	0.00	0.12	100.28	0.65	0.60	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	354	0.03	0.04	18.35	51.64	0.00	16.33	0.24	0.30	11.28	0.00	0.17	98.38	0.65	0.55	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	355	0.03	0.04	18.44	51.07	0.44	16.82	0.19	0.36	11.34	0.00	0.19	98.93	0.65	0.55	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	356	0.04	0.01	18.53	50.57	0.95	16.19	0.22	0.36	11.76	0.00	0.14	98.76	0.65	0.56	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	357	0.04	0.04	18.66	50.38	2.55	14.16	0.17	0.35	13.27	0.00	0.20	99.81	0.64	0.63	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	358	0.03	0.04	18.74	50.46	1.72	14.65	0.21	0.38	12.92	0.00	0.07	99.22	0.64	0.61	0.02
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	359	0.03	0.05	18.83	50.24	3.13	14.08	0.16	0.34	13.55	0.00	0.10	100.51	0.64	0.63	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	360	0.03	0.05	18.94	50.48	1.91	14.92	0.16	0.36	12.83	0.00	0.16	99.84	0.64	0.61	0.02
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	361	0.02	0.04	20.14	49.34	0.97	15.11	0.27	0.32	12.73	0.00	0.17	99.10	0.62	0.60	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	362	0.13	0.06	6.35	62.99	2.02	17.54	0.17	0.62	9.66	0.00	0.06	99.60	0.87	0.50	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	363	0.04	0.04	14.29	56.18	0.00	16.97	0.18	0.50	10.32	0.00	0.12	98.64	0.72	0.52	0.00
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	364	0.03	0.04	17.40	51.38	3.16	14.43	0.15	0.34	13.05	0.00	0.18	100.17	0.66	0.62	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	365	0.04	0.04	17.58	51.74	2.40	14.31	0.13	0.36	13.08	0.00	0.18	99.86	0.66	0.62	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	366	0.03	0.03	18.20	51.42	2.33	14.99	0.18	0.37	12.88	0.00	0.10	100.52	0.65	0.60	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	367	0.03	0.03	18.29	52.16	0.73	15.64	0.20	0.33	12.35	0.00	0.16	99.91	0.66	0.58	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	368	0.03	0.04	18.38	50.72	2.81	14.21	0.21	0.33	13.39	0.00	0.09	100.19	0.65	0.63	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	369	0.02	0.04	18.89	49.57	3.19	13.77	0.16	0.38	13.55	0.00	0.09	99.66	0.64	0.64	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	370	0.03	0.05	19.15	50.78	0.56	15.97	0.18	0.34	12.09	0.00	0.16	99.32	0.64	0.57	0.01
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	371	0.03	0.04	19.28	49.97	2.97	13.89	0.19	0.34	13.71	0.00	0.14	100.56	0.63	0.64	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	372	0.03	0.03	20.24	48.60	2.23	14.58	0.16	0.36	13.11	0.00	0.14	99.48	0.62	0.62	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	373	0.05	0.03	6.01	64.32	2.08	17.33	0.13	0.52	10.03	0.00	0.02	100.51	0.88	0.51	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	374	0.05	0.04	7.74	62.36	2.74	17.03	0.16	0.49	10.55	0.00	0.09	101.24	0.84	0.52	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	375	0.07	0.03	8.33	61.28	2.68	16.50	0.13	0.47	10.77	0.00	0.05	100.30	0.83	0.54	0.03
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	376	0.05	0.03	9.97	59.57	3.18	16.11	0.18	0.44	11.35	0.00	0.07	100.95	0.80	0.56	0.04
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	377	0.05	0.05	13.44	54.36	4.00	15.17	0.15	0.36	12.12	0.00	0.06	99.77	0.73	0.59	0.05
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	378	0.04	0.05	14.84	53.49	3.92	14.88	0.15	0.39	12.58	0.00	0.07	100.42	0.71	0.60	0.05
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	379	0.06	0.03	14.96	53.62	4.07	14.62	0.20	0.45	12.81	0.00	0.07	100.89	0.71	0.61	0.05
GK4-100	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	380	0.03	0.0													

GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	390	0.04	0.12	2.15	55.80	14.22	17.58	0.23	0.84	9.09	0.00	0.11	100.17	0.95	0.48	0.19
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	391	0.05	0.13	2.15	54.83	15.08	17.86	0.25	0.88	8.85	0.00	0.19	100.27	0.94	0.47	0.20
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	392	0.04	0.12	2.23	53.83	15.76	17.62	0.21	0.85	8.93	0.00	0.14	99.74	0.94	0.47	0.21
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	393	0.04	0.17	1.54	47.94	21.68	18.13	0.30	0.80	8.36	0.00	0.28	99.23	0.95	0.45	0.29
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	394	0.04	0.13	1.58	51.20	18.42	17.95	0.25	0.78	8.53	0.00	0.15	99.03	0.96	0.46	0.25
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	395	0.06	0.18	1.47	47.49	21.99	17.94	0.26	0.83	8.36	0.00	0.29	98.87	0.96	0.45	0.30
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	396	0.05	0.15	1.59	49.90	19.41	18.11	0.29	0.76	8.38	0.00	0.19	98.83	0.95	0.45	0.26
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	397	0.05	0.15	1.57	50.37	19.26	18.13	0.32	0.76	8.43	0.00	0.26	99.30	0.96	0.45	0.26
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	398	0.06	0.19	1.55	46.95	21.92	17.85	0.30	0.80	8.33	0.00	0.30	98.25	0.95	0.45	0.30
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	399	0.05	0.10	1.52	53.03	16.77	17.72	0.23	0.82	8.60	0.00	0.23	99.07	0.96	0.46	0.22
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	400	0.30	0.19	1.47	48.01	21.40	18.10	0.27	0.93	8.24	0.00	0.25	99.16	0.96	0.45	0.29
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	401	0.07	0.19	1.46	48.10	21.50	17.98	0.28	0.83	8.39	0.00	0.30	99.10	0.96	0.45	0.29
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	402	0.06	0.16	1.38	47.50	22.16	17.99	0.32	0.79	8.41	0.00	0.24	99.01	0.96	0.45	0.30
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	403	0.06	0.13	2.19	53.59	16.05	17.70	0.26	0.86	8.86	0.00	0.24	99.94	0.94	0.47	0.21
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	404	0.03	0.15	2.65	52.25	17.17	17.73	0.21	0.83	9.02	0.00	0.13	100.17	0.93	0.48	0.23
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	405	0.04	0.13	2.21	52.83	16.83	17.68	0.31	0.87	8.91	0.00	0.21	100.03	0.94	0.47	0.22
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	406	0.03	0.14	2.11	52.81	17.19	17.95	0.30	0.80	8.88	0.00	0.16	100.37	0.94	0.47	0.23
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	407	0.03	0.14	2.15	53.44	16.31	17.51	0.32	0.86	9.02	0.00	0.24	100.01	0.94	0.48	0.22
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	408	0.04	0.11	2.21	54.80	15.10	17.57	0.27	0.88	9.05	0.00	0.14	100.17	0.94	0.48	0.20
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	409	0.04	0.11	2.18	54.60	14.85	17.41	0.24	0.90	8.96	0.00	0.18	99.48	0.94	0.48	0.20
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	410	0.06	0.16	1.37	48.51	20.74	18.15	0.17	0.81	8.13	0.00	0.23	98.33	0.96	0.44	0.28
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	411	0.04	0.16	2.40	51.28	18.63	17.73	0.23	0.81	9.01	0.00	0.23	100.52	0.93	0.48	0.24
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	412	0.03	0.14	2.37	51.90	17.77	17.47	0.26	0.88	9.07	0.00	0.19	100.08	0.94	0.48	0.23
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	413	0.04	0.14	2.17	52.64	17.00	17.71	0.22	0.86	8.86	0.00	0.17	99.80	0.94	0.47	0.22
GK1A-4	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	414	0.04	0.16	2.45	50.43	18.88	17.61	0.24	0.84	8.91	0.00	0.26	99.82	0.93	0.47	0.25
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	415	0.03	0.16	2.79	57.01	11.30	19.14	0.18	1.06	7.91	0.00	0.16	99.74	0.93	0.42	0.15
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	416	0.07	0.14	2.61	59.67	7.00	21.22	0.18	0.90	6.38	0.00	0.13	98.30	0.94	0.35	0.09
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	417	0.09	0.17	2.64	56.96	10.75	19.12	0.26	0.98	7.82	0.00	0.14	98.93	0.94	0.42	0.14
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	418	0.03	0.12	2.34	60.42	8.95	19.30	0.13	1.06	7.90	0.00	0.13	100.38	0.95	0.42	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	419	0.04	0.13	2.40	58.83	9.54	18.93	0.21	1.06	7.92	0.00	0.12	99.18	0.94	0.43	0.13
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	420	0.05	0.12	2.42	60.18	8.83	19.18	0.21	1.08	7.95	0.00	0.11	100.13	0.94	0.42	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	421	0.04	0.10	2.45	60.21	8.31	18.89	0.18	1.04	7.97	0.00	0.14	99.33	0.94	0.43	0.11
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	422	0.04	0.10	2.52	60.15	8.54	18.96	0.18	1.03	8.03	0.00	0.10	99.65	0.94	0.43	0.11
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	423	0.05	0.13	2.59	59.25	8.72	19.32	0.23	1.03	7.69	0.00	0.16	99.16	0.94	0.41	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	424	0.02	0.18	2.88	57.19	11.20	19.25	0.22	1.06	7.94	0.00	0.18	100.11	0.93	0.42	0.15
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	425	0.04	0.09	2.43	61.13	6.63	19.09	0.19	0.99	7.73	0.00	0.08	98.39	0.94	0.42	0.09
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	426	0.03	0.14	2.47	59.61	9.32	19.50	0.14	1.07	7.74	0.00	0.13	100.15	0.94	0.41	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	427	0.03	0.09	2.50	61.15	8.25	19.30	0.16	1.07	7.95	0.00	0.15	100.66	0.94	0.42	0.11
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	428	0.37	0.13	2.63	58.55	9.98	18.29	0.19	1.03	8.39	0.00	0.16	99.72	0.94	0.45	0.13
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	429	0.03	0.18	2.69	57.11	11.23	19.19	0.20	1.12	7.85	0.00	0.16	99.77	0.93	0.42	0.15
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	430	0.04	0.16	2.63	58.75	9.79	19.48	0.21	1.00	7.81	0.00	0.12	99.99	0.94	0.42	0.13
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	431	0.06	0.12	2.55	59.48	9.26	19.00	0.17	1.07	7.97	0.00	0.18	99.87	0.94	0.43	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	432	0.03	0.14	2.59	58.86	9.86	19.31	0.20	1.05	7.87	0.00	0.14	100.05	0.94	0.42	0.13
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	433	0.03	0.13	2.46	59.64	9.08	19.07	0.20	0.94	8.02	0.00	0.14	99.71	0.94	0.43	0.12
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	434	0.03	0.22	2.91	55.99	12.22	19.40	0.23	1.04	7.88	0.00	0.15	100.07	0.93	0.42	0.16
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	435	0.03	0.19	2.65	56.73	11.86	19.41	0.23	1.10	7.80	0.00	0.17	100.18	0.93	0.42	0.16
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	436	0.03	0.15	2.53	57.75	10.51	19.12	0.18	1.05	7.81	0.00	0.16	99.29	0.94	0.42	0.14
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	437	0.07	0.15	2.78	59.19	9.54	18.32	0.00	0.80	8.45	0.26	0.14	99.82	0.93	0.45	0.32
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	438	0.07	0.11	2.27	62.06	5.86	20.21	0.00	0.79	7.08	0.21	0.11	98.79	0.95	0.38	0.21
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	439	0.21	0.19	2.56	56.23	11.52	19.10	0.00	0.97	7.90	0.08	0.14	98.93	0.94	0.42	0.35
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	440	0.06	0.10	2.57	60.05	8.12	18.56	0.00	1.04	8.00	0.11	0.14	98.80	0.94	0.43	0.28
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	441	0.44	0.21	3.21	55.09	11.48	18.47	0.00	1.04	8.43	0.13	0.21	98.74	0.92	0.45	0.36
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	442	0.12	0.16	2.92	57.46	9.77	18.22	0.00	0.89	8.21	0.13	0.21	98.20	0.93	0.45	0.33
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	443	0.51	0.18	3.40	55.11	11.66	18.68	0.00	0.95	8.53	0.12	0.19	99.42	0.92	0.45	0.36
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	444	0.06	0.16	2.66	57.74	10.89	18.78	0.00	1.00	8.04	0.16	0.17	99.74	0.94	0.43	0.34
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	445	0.07	0.15	2.73	58.66	10.05	18.64	0.00	1.03	8.21	0.04	0.14	99.86	0.94	0.44	0.33
GK3A-1	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	446	0.09	0.17	2.												

GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	456	0.02	0.05	19.19	48.62	2.93	16.29	0.25	0.63	11.89	0.00	0.04	99.91	0.63	0.57	0.03
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	457	0.02	0.06	18.53	48.37	3.79	16.75	0.20	0.59	11.54	0.00	0.03	99.88	0.64	0.55	0.05
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	458	0.03	0.08	17.61	48.05	4.89	17.05	0.25	0.66	11.18	0.00	0.08	99.87	0.65	0.54	0.06
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	459	0.03	0.06	16.42	47.79	6.81	17.30	0.20	0.60	10.97	0.00	0.08	100.27	0.66	0.53	0.08
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	460	0.02	0.03	13.95	46.97	10.16	18.21	0.09	0.65	10.03	0.00	0.00	100.10	0.69	0.50	0.12
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	461	0.07	0.25	0.32	23.89	44.96	23.70	0.00	0.62	4.11	0.15	0.37	98.66	0.98	0.24	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	462	0.04	0.29	0.39	26.00	43.45	22.65	0.00	0.65	4.93	0.08	0.47	99.06	0.98	0.28	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	463	0.04	0.28	0.32	24.51	44.88	23.09	0.00	0.63	4.65	0.13	0.33	99.02	0.98	0.26	0.64
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	464	0.00	0.27	0.39	24.39	45.30	23.50	0.00	0.60	4.48	0.23	0.29	99.55	0.98	0.25	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	465	0.04	0.26	0.32	24.47	44.62	23.27	0.00	0.69	4.45	0.04	0.30	98.68	0.98	0.25	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	466	0.09	0.27	0.68	36.62	32.71	21.66	0.00	0.70	5.68	0.31	0.26	99.15	0.97	0.32	0.58
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	467	0.04	0.28	0.35	28.11	41.95	23.01	0.00	0.66	4.85	0.18	0.36	99.98	0.98	0.27	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	468	0.04	0.28	0.35	26.61	42.59	23.42	0.00	0.76	4.41	0.20	0.30	99.06	0.98	0.25	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	469	0.06	0.14	3.96	41.75	24.47	20.82	0.00	0.80	6.54	0.36	0.20	99.22	0.88	0.36	0.51
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	470	0.01	0.27	0.42	28.41	40.71	22.59	0.00	0.64	4.85	0.26	0.31	98.63	0.98	0.28	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	471	0.06	0.24	0.54	32.13	37.38	22.18	0.00	0.73	5.28	0.23	0.29	99.18	0.98	0.30	0.60
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	472	0.04	0.29	0.34	24.19	45.06	23.22	0.00	0.64	4.48	0.18	0.35	99.01	0.98	0.26	0.64
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	473	0.03	0.19	1.16	38.94	30.64	22.44	0.09	0.82	5.57	0.00	0.26	100.11	0.96	0.31	0.42
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	474	0.02	0.22	0.71	36.10	34.44	23.13	0.13	0.87	5.20	0.00	0.32	101.14	0.97	0.29	0.47
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	475	0.03	0.23	0.55	32.76	37.45	23.44	0.14	0.77	4.90	0.00	0.33	100.60	0.98	0.27	0.51
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	476	0.03	0.23	0.35	26.15	44.11	24.42	0.15	0.65	4.23	0.00	0.44	100.76	0.98	0.24	0.61
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	477	0.02	0.13	4.61	43.61	23.35	21.79	0.05	0.87	6.63	0.00	0.16	101.20	0.86	0.35	0.31
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	478	0.03	0.20	0.88	40.83	28.64	22.53	0.12	0.87	5.42	0.00	0.24	99.75	0.97	0.30	0.39
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	479	0.03	0.25	0.56	34.02	36.12	23.71	0.17	0.79	4.80	0.00	0.27	100.73	0.98	0.27	0.50
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	480	0.02	0.25	0.28	25.89	44.81	25.12	0.14	0.69	3.90	0.00	0.41	101.51	0.98	0.22	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	481	0.03	0.16	2.88	41.37	27.23	22.16	0.09	0.89	6.14	0.00	0.23	101.17	0.91	0.33	0.36
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	482	0.03	0.26	0.47	30.53	39.62	23.52	0.09	0.84	4.77	0.00	0.28	100.42	0.98	0.27	0.55
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	483	0.04	0.24	0.50	31.32	38.73	23.45	0.11	0.76	4.84	0.00	0.27	100.26	0.98	0.27	0.53
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	484	0.03	0.25	0.48	30.67	39.25	23.46	0.15	0.77	4.83	0.00	0.25	100.14	0.98	0.27	0.54
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	485	0.05	0.25	0.44	29.19	40.80	23.79	0.09	0.71	4.62	0.00	0.28	100.22	0.98	0.26	0.57
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	486	0.03	0.23	0.37	26.71	42.81	25.17	0.16	0.67	3.72	0.00	0.25	100.12	0.98	0.21	0.60
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	487	0.04	0.22	0.43	28.61	41.84	24.53	0.15	0.65	4.35	0.00	0.27	101.09	0.98	0.24	0.58
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	488	0.02	0.20	0.38	26.39	43.15	24.67	0.16	0.65	3.98	0.00	0.28	99.89	0.98	0.22	0.60
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	489	0.11	0.26	0.34	27.02	42.78	24.56	0.15	0.71	4.10	0.00	0.30	100.35	0.98	0.23	0.60
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	490	0.03	0.23	0.35	26.11	44.22	24.83	0.11	0.70	4.05	0.00	0.28	100.90	0.98	0.23	0.61
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	491	0.03	0.23	0.32	24.72	45.14	25.12	0.13	0.56	3.75	0.00	0.41	100.42	0.98	0.21	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	492	0.03	0.25	0.31	25.82	44.57	24.45	0.14	0.69	4.29	0.00	0.26	100.81	0.98	0.24	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	493	0.03	0.26	0.24	24.82	45.15	24.81	0.12	0.61	3.99	0.00	0.28	100.31	0.99	0.22	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	494	0.04	0.24	0.33	25.91	44.06	25.04	0.10	0.61	3.84	0.00	0.34	100.50	0.98	0.21	0.61
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	495	0.04	0.25	0.24	24.28	45.61	25.25	0.16	0.63	3.67	0.00	0.36	100.47	0.99	0.21	0.64
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	496	0.04	0.24	0.23	24.14	45.50	25.36	0.20	0.61	3.62	0.00	0.26	100.20	0.99	0.20	0.64
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	497	1.30	0.25	0.38	23.59	46.43	21.83	0.13	0.68	5.66	0.00	0.29	100.54	0.98	0.32	0.65
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	498	0.04	0.25	0.20	23.77	46.65	25.62	0.10	0.61	3.56	0.00	0.35	101.15	0.99	0.20	0.65
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	499	0.03	0.26	0.31	25.55	44.35	24.34	0.11	0.67	4.22	0.00	0.30	100.16	0.98	0.24	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	500	0.02	0.24	0.30	25.81	44.41	24.95	0.11	0.61	3.97	0.00	0.31	100.73	0.98	0.22	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	501	0.03	0.25	0.27	25.13	44.40	24.93	0.13	0.57	3.81	0.00	0.33	99.85	0.98	0.21	0.62
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	502	0.03	0.25	0.36	26.22	44.31	24.20	0.12	0.66	4.45	0.00	0.37	100.97	0.98	0.25	0.61
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	503	0.03	0.26	0.42	28.06	42.45	23.91	0.12	0.69	4.68	0.00	0.33	100.95	0.98	0.26	0.58
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	504	0.03	0.24	0.41	28.37	42.00	23.90	0.13	0.72	4.62	0.00	0.30	100.71	0.98	0.26	0.58
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	505	0.03	0.25	0.35	27.19	43.45	24.02	0.14	0.75	4.55	0.00	0.36	101.10	0.98	0.25	0.60
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	506	0.03	0.26	0.32	24.77	45.48	24.51	0.15	0.61	4.26	0.00	0.31	100.70	0.98	0.24	0.63
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	507	0.03	0.24	0.38	26.48	44.01	23.94	0.11	0.65	4.57	0.00	0.40	100.80	0.98	0.25	0.61
GK1C-3	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	508	0.04	0.24	0.29	24.75	45.67	24.57	0.16	0.62	4.21	0.00	0.34	100.89	0.98	0.23	0.63
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	509	0.04	0.25	0.34	24.97	44.84	23.72	0.15	0.55	4.64	0.00	0.28	99.78	0.98	0.26	0.63
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	510	0.03	0.25	0.41	26.06	43.81	23.90	0.14	0.57	4.61	0.00	0.22	100.01	0.98	0.26	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	511	0.05	0.27	0.47	27.95	42.04	23.37	0.15	0.65	4.94	0.00	0.27	100.16	0.98	0.27	0.58
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	512	0.03	0.24	0.58	32.41	37.48	23.02	0.13	0.68	5.19	0.00	0.20	99.97	0.97	0.29	0.52
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	513	0														

GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	522	0.03	0.25	0.41	26.15	43.57	23.83	0.13	0.61	4.59	0.00	0.21	99.77	0.98	0.26	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	523	0.13	0.25	0.35	25.46	43.66	23.80	0.16	0.59	4.39	0.00	0.32	99.11	0.98	0.25	0.62
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	524	0.04	0.26	0.58	32.64	37.50	23.26	0.14	0.72	5.12	0.00	0.21	100.48	0.97	0.28	0.52
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	525	0.03	0.26	0.37	25.96	43.88	24.12	0.14	0.58	4.44	0.00	0.27	100.05	0.98	0.25	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	526	0.04	0.25	0.32	25.83	43.91	24.29	0.11	0.62	4.27	0.00	0.23	99.87	0.98	0.24	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	527	0.03	0.27	0.31	26.02	43.51	24.02	0.14	0.58	4.39	0.00	0.30	99.57	0.98	0.25	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	528	0.04	0.26	0.32	26.02	43.63	24.00	0.09	0.56	4.41	0.00	0.29	99.62	0.98	0.25	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	529	0.77	0.27	0.37	25.97	43.92	23.24	0.11	0.61	4.95	0.00	0.22	100.43	0.98	0.28	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	530	0.04	0.26	0.31	25.73	43.50	23.80	0.17	0.57	4.46	0.00	0.27	99.11	0.98	0.25	0.61
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	531	0.04	0.24	0.58	32.81	36.81	23.01	0.12	0.77	5.07	0.00	0.21	99.66	0.97	0.28	0.51
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	532	0.04	0.27	0.49	29.66	39.91	23.25	0.16	0.65	4.95	0.00	0.25	99.63	0.98	0.28	0.56
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	533	0.51	0.25	0.52	30.58	38.31	23.53	0.10	0.70	4.57	0.00	0.23	99.30	0.98	0.26	0.54
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	534	0.03	0.25	0.52	30.23	39.18	23.21	0.13	0.70	4.91	0.00	0.20	99.37	0.97	0.27	0.55
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	535	0.06	0.25	0.50	30.21	39.45	23.19	0.10	0.63	4.96	0.00	0.27	99.62	0.98	0.28	0.55
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	536	0.03	0.27	0.48	29.23	40.46	23.44	0.15	0.66	4.89	0.00	0.18	99.79	0.98	0.27	0.56
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	537	0.02	0.26	0.49	28.99	40.57	23.39	0.17	0.69	4.85	0.00	0.21	99.64	0.98	0.27	0.57
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	538	0.02	0.34	0.29	26.54	43.34	23.23	0.00	0.52	4.92	0.12	0.23	99.60	0.98	0.27	0.63
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	539	0.06	0.29	0.30	24.36	45.59	23.78	0.00	0.51	4.42	0.20	0.41	100.10	0.98	0.25	0.63
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	540	0.07	0.29	0.23	23.74	46.65	23.46	0.00	0.62	4.61	0.14	0.49	100.46	0.99	0.26	0.64
GK1C-1	Masiva	Cromita homogénea	Perfil de núcleo a borde	541	0.04	0.28	0.53	32.49	37.11	22.99	0.00	0.6							

Yakovitsa	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	587	0.03	0.13	15.03	55.81	1.81	11.94	0.13	0.40	14.41	0.00	0.13	99.82	0.71	0.68	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	588	0.03	0.13	15.09	56.20	1.90	12.11	0.14	0.41	14.46	0.00	0.16	100.63	0.71	0.68	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	589	0.02	0.10	15.26	55.80	1.78	11.92	0.18	0.42	14.49	0.00	0.11	100.08	0.71	0.68	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	590	0.03	0.10	15.11	57.02	1.28	12.26	0.19	0.34	14.52	0.00	0.07	100.92	0.72	0.68	0.09
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	591	0.04	0.14	15.01	55.82	2.15	11.94	0.20	0.39	14.51	0.00	0.19	100.38	0.71	0.68	0.14
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	592	0.03	0.10	15.11	56.40	1.82	12.01	0.12	0.37	14.57	0.00	0.09	100.62	0.71	0.68	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	593	0.02	0.13	15.05	55.68	2.00	11.75	0.19	0.37	14.59	0.00	0.12	99.90	0.71	0.69	0.13
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	594	0.04	0.10	15.24	56.66	1.76	12.02	0.18	0.35	14.67	0.00	0.16	101.17	0.71	0.69	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	595	0.03	0.10	15.12	56.00	1.72	11.97	0.20	0.33	14.55	0.00	0.05	100.08	0.71	0.68	0.11
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	596	0.04	0.11	15.13	56.07	1.79	11.99	0.14	0.38	14.50	0.00	0.11	100.26	0.71	0.68	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	597	0.03	0.09	15.14	56.38	1.72	11.68	0.19	0.40	14.72	0.00	0.13	100.49	0.71	0.69	0.12
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	598	0.04	0.13	15.14	56.10	1.66	11.83	0.21	0.42	14.62	0.00	0.07	100.20	0.71	0.69	0.11
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	599	0.03	0.12	15.06	55.98	1.94	11.70	0.20	0.38	14.65	0.00	0.17	100.21	0.71	0.69	0.13
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	600	0.03	0.14	15.16	56.57	1.49	12.08	0.20	0.40	14.56	0.00	0.10	100.74	0.71	0.68	0.10
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	601	0.04	0.11	14.92	56.38	2.15	11.65	0.17	0.43	14.77	0.00	0.11	100.74	0.72	0.69	0.14
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	602	0.02	0.07	14.32	56.98	2.33	11.83	0.19	0.42	14.62	0.00	0.09	100.87	0.73	0.69	0.15
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	603	0.04	0.25	6.89	58.90	7.29	14.25	0.21	0.47	12.20	0.00	0.18	100.68	0.85	0.60	0.32
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	604	0.03	0.14	10.14	58.63	4.85	12.63	0.21	0.47	13.62	0.00	0.13	100.86	0.79	0.66	0.26
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	605	0.04	0.22	8.22	57.69	6.63	13.69	0.19	0.45	12.49	0.00	0.23	99.85	0.82	0.62	0.30
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	606	0.03	0.20	7.44	59.39	6.18	13.88	0.17	0.51	12.41	0.00	0.13	100.35	0.84	0.61	0.29
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	607	0.04	0.11	10.84	58.53	3.90	12.46	0.14	0.40	13.70	0.00	0.13	100.25	0.78	0.66	0.22
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	608	0.03	0.12	10.26	59.21	4.08	13.08	0.22	0.46	13.38	0.00	0.09	100.94	0.79	0.65	0.22
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	609	0.04	0.14	7.89	61.03	4.71	13.44	0.17	0.48	12.90	0.00	0.05	100.85	0.84	0.63	0.24
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	610	0.04	0.16	6.93	60.95	5.43	13.64	0.22	0.46	12.58	0.00	0.11	100.51	0.86	0.62	0.26
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	611	0.05	0.14	5.19	63.42	4.74	14.18	0.22	0.51	12.05	0.00	0.06	100.56	0.89	0.60	0.23
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	612	0.04	0.10	4.84	65.07	3.53	14.06	0.15	0.59	11.98	0.00	0.09	100.45	0.90	0.60	0.18
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	613	0.04	0.19	6.58	61.78	4.63	14.36	0.24	0.43	12.14	0.00	0.07	100.46	0.86	0.60	0.22
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	614	0.03	0.15	6.00	63.32	4.13	14.12	0.26	0.45	12.26	0.00	0.13	100.84	0.88	0.61	0.21
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	615	0.06	0.13	4.69	64.56	4.05	14.42	0.24	0.48	11.85	0.00	0.10	100.59	0.90	0.59	0.20
	J1-H1	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	616	0.04	0.17	5.10	64.19	3.78	14.97	0.25	0.47	11.59	0.00	0.08	100.64	0.89	0.58	0.19
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	617	0.03	0.05	13.41	57.45	2.07	12.00	0.11	0.47	14.13	0.00	0.08	99.80	0.74	0.68	0.13
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	618	0.04	0.12	13.23	57.84	1.45	12.25	0.12	0.46	13.96	0.00	0.05	99.50	0.75	0.67	0.10
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	619	0.02	0.08	13.21	57.74	1.40	12.25	0.19	0.41	13.96	0.00	0.02	99.27	0.75	0.67	0.09
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	620	0.03	0.04	13.45	57.38	1.57	12.24	0.17	0.47	13.91	0.00	0.04	99.28	0.74	0.67	0.10
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	621	0.03	0.07	13.23	57.52	1.75	12.84	0.06	0.46	13.55	0.00	0.04	99.56	0.74	0.65	0.11
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	622	0.03	0.08	13.63	57.43	2.00	13.44	0.00	0.36	13.47	0.00	0.06	100.49	0.74	0.64	0.12
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	623	0.05	0.12	13.42	57.85	1.83	13.82	0.00	0.33	13.35	0.00	0.03	100.80	0.74	0.63	0.11
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	624	0.03	0.07	13.81	57.83	1.05	13.29	0.00	0.30	13.49	0.00	0.12	99.99	0.74	0.64	0.07
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	625	0.00	0.14	13.48	58.18	1.33	12.84	0.00	0.34	13.78	0.00	0.12	100.20	0.74	0.66	0.09
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	626	0.03	0.11	12.40	58.02	2.64	14.27	0.00	0.35	12.89	0.00	0.04	100.76	0.76	0.62	0.14
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	627	0.00	0.13	13.04	56.87	3.42	13.96	0.00	0.41	13.06	0.00	0.19	101.08	0.75	0.63	0.18
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	628	0.08	0.12	14.01	57.72	1.75	11.84	0.00	0.36	14.63	0.00	0.07	100.57	0.73	0.69	0.12
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	629	0.02	0.08	12.16	58.26	3.09	13.13	0.00	0.50	13.47	0.00	0.08	100.79	0.76	0.65	0.17
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	630	0.04	0.23	5.51	56.23	10.25	15.61	0.10	0.64	10.73	0.00	0.22	99.54	0.87	0.55	0.37
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	631	0.04	0.29	5.92	55.16	11.13	15.56	0.13	0.58	10.95	0.00	0.24	100.00	0.86	0.56	0.39
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	632	0.05	0.31	3.34	57.31	11.47	16.41	0.15	0.65	10.13	0.00	0.20	100.01	0.92	0.52	0.39
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	633	0.04	0.31	2.59	56.16	11.71	16.66	0.12	0.61	9.42	0.00	0.27	97.90	0.94	0.50	0.39
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	634	0.06	0.27	3.88	56.33	10.39	16.17	0.13	0.65	9.86	0.00	0.25	97.99	0.91	0.52	0.37
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	635	0.05	0.30	3.73	55.99	11.70	16.31	0.21	0.62	10.11	0.00	0.15	99.17	0.91	0.52	0.39
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	636	0.00	0.11	4.35	57.59	11.01	16.52	0.00	0.45	10.28	0.00	0.14	100.46	0.90	0.53	0.37
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	637	0.04	0.25	5.04	53.30	13.41	17.41	0.00	0.46	9.66	0.00	0.23	99.80	0.88	0.50	0.41
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	638	0.05	0.20	4.43	54.28	14.20	17.15	0.00	0.41	9.95	0.00	0.37	101.04	0.89	0.51	0.43
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	639	0.02	0.26	3.99	53.61	13.88	17.54	0.00	0.43	9.36	0.00	0.27	99.37	0.90	0.49	0.42
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	640	0.01	0.23	3.57	54.37	14.17	17.89	0.00	0.49	9.16	0.00	0.31	100.19	0.91	0.48	0.42
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	641	0.00	0.20	4.02	58.71	10.51	16.08	0.00	0.52	10.60	0.00	0.18	100.82	0.91	0.54	0.37
	J1-E2	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	642	0.04	0.24	2.76	57.70	11.96	16.08	0.00	0.44	10.31	0.00	0.22	99.75	0.93	0.53	0.40
	J1-B7	Masiva																		

J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	653	0.04	0.19	2.75	60.51	9.21	16.09	0.00	0.44	10.28	0.00	0.17	99.68	0.94	0.53	0.34
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	654	0.04	0.20	2.50	59.75	10.04	15.75	0.00	0.46	10.38	0.00	0.17	99.29	0.94	0.54	0.36
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	655	0.04	0.21	5.56	56.35	11.04	15.21	0.00	0.47	11.25	0.00	0.17	100.31	0.87	0.57	0.40
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	656	0.04	0.25	3.03	58.77	11.01	16.21	0.00	0.52	10.32	0.00	0.19	100.34	0.93	0.53	0.38
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	657	0.04	0.22	2.71	60.46	9.35	16.02	0.00	0.52	10.33	0.00	0.14	99.79	0.94	0.53	0.34
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	658	0.15	0.24	5.02	58.05	9.80	15.60	0.00	0.53	10.92	0.00	0.23	100.54	0.89	0.56	0.36
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	659	0.04	0.34	3.22	56.20	12.85	16.32	0.00	0.51	10.16	0.00	0.29	99.93	0.92	0.53	0.41
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	660	0.06	0.29	3.60	57.06	10.54	17.39	0.00	0.46	9.38	0.00	0.21	98.99	0.91	0.49	0.35
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	661	0.05	0.22	2.24	60.15	10.52	16.71	0.00	0.47	10.00	0.00	0.13	100.49	0.95	0.52	0.36
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	662	0.04	0.26	4.79	55.96	11.32	16.30	0.00	0.46	10.37	0.00	0.15	99.64	0.89	0.53	0.38
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	663	0.04	0.30	3.47	56.23	12.28	16.83	0.00	0.50	9.83	0.00	0.24	99.72	0.92	0.51	0.40
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	664	0.04	0.25	3.96	57.61	11.16	16.67	0.00	0.48	10.19	0.00	0.18	100.55	0.91	0.52	0.38
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	665	0.10	0.19	1.92	60.99	9.48	17.14	0.00	0.52	9.55	0.00	0.10	99.99	0.96	0.50	0.33
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	666	0.04	0.25	5.82	55.05	11.51	15.72	0.00	0.50	10.81	0.00	0.27	99.97	0.86	0.55	0.40
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	667	0.09	0.39	3.69	54.72	13.98	16.49	0.00	0.54	10.17	0.00	0.30	100.37	0.91	0.52	0.43
J1-B7	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	668	0.04	0.37	4.16	55.01	13.43	16.51	0.00	0.41	10.38	0.00	0.23	100.54	0.90	0.53	0.42
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	669	0.03	0.09	13.74	56.33	1.89	13.92	0.10	0.49	12.88	0.00	0.05	99.52	0.73	0.62	0.11
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	670	0.02	0.08	13.05	56.60	2.69	14.39	0.11	0.46	12.66	0.00	0.00	100.06	0.74	0.61	0.14
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	671	0.03	0.06	12.72	56.48	3.28	14.46	0.11	0.52	12.54	0.00	0.02	100.22	0.75	0.61	0.17
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	672	0.02	0.02	12.62	56.83	2.99	14.47	0.14	0.42	12.54	0.00	0.04	100.09	0.75	0.61	0.16
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	673	0.02	0.09	13.79	56.62	1.69	14.03	0.14	0.43	12.92	0.00	0.06	99.79	0.73	0.62	0.10
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	674	0.02	0.06	12.83	56.05	3.09	14.14	0.17	0.46	12.65	0.00	0.06	99.53	0.75	0.61	0.16
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	675	0.02	0.07	13.36	56.62	2.22	14.28	0.19	0.49	12.71	0.00	0.07	100.03	0.74	0.61	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	676	0.03	0.07	13.76	56.80	1.49	14.02	0.19	0.47	12.92	0.00	0.01	99.76	0.73	0.62	0.09
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	677	0.02	1.07	13.19	56.35	0.23	15.19	0.10	0.45	12.55	0.00	0.05	99.20	0.74	0.60	0.01
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	678	0.02	0.08	13.44	56.37	2.19	14.15	0.15	0.42	12.76	0.00	0.09	99.67	0.74	0.62	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	679	0.02	0.10	12.90	56.32	2.91	14.11	0.15	0.48	12.74	0.00	0.05	99.78	0.75	0.62	0.16
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	680	0.03	0.05	10.83	55.57	5.88	14.83	0.16	0.46	12.05	0.00	0.03	99.89	0.77	0.59	0.26
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	681	0.03	0.07	13.04	56.84	2.15	14.19	0.11	0.41	12.71	0.00	0.01	99.56	0.75	0.61	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	682	0.09	0.05	13.47	56.12	2.07	13.46	0.18	0.47	13.02	0.00	0.09	99.02	0.74	0.63	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	683	0.03	0.04	12.78	56.82	2.35	14.07	0.15	0.49	12.66	0.00	0.02	99.41	0.75	0.62	0.13
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	684	0.02	0.02	11.97	56.09	4.15	13.84	0.15	0.44	12.68	0.00	0.12	99.49	0.76	0.62	0.21
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	685	0.03	0.10	12.82	57.15	2.11	14.29	0.17	0.45	12.64	0.00	0.08	99.84	0.75	0.61	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	686	0.03	0.06	12.08	56.60	3.34	14.42	0.11	0.44	12.40	0.00	0.02	99.50	0.76	0.60	0.17
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	687	0.02	0.02	12.70	56.67	2.97	14.30	0.15	0.50	12.54	0.00	0.11	99.98	0.75	0.61	0.16
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	688	0.03	0.06	12.29	56.43	3.35	14.42	0.11	0.47	12.40	0.00	0.07	99.63	0.75	0.61	0.17
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	689	0.03	0.07	11.58	56.30	4.31	14.61	0.14	0.46	12.24	0.00	0.09	99.83	0.77	0.60	0.21
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	690	0.09	0.13	11.67	57.33	3.46	14.77	0.00	0.32	12.42	0.00	0.11	100.30	0.77	0.60	0.17
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	691	0.04	0.08	13.70	57.27	1.87	14.21	0.00	0.30	13.04	0.00	0.03	100.54	0.74	0.62	0.11
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	692	0.04	0.06	11.04	56.98	4.94	14.47	0.00	0.27	12.55	0.00	0.04	100.39	0.78	0.61	0.23
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	693	0.01	0.10	12.41	57.48	3.16	14.36	0.00	0.33	12.78	0.00	0.07	100.70	0.76	0.61	0.17
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	694	0.06	0.10	13.10	57.82	1.84	14.29	0.00	0.31	12.91	0.00	0.09	100.52	0.75	0.62	0.10
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	695	0.01	0.09	13.37	57.80	2.06	14.19	0.00	0.34	13.01	0.00	0.14	101.00	0.74	0.62	0.12
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	696	0.01	0.13	13.54	57.09	1.52	14.46	0.00	0.29	12.75	0.00	0.00	99.79	0.74	0.61	0.09
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	697	0.01	0.08	14.01	56.94	1.82	13.63	0.00	0.40	13.31	0.00	0.01	100.22	0.73	0.64	0.11
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	698	0.05	0.08	12.82	57.08	2.61	14.41	0.00	0.39	12.66	0.00	0.09	100.19	0.75	0.61	0.14
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	699	0.01	0.09	11.50	56.24	4.81	14.73	0.00	0.35	12.30	0.00	0.05	100.08	0.77	0.60	0.23
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	700	0.00	0.05	13.55	57.80	1.96	14.18	0.00	0.33	13.04	0.00	0.10	101.01	0.74	0.62	0.11
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	701	0.03	0.13	7.18	54.97	9.92	16.16	0.15	0.53	10.71	0.00	0.11	99.89	0.84	0.54	0.36
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	702	0.04	0.20	3.50	55.91	12.28	17.20	0.16	0.56	9.56	0.00	0.14	99.55	0.91	0.50	0.39
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	703	0.03	0.12	5.31	57.33	9.61	16.40	0.10	0.51	10.37	0.00	0.09	99.87	0.88	0.53	0.35
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	704	0.03	0.14	2.26	58.99	10.48	17.28	0.11	0.60	9.29	0.00	0.12	99.30	0.95	0.49	0.35
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	705	0.03	0.18	3.03	56.92	12.18	17.67	0.15	0.53	9.35	0.00	0.13	100.17	0.93	0.49	0.38
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	706	0.04	0.23	5.40	52.91	13.49	17.63	0.18	0.57	9.60	0.00	0.17	100.22	0.87	0.49	0.41
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	707	0.03	0.30	3.63	52.18	15.25	17.97	0.23	0.57	9.00	0.00	0.28	99.44	0.91	0.47	0.43
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	708	0.03	0.13	7.31	53.81	10.55	16.46	0.16	0.53	10.42	0.00	0.17	99.57	0.83	0.53	0.37
J1-B6	Semimásiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	709	0.02	0.16	7.21	53.65	11.20	16.84	0.11	0.52	10.31	0.00	0.14	100.16	0.83	0.52	0.37
J1-B6	Semimásiva	C																	

J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	719	0.04	0.08	8.08	55.29	8.53	15.66	0.09	0.51	11.02	0.00	0.09	99.38	0.82	0.56	0.33
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	720	0.04	0.19	4.52	54.84	12.72	17.36	0.10	0.57	9.63	0.00	0.18	100.15	0.89	0.50	0.40
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	721	0.03	0.13	6.01	56.09	10.23	16.44	0.12	0.48	10.45	0.00	0.16	100.13	0.86	0.53	0.36
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	722	0.04	0.17	5.05	55.30	11.36	16.30	0.10	0.52	10.25	0.00	0.13	99.22	0.88	0.53	0.39
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	723	0.04	0.25	3.96	53.65	13.80	17.46	0.19	0.58	9.40	0.00	0.21	99.54	0.90	0.49	0.42
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	724	0.03	0.24	4.80	53.59	13.32	17.16	0.14	0.51	9.77	0.00	0.20	99.75	0.88	0.50	0.41
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	725	0.03	0.33	2.31	53.48	15.61	18.26	0.20	0.56	8.77	0.00	0.28	99.82	0.94	0.46	0.43
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	726	0.00	0.18	7.63	55.63	9.49	16.50	0.00	0.37	10.76	0.00	0.21	100.79	0.83	0.54	0.34
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	727	0.00	0.09	7.66	56.18	8.50	16.41	0.00	0.38	10.68	0.00	0.11	100.01	0.83	0.54	0.32
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	728	0.02	0.29	2.07	56.47	13.89	17.73	0.00	0.39	9.35	0.00	0.18	100.40	0.95	0.48	0.41
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	729	0.03	0.08	8.75	55.66	8.37	14.91	0.00	0.42	11.76	0.00	0.18	100.17	0.81	0.58	0.34
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	730	0.00	0.18	1.18	58.87	12.66	17.36	0.00	0.50	9.36	0.00	0.14	100.25	0.97	0.49	0.40
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	731	0.06	0.14	1.72	61.41	9.77	17.03	0.00	0.53	9.74	0.00	0.11	100.50	0.96	0.50	0.34
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	732	0.00	0.16	1.61	60.53	11.01	17.14	0.00	0.45	9.71	0.00	0.09	100.70	0.96	0.50	0.37
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	733	0.03	0.24	1.78	58.29	12.82	17.84	0.00	0.44	9.32	0.00	0.18	100.94	0.96	0.48	0.39
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	734	0.04	0.25	1.77	57.74	12.67	17.88	0.00	0.47	9.12	0.00	0.17	100.10	0.96	0.48	0.39
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	735	0.05	0.25	2.37	56.18	13.88	18.47	0.00	0.50	8.88	0.00	0.24	100.82	0.94	0.46	0.40
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	736	0.00	0.28	3.46	53.74	15.24	17.45	0.00	0.51	9.52	0.00	0.29	100.48	0.91	0.49	0.44
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	737	0.02	0.29	4.22	53.93	13.95	17.75	0.00	0.49	9.45	0.00	0.24	100.34	0.90	0.49	0.41
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	738	0.03	0.38	2.35	54.18	15.76	18.11	0.00	0.49	9.13	0.00	0.26	100.69	0.94	0.47	0.44
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	739	0.03	0.19	2.59	57.77	11.87	17.95	0.00	0.47	9.15	0.00	0.17	100.19	0.94	0.48	0.37
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	740	0.01	0.32	3.39	53.53	14.76	18.24	0.00	0.37	8.99	0.00	0.29	99.89	0.91	0.47	0.42
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	741	1.20	0.09	2.01	60.19	9.09	16.93	0.00	0.44	10.93	0.00	0.14	101.00	0.95	0.53	0.33
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	742	0.05	0.24	3.75	55.60	13.12	18.15	0.00	0.44	9.31	0.00	0.19	100.85	0.91	0.48	0.39
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	743	0.05	0.21	2.39	56.46	13.07	18.08	0.00	0.39	9.05	0.00	0.16	99.88	0.94	0.47	0.39
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	744	0.05	0.25	2.96	56.55	12.36	18.35	0.00	0.31	9.12	0.00	0.04	100.01	0.93	0.47	0.38
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	745	0.06	0.27	3.22	53.73	15.57	17.82	0.00	0.56	9.32	0.00	0.30	100.86	0.92	0.48	0.44
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	746	0.01	0.11	1.50	62.31	7.77	18.61	0.00	0.54	8.41	0.00	0.09	99.35	0.97	0.45	0.27
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	747	0.23	0.24	3.46	54.69	13.31	17.34	0.00	0.39	9.72	0.00	0.21	99.58	0.91	0.50	0.41
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	748	0.01	0.32	2.82	54.55	15.03	18.40	0.00	0.44	9.01	0.00	0.25	100.83	0.93	0.47	0.42
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	749	0.01	0.26	3.18	54.47	15.54	16.33	0.00	0.52	10.32	0.00	0.25	100.87	0.92	0.53	0.46
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	750	0.00	0.20	6.62	54.52	11.56	16.74	0.00	0.46	10.45	0.00	0.19	100.74	0.85	0.53	0.38
J1-B6	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	751	0.03	0.25	2.15	52.93	16.14	17.38	0.00	0.52	9.09	0.00	0.21	98.70	0.94	0.48	0.46
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	752	0.03	0.05	12.11	58.50	2.53	13.60	0.00	0.46	13.06	0.00	0.08	100.42	0.76	0.63	0.14
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	753	0.03	0.07	12.08	58.37	2.66	13.59	0.00	0.46	13.08	0.00	0.06	100.40	0.76	0.63	0.15
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	754	0.06	0.48	11.62	58.37	2.34	14.14	0.00	0.45	12.92	0.00	0.08	100.45	0.77	0.62	0.13
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	755	0.02	0.07	11.83	58.31	2.88	13.78	0.00	0.44	12.94	0.00	0.04	100.31	0.77	0.63	0.16
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	756	0.03	0.17	2.24	58.97	11.68	17.61	0.00	0.59	9.35	0.00	0.14	100.78	0.95	0.49	0.37
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	757	0.04	0.18	4.11	57.81	11.01	16.85	0.00	0.55	10.07	0.00	0.15	100.77	0.90	0.52	0.37
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	758	0.05	0.19	5.55	55.59	11.86	16.37	0.00	0.58	10.52	0.00	0.17	100.88	0.87	0.53	0.39
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	759	0.04	0.26	3.88	55.28	13.14	17.11	0.00	0.56	9.73	0.00	0.23	100.24	0.91	0.50	0.41
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	760	0.03	0.11	9.26	57.27	6.57	14.69	0.00	0.47	12.06	0.00	0.10	100.56	0.81	0.59	0.29
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	761	0.04	0.15	5.20	57.69	10.29	16.30	0.00	0.52	10.60	0.00	0.12	100.91	0.88	0.54	0.36
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	762	0.06	0.23	3.65	55.93	12.70	17.25	0.00	0.63	9.55	0.00	0.24	100.24	0.91	0.50	0.40
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	763	0.05	0.19	3.78	57.64	10.49	17.87	0.00	0.54	9.21	0.00	0.14	99.91	0.91	0.48	0.35
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	764	0.04	0.22	2.37	57.97	11.30	18.54	0.00	0.58	8.52	0.00	0.25	99.78	0.94	0.45	0.35
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	765	0.03	0.15	6.82	55.99	10.12	15.55	0.00	0.52	11.16	0.00	0.13	100.47	0.85	0.56	0.37
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	766	1.01	0.20	2.07	56.12	12.08	17.11	0.00	0.59	8.87	0.00	0.27	98.32	0.95	0.48	0.39
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	767	0.04	0.05	9.00	56.91	7.27	14.44	0.00	0.44	12.14	0.00	0.09	100.38	0.81	0.60	0.31
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	768	0.03	0.05	9.06	56.62	7.43	14.04	0.00	0.58	12.23	0.00	0.16	100.20	0.81	0.61	0.32
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	769	0.03	0.05	9.11	56.95	7.23	14.26	0.00	0.49	12.22	0.00	0.15	100.49	0.81	0.60	0.31
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	770	0.04	0.11	7.60	56.28	9.22	14.90	0.00	0.53	11.63	0.00	0.15	100.45	0.83	0.58	0.36
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	771	0.03	0.05	3.48	62.76	6.57	16.02	0.00	0.60	10.36	0.00	0.08	99.95	0.92	0.54	0.27
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	772	0.04	0.15	5.37	57.67	10.07	15.89	0.00	0.52	10.82	0.00	0.15	100.68	0.88	0.55	0.36
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	773	0.03	0.10	3.25	61.67	8.08	16.37	0.00	0.58	10.24	0.00	0.05	100.37	0.93	0.53	0.31
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	774	0.04	0.17	4.86	57.25	8.88	18.39	0.00	0.54	8.79	0.00	0.19	99.11	0.89	0.46	0.30
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	775	0.22	0.26	2.96	55.70	13.56	17.16	0.00	0.54	9.55	0.00	0.26	100.21	0.93	0.50	0.42
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	776	0.15	0.1													

J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	785	0.05	0.15	4.05	59.36	8.13	17.51	0.00	0.56	9.34	0.00	0.12	99.26	0.91	0.49	0.29
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	786	0.05	0.24	2.28	56.37	14.08	17.24	0.00	0.57	9.53	0.00	0.22	100.58	0.94	0.50	0.42
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	787	0.22	0.23	1.88	54.61	14.82	17.47	0.00	0.53	8.87	0.00	0.42	99.06	0.95	0.47	0.43
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	788	0.15	0.18	1.72	57.97	11.60	17.31	0.00	0.52	9.04	0.00	0.21	98.70	0.96	0.48	0.38
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	789	0.06	0.14	2.18	60.35	8.51	18.35	0.00	0.53	8.48	0.00	0.15	98.75	0.95	0.45	0.29
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	790	0.04	0.05	8.87	57.22	6.19	14.90	0.00	0.47	11.64	0.00	0.06	99.44	0.81	0.58	0.27
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	791	0.04	0.06	8.54	56.69	7.16	14.69	0.00	0.47	11.70	0.00	0.13	99.48	0.82	0.59	0.30
J1-B2	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	792	0.03	0.09	7.48	56.90	8.43	15.26	0.00	0.45	11.39	0.00	0.11	100.14	0.84	0.57	0.33
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	793	0.08	0.06	20.53	46.49	5.09	13.54	0.00	0.38	13.84	0.19	0.12	100.48	0.60	0.65	0.25
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	794	0.09	0.08	20.60	48.22	2.95	14.39	0.00	0.31	13.49	0.15	0.05	100.40	0.61	0.63	0.16
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	795	0.03	0.06	21.50	48.49	2.19	14.00	0.00	0.30	13.88	0.10	0.04	100.63	0.60	0.64	0.12
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	796	0.10	0.02	15.19	48.88	7.43	16.25	0.00	0.39	11.52	0.11	0.03	100.06	0.68	0.56	0.29
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	797	0.02	0.03	21.51	48.63	1.11	13.89	0.09	0.42	13.71	0.00	0.07	99.49	0.60	0.64	0.07
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	798	0.02	0.04	21.52	48.80	1.10	13.96	0.12	0.42	13.74	0.00	0.04	99.76	0.60	0.64	0.07
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	799	0.02	0.04	21.33	48.71	1.08	14.08	0.09	0.43	13.56	0.00	0.02	99.35	0.60	0.63	0.06
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	800	0.02	0.14	21.44	48.95	0.91	14.40	0.13	0.40	13.57	0.00	0.06	100.02	0.60	0.63	0.05
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	801	0.03	0.08	17.00	49.84	4.03	15.92	0.14	0.40	11.92	0.00	0.07	99.44	0.66	0.57	0.19
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	802	0.03	0.02	17.87	47.61	5.52	15.14	0.08	0.47	12.34	0.00	0.08	99.16	0.64	0.59	0.25
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	803	0.07	0.26	0.65	51.28	19.25	20.24	0.00	0.53	7.19	0.13	0.22	99.90	0.98	0.39	0.46
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	804	0.10	0.29	3.87	45.33	21.80	20.21	0.00	0.53	7.52	0.07	0.43	100.24	0.89	0.40	0.49
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	805	0.05	0.21	1.76	51.15	18.73	19.15	0.00	0.58	7.94	0.16	0.23	100.05	0.95	0.42	0.47
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	806	0.04	0.16	5.26	48.61	17.05	19.57	0.00	0.54	8.01	0.04	0.23	99.62	0.86	0.42	0.44
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	807	0.07	0.21	3.54	46.91	20.54	19.76	0.00	0.51	7.61	0.17	0.37	99.84	0.90	0.41	0.48
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	808	0.07	0.25	6.52	43.71	21.01	19.04	0.00	0.45	8.55	0.06	0.44	100.23	0.82	0.44	0.50
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	809	0.03	0.16	7.40	45.01	18.27	19.15	0.10	0.60	8.44	0.00	0.31	99.48	0.80	0.44	0.46
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	810	0.03	0.27	3.67	44.67	22.18	20.51	0.14	0.61	7.17	0.00	0.40	99.65	0.89	0.38	0.49
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	811	0.04	0.15	4.11	50.16	16.71	20.31	0.19	0.66	7.49	0.00	0.26	100.07	0.89	0.40	0.43
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	812	0.04	0.15	4.31	50.51	16.35	20.18	0.12	0.69	7.58	0.00	0.28	100.21	0.89	0.40	0.42
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	813	0.04	0.22	2.18	49.08	19.39	21.11	0.23	0.65	6.73	0.00	0.33	99.97	0.94	0.36	0.45
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	814	0.04	0.18	8.46	44.21	17.92	19.10	0.13	0.58	8.65	0.00	0.29	99.56	0.78	0.45	0.46
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	815	0.04	0.21	3.42	46.93	20.29	20.46	0.18	0.62	7.18	0.00	0.41	99.73	0.90	0.38	0.47
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	816	0.03	0.20	7.98	43.09	19.51	19.34	0.18	0.62	8.43	0.00	0.35	99.73	0.78	0.44	0.48
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	817	0.04	0.16	3.47	51.74	15.81	20.13	0.15	0.69	7.53	0.00	0.20	99.92	0.91	0.40	0.41
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	818	0.05	0.20	2.63	49.67	18.03	20.75	0.13	0.66	6.91	0.00	0.23	99.25	0.93	0.37	0.44
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	819	0.04	0.22	3.09	47.49	19.99	21.12	0.18	0.65	6.82	0.00	0.29	99.90	0.91	0.37	0.46
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	820	0.03	0.20	7.74	45.33	17.84	19.60	0.18	0.59	8.44	0.00	0.22	100.16	0.80	0.43	0.45
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	821	0.03	0.14	8.48	45.40	16.51	18.68	0.19	0.57	8.88	0.00	0.23	99.10	0.78	0.46	0.44
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	822	0.05	0.18	2.85	49.39	17.85	19.99	0.12	0.62	7.27	0.00	0.27	98.59	0.92	0.39	0.45
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	823	0.05	0.27	4.76	43.08	21.87	20.07	0.19	0.59	7.37	0.00	0.44	98.70	0.86	0.40	0.50
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	824	0.04	0.29	2.09	44.70	23.21	20.52	0.22	0.56	6.87	0.00	0.47	98.97	0.93	0.37	0.50
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	825	0.04	0.27	4.93	43.12	22.02	19.72	0.14	0.61	7.66	0.00	0.42	98.94	0.85	0.41	0.50
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	826	0.04	0.25	2.23	48.40	19.61	19.98	0.20	0.71	7.23	0.00	0.36	98.99	0.94	0.39	0.47
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	827	0.05	0.14	1.84	54.62	14.35	20.01	0.17	0.71	7.33	0.00	0.21	99.42	0.95	0.39	0.39
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	828	0.05	0.18	1.92	50.61	17.94	20.48	0.15	0.63	7.03	0.00	0.17	99.16	0.95	0.38	0.44
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	829	0.05	0.09	1.96	56.56	12.68	19.87	0.15	0.69	7.55	0.00	0.11	99.70	0.95	0.40	0.36
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	830	0.06	0.13	1.76	53.84	14.60	19.60	0.12	0.67	7.37	0.00	0.20	98.34	0.95	0.40	0.40
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	831	0.06	0.10	1.62	56.55	12.90	20.09	0.13	0.73	7.32	0.00	0.12	99.62	0.96	0.39	0.37
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	832	0.05	0.26	1.95	47.20	21.10	20.61	0.18	0.58	6.88	0.00	0.38	99.17	0.94	0.37	0.48
J1-D1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	833	0.03	0.29	3.66	43.94	22.60	20.29	0.16	0.63	7.23	0.00	0.40	99.23	0.89	0.39	0.50
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	834	0.03	0.07	9.44	60.41	0.74	20.65	0.28	0.48	8.27	0.00	0.07	100.44	0.81	0.42	0.03
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	835	0.02	0.08	9.46	59.88	0.95	20.21	0.18	0.48	8.41	0.00	0.04	99.70	0.81	0.43	0.04
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	836	0.03	0.07	9.32	60.33	1.10	20.40	0.22	0.53	8.35	0.00	0.12	100.47	0.81	0.42	0.05
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	837	0.04	0.08	9.20	60.32	0.88	20.56	0.26	0.52	8.23	0.00	0.03	100.12	0.81	0.42	0.04
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	838	0.03	0.09	8.69	59.68	2.04	20.56	0.17	0.51	8.13	0.00	0.02	99.91	0.82	0.41	0.08
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	839	0.03	0.04	8.09	59.73	2.74	21.07	0.16	0.51	7.75	0.00	0.01	100.12	0.83	0.40	0.10
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	840	0.03	0.05	9.78	60.01	0.91	19.92	0.16	0.48	8.71	0.00	0.00	100.05	0.80	0.44	0.04
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	841	0.03	0.05	10.50	58.59	1.35	19.53	0.15	0.50	8.91	0.00	0.04	99.66	0.79	0.45	0.06
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	842	0.03	0.06	10.05	59.39	0.71										

J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	851	0.04	0.31	1.04	50.54	18.53	23.37	0.17	0.67	5.34	0.00	0.11	100.12	0.97	0.29	0.42
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	852	0.03	0.11	3.06	56.14	11.10	22.56	0.12	0.56	6.08	0.00	0.04	99.81	0.92	0.32	0.31
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	853	0.03	0.15	2.13	54.79	13.11	22.81	0.19	0.54	5.80	0.00	0.05	99.61	0.95	0.31	0.34
J1-F1	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	854	0.03	0.15	1.89	55.47	12.80	22.53	0.09	0.63	5.84	0.00	0.09	99.52	0.95	0.32	0.34
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	855	0.02	0.08	14.79	54.42	1.59	18.17	0.06	0.49	10.29	0.00	0.06	99.96	0.71	0.50	0.07
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	856	0.02	0.11	14.60	54.09	1.72	18.19	0.08	0.53	10.19	0.00	0.02	99.55	0.71	0.50	0.08
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	857	0.03	0.07	14.12	54.17	2.22	18.10	0.06	0.56	10.08	0.00	0.11	99.51	0.72	0.50	0.10
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	858	0.03	0.09	13.64	54.07	2.39	18.33	0.13	0.44	9.94	0.00	0.06	99.12	0.73	0.49	0.11
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	859	0.03	0.35	12.99	52.08	0.00	19.86	0.12	0.49	9.56	0.00	0.08	98.58	0.73	0.46	0.00
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	860	0.03	0.09	14.65	53.78	1.78	18.07	0.13	0.53	10.21	0.00	0.04	99.31	0.71	0.50	0.08
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	861	0.03	0.09	14.71	54.03	1.47	18.00	0.13	0.55	10.23	0.00	0.07	99.31	0.71	0.50	0.07
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	862	0.03	0.09	14.36	54.21	1.82	17.96	0.10	0.54	10.26	0.00	0.05	99.42	0.72	0.50	0.08
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	863	0.02	0.08	14.11	53.90	2.22	18.13	0.09	0.49	10.09	0.00	0.05	99.17	0.72	0.50	0.10
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	864	0.03	0.31	1.30	53.55	15.20	21.99	0.08	0.68	6.05	0.00	0.26	99.46	0.97	0.33	0.38
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	865	0.04	0.21	6.09	51.33	12.68	20.47	0.07	0.56	7.56	0.00	0.20	99.22	0.85	0.40	0.36
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	866	0.03	0.32	2.27	52.09	15.44	21.90	0.12	0.66	6.22	0.00	0.22	99.27	0.94	0.34	0.39
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	867	0.04	0.37	2.17	51.91	15.96	21.94	0.08	0.65	6.27	0.00	0.22	99.62	0.94	0.34	0.40
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	868	0.03	0.45	1.51	49.90	17.83	21.95	0.14	0.64	6.05	0.00	0.26	98.76	0.96	0.33	0.42
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	869	0.03	0.34	1.42	52.86	15.43	21.85	0.09	0.67	6.10	0.00	0.25	99.05	0.96	0.33	0.39
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	870	0.53	0.36	1.40	51.10	16.86	20.60	0.13	0.71	6.71	0.00	0.23	98.63	0.96	0.37	0.42
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	871	0.04	0.43	1.29	50.75	17.54	22.18	0.15	0.70	5.91	0.00	0.30	99.29	0.96	0.32	0.42
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	872	0.03	0.27	4.97	51.95	13.32	20.99	0.10	0.64	7.19	0.00	0.19	99.65	0.88	0.38	0.36
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	873	0.03	0.42	1.99	50.63	17.03	21.85	0.16	0.68	6.21	0.00	0.32	99.33	0.94	0.34	0.41
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	874	0.05	0.18	1.07	57.94	11.40	21.38	0.07	0.67	6.44	0.00	0.14	99.33	0.97	0.35	0.32
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	875	0.03	0.37	2.76	50.96	16.29	21.53	0.13	0.65	6.55	0.00	0.31	99.59	0.93	0.35	0.40
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	876	0.04	0.33	2.88	51.47	15.56	21.52	0.13	0.63	6.58	0.00	0.21	99.37	0.92	0.35	0.39
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	877	0.03	0.44	3.09	48.86	17.68	21.63	0.05	0.62	6.48	0.00	0.27	99.15	0.91	0.35	0.42
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	878	0.03	0.40	1.33	51.35	16.78	22.07	0.09	0.69	5.96	0.00	0.20	98.90	0.96	0.32	0.41
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	879	0.04	0.40	2.00	50.63	16.95	21.73	0.07	0.68	6.21	0.00	0.26	98.97	0.94	0.34	0.41
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	880	0.03	0.26	6.11	50.68	13.28	20.83	0.05	0.57	7.38	0.00	0.21	99.39	0.85	0.39	0.36
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	881	0.03	0.37	1.18	52.19	16.57	22.38	0.03	0.66	5.84	0.00	0.20	99.46	0.97	0.32	0.40
J1-G2	Diseminada	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	882	0.03	0.39	2.87	50.24	16.46	21.55	0.04	0.70	6.42	0.00	0.22	98.91	0.92	0.35	0.41
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	883	0.02	0.04	15.33	51.90	1.71	21.15	0.11	0.53	8.18	0.00	0.02	98.99	0.69	0.41	0.07
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	884	0.02	0.03	14.83	51.56	2.44	21.19	0.13	0.45	8.07	0.00	0.08	98.79	0.70	0.40	0.09
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	885	0.02	0.01	13.58	52.16	3.85	21.69	0.08	0.48	7.78	0.00	0.02	99.67	0.72	0.39	0.14
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	886	0.02	0.01	13.03	52.09	4.43	21.50	0.09	0.44	7.83	0.00	0.01	99.44	0.73	0.39	0.16
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	887	0.03	0.00	14.45	52.11	2.84	21.42	0.15	0.55	7.97	0.00	0.06	99.58	0.71	0.40	0.11
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	888	0.02	0.00	13.45	51.68	4.46	21.37	0.07	0.48	7.89	0.00	0.07	99.49	0.72	0.40	0.16
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	889	0.02	0.01	14.39	51.20	3.35	21.07	0.12	0.43	8.11	0.00	0.03	98.74	0.70	0.41	0.13
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	890	0.02	0.05	16.02	50.48	2.16	20.77	0.17	0.44	8.50	0.00	0.02	98.63	0.68	0.42	0.09
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	891	0.02	0.05	15.05	52.16	1.96	21.35	0.10	0.53	8.10	0.00	0.01	99.33	0.70	0.40	0.08
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	892	0.02	0.06	14.87	51.32	2.44	21.12	0.13	0.44	8.12	0.00	0.04	98.56	0.70	0.41	0.09
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	893	0.02	0.03	13.88	52.04	3.12	21.22	0.12	0.40	8.04	0.00	0.00	98.87	0.72	0.40	0.12
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	894	0.02	0.08	12.98	51.40	3.93	21.50	0.09	0.52	7.53	0.00	0.00	98.05	0.73	0.38	0.14
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	895	0.02	0.06	14.63	51.82	2.64	21.37	0.12	0.49	8.05	0.00	0.01	99.20	0.70	0.40	0.10
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	896	0.02	0.05	14.39	51.36	3.07	21.36	0.10	0.48	7.93	0.00	0.01	98.78	0.71	0.40	0.11
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	897	0.02	0.04	13.56	50.59	5.10	21.64	0.03	0.49	7.70	0.00	0.00	99.17	0.71	0.39	0.17
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	898	0.02	0.16	1.15	37.41	30.67	24.76	0.12	0.57	4.00	0.00	0.24	99.10	0.96	0.22	0.53
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	899	0.02	0.17	1.08	36.13	32.80	25.18	0.14	0.51	3.96	0.00	0.30	100.29	0.96	0.22	0.54
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	900	0.02	0.19	0.96	30.29	37.93	25.26	0.10	0.44	3.59	0.00	0.41	99.19	0.95	0.20	0.57
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	901	0.02	0.17	0.88	27.37	41.32	25.74	0.12	0.37	3.33	0.00	0.54	99.86	0.95	0.19	0.59
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	902	0.02	0.17	0.89	32.60	36.69	25.42	0.14	0.49	3.74	0.00	0.42	100.59	0.96	0.21	0.56
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	903	0.02	0.11	0.83	44.29	24.79	24.67	0.02	0.58	4.18	0.00	0.19	99.67	0.97	0.23	0.47
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	904	0.02	0.10	1.05	45.18	23.70	24.70	0.05	0.62	4.18	0.00	0.22	99.81	0.97	0.23	0.46
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	905	0.02	0.16	0.76	38.92	29.86	25.01	0.08	0.52	3.91	0.00	0.24	99.47	0.97	0.22	0.52
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	906	0.02	0.15	0.88	41.37	27.37	24.69	0.08	0.63	4.07	0.00	0.27	99.53	0.97	0.23	0.50
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	907	0.02	0.13	0.85	44.24	24.86	25.02	0.14	0.59	4.09	0.00	0.17	100.11	0.97	0.23	0.47
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	908	0.02	0.16	0.59	22.84	46.90	26.84	0.14	0.31	2.85	0.00	0				

J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	917	0.02	0.17	1.07	29.27	39.33	25.19	0.18	0.43	3.78	0.00	0.43	99.87	0.95	0.21	0.58	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	918	0.02	0.17	1.12	32.54	36.04	25.17	0.15	0.50	3.78	0.00	0.44	99.93	0.95	0.21	0.56	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	919	0.02	0.18	1.06	35.80	32.80	24.87	0.17	0.52	4.05	0.00	0.32	99.79	0.96	0.22	0.54	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	920	0.02	0.09	3.13	46.05	20.17	23.74	0.06	0.57	4.95	0.00	0.14	98.92	0.91	0.27	0.43	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	921	0.02	0.17	0.86	32.97	35.86	24.99	0.15	0.46	3.91	0.00	0.37	99.76	0.96	0.22	0.56	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	922	0.02	0.17	1.25	34.06	34.45	25.18	0.11	0.54	3.84	0.00	0.34	99.95	0.95	0.21	0.55	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	923	0.02	0.17	0.71	39.16	30.10	25.21	0.05	0.53	3.88	0.00	0.26	100.09	0.97	0.22	0.52	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	924	0.02	0.17	0.84	33.52	35.42	25.35	0.10	0.47	3.72	0.00	0.33	99.94	0.96	0.21	0.56	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	925	0.02	0.10	0.82	44.66	24.60	24.98	0.14	0.60	4.12	0.00	0.15	100.19	0.97	0.23	0.47	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	926	0.02	0.16	0.99	39.27	29.70	25.17	0.11	0.54	3.96	0.00	0.25	100.18	0.96	0.22	0.51	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	927	0.02	0.12	0.75	42.60	25.82	24.46	0.11	0.64	4.12	0.00	0.16	98.81	0.97	0.23	0.49	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	928	0.02	0.16	1.17	32.04	36.48	25.46	0.15	0.47	3.69	0.00	0.32	99.95	0.95	0.21	0.56	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	929	0.02	0.10	2.28	46.05	21.26	24.53	0.10	0.66	4.41	0.00	0.16	99.57	0.93	0.24	0.44	
J1-A3	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	930	0.02	0.08	2.17	46.08	21.67	24.67	0.05	0.65	4.35	0.00	0.18	99.92	0.93	0.24	0.44	
Avren	AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	931	0.03	0.04	3.17	57.69	9.79	21.02	0.00	0.59	6.47	0.69	0.08	99.77	0.92	0.35	0.30
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	932	0.00	0.04	0.21	13.67	55.45	28.47	0.00	0.23	1.36	0.10	0.31	99.99	0.98	0.08	0.64	
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	933	0.00	0.02	0.41	21.30	48.02	27.33	0.00	0.41	2.09	0.08	0.33	100.15	0.97	0.12	0.61	
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	934	0.02	0.05	0.21	14.25	55.12	28.35	0.00	0.20	1.51	0.02	0.38	100.30	0.98	0.09	0.64	
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	935	0.03	0.03	0.36	17.42	52.28	24.73	0.00	0.39	3.37	0.08	0.82	99.68	0.97	0.20	0.66	
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	936	0.03	0.05	0.33	13.42	56.21	25.56	0.00	0.21	2.89	0.08	0.82	99.86	0.96	0.17	0.66	
AV3-117	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	937	0.03	0.05	1.14	29.68	39.17	26.61	0.00	0.57	2.67	0.31	0.28	100.61	0.95	0.15	0.57	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	938	0.04	0.07	5.31	60.15	6.02	19.13	0.00	0.61	8.20	0.55	0.05	100.35	0.88	0.43	0.22	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	939	0.04	0.03	4.80	58.87	7.41	18.62	0.00	0.72	8.18	0.62	0.08	99.51	0.89	0.44	0.26	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	940	0.08	0.01	2.69	57.64	10.32	20.35	0.00	0.67	6.89	0.60	0.04	99.44	0.93	0.38	0.31	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	941	0.06	0.03	5.33	59.74	6.05	18.95	0.00	0.61	8.24	0.58	0.02	99.75	0.88	0.44	0.22	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	942	0.04	0.02	3.79	58.24	9.15	19.51	0.00	0.70	7.60	0.65	0.00	99.83	0.91	0.41	0.30	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	943	0.07	0.03	4.03	57.90	9.02	19.37	0.00	0.67	7.68	0.67	0.04	99.59	0.91	0.41	0.30	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	944	0.14	0.02	4.44	59.13	7.29	20.28	0.00	0.71	7.39	0.53	0.06	100.02	0.90	0.39	0.24	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	945	0.08	0.07	2.72	58.29	9.50	20.45	0.00	0.71	6.87	0.54	0.08	99.40	0.93	0.37	0.29	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	946	0.01	0.04	0.99	46.65	23.69	21.37	0.00	0.78	5.99	0.34	0.22	100.26	0.97	0.33	0.50	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	947	0.10	0.05	1.36	41.02	28.30	22.09	0.00	0.62	5.58	0.39	0.32	99.92	0.95	0.31	0.54	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	948	0.04	0.05	1.15	43.21	26.38	21.28	0.00	0.80	5.90	0.37	0.30	99.54	0.96	0.33	0.53	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	949	0.05	0.02	1.00	45.25	25.40	21.23	0.00	0.69	6.16	0.43	0.22	100.65	0.97	0.34	0.52	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	950	0.02	0.05	0.91	42.71	27.64	21.81	0.00	0.66	5.66	0.41	0.35	100.37	0.97	0.32	0.53	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	951	0.10	0.05	0.98	42.80	27.03	21.97	0.00	0.72	5.56	0.37	0.38	100.07	0.97	0.31	0.53	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	952	0.10	0.05	1.17	40.31	29.42	21.98	0.00	0.73	5.59	0.34	0.31	100.15	0.96	0.31	0.55	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	953	0.02	0.04	1.07	42.99	26.95	21.32	0.00	0.73	5.88	0.33	0.34	99.84	0.96	0.33	0.53	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	954	0.02	0.06	1.00	43.64	25.93	21.64	0.00	0.70	5.60	0.42	0.30	99.47	0.97	0.32	0.52	
AV3-110	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	955	0.08	0.07	1.12	43.40	26.39	22.16	0.00	0.69	5.53	0.35	0.31	100.28	0.96	0.31	0.52	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	956	0.03	0.00	4.15	58.84	7.57	20.78	0.05	0.70	7.11	0.00	0.05	99.27	0.90	0.38	0.25	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	957	0.04	0.00	3.93	58.82	7.59	20.79	0.01	0.70	7.01	0.00	0.01	98.91	0.91	0.38	0.25	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Núcleo	958	0.03	0.00	4.29	58.09	8.32	20.88	0.09	0.76	7.11	0.00	0.00	99.57	0.90	0.38	0.26	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	959	0.04	0.04	0.27	15.93	53.34	28.78	0.12	0.29	1.48	0.00	0.21	100.50	0.98	0.08	0.63	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	960	0.03	0.04	0.18	14.04	55.78	29.12	0.16	0.30	1.36	0.00	0.26	101.27	0.98	0.08	0.63	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	961	0.04	0.05	0.15	14.15	55.19	28.97	0.11	0.29	1.27	0.00	0.30	100.52	0.98	0.07	0.63	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	962	0.03	0.05	0.18	14.21	55.29	28.98	0.13	0.26	1.38	0.00	0.23	100.74	0.98	0.08	0.63	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	963	0.03	0.04	0.15	14.03	55.22	29.09	0.11	0.25	1.23	0.00	0.25	100.40	0.98	0.07	0.63	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	964	0.04	0.00	1.11	55.26	12.92	25.43	0.01	0.75	3.64	0.00	0.05	99.20	0.97	0.20	0.31	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	965	0.03	0.00	1.09	50.55	17.74	25.95	0.04	0.67	3.32	0.00	0.15	99.55	0.97	0.19	0.38	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	966	0.03	0.02	0.78	52.99	15.40	26.08	0.00	0.74	3.17	0.00	0.09	99.28	0.98	0.18	0.35	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	967	0.03	0.04	1.12	36.16	31.79	26.74	0.07	0.64	2.68	0.00	0.18	99.44	0.96	0.15	0.52	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	968	0.02	0.05	0.68	22.46	46.61	27.87	0.12	0.41	2.09	0.00	0.28	100.60	0.96	0.12	0.60	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	969	0.03	0.05	0.50	21.35	48.03	28.13	0.09	0.41	1.91	0.00	0.30	100.80	0.97	0.11	0.61	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	970	0.04	0.00	1.90	54.48	13.79	22.33	0.03	0.77	5.69	0.00	0.08	99.11	0.95	0.31	0.36	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	971	0.05	0.01	1.85	53.61	14.93	22.55	0.06	0.75	5.64	0.00	0.10	99.53	0.95	0.31	0.37	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	972	0.02	0.03	1.71	49.49	19.60	23.25	0.04	0.73	5.28	0.00	0.13	100.30	0.95	0.29	0.43	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	973	0.05	0.00	1.97	54.55	13.71	22.85	0.09	0.76	5.45	0.00	0.10	99.53	0.95	0.30	0.35	
AV3	Semimásiva	Cromita zonada	Borde no poroso	974	0.04	0.01	2.19	54.09												

AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	983	0.03	0.04	0.29	14.76	54.50	28.58	0.14	0.26	1.57	0.00	0.29	100.45	0.97	0.09	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	984	0.03	0.04	0.33	14.86	54.15	28.31	0.16	0.30	1.67	0.00	0.27	100.13	0.97	0.10	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	985	0.03	0.03	0.21	15.64	53.58	28.83	0.11	0.30	1.35	0.00	0.28	100.36	0.98	0.08	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	986	0.03	0.05	0.36	15.54	53.79	28.43	0.11	0.35	1.69	0.00	0.21	100.57	0.97	0.10	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	987	0.03	0.03	0.57	17.63	51.37	27.97	0.10	0.32	1.95	0.00	0.25	100.22	0.95	0.11	0.62
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	988	0.03	0.05	0.58	18.21	50.80	28.01	0.11	0.36	1.93	0.00	0.28	100.37	0.95	0.11	0.62
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	989	0.04	0.04	0.18	14.82	54.67	29.11	0.14	0.28	1.30	0.00	0.24	100.81	0.98	0.07	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	990	0.03	0.01	2.85	58.15	10.02	21.47	0.00	0.75	6.56	0.00	0.11	99.96	0.93	0.35	0.30
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	991	0.04	0.04	0.58	35.28	34.77	23.35	0.08	0.61	4.78	0.00	0.40	99.92	0.98	0.27	0.57
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	992	0.03	0.03	0.27	16.67	53.59	24.74	0.07	0.34	3.65	0.00	0.73	100.13	0.98	0.21	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	993	0.03	0.04	0.24	14.45	55.77	25.11	0.06	0.33	3.36	0.00	0.83	100.21	0.98	0.19	0.67
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	994	0.03	0.03	0.26	16.32	54.12	25.03	0.12	0.33	3.53	0.00	0.78	100.55	0.98	0.20	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	995	0.04	0.03	0.33	20.71	49.47	24.26	0.11	0.42	3.94	0.00	0.77	100.08	0.98	0.22	0.65
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	996	0.03	0.03	0.69	44.20	26.05	22.93	0.10	0.77	5.19	0.00	0.30	100.29	0.98	0.29	0.51
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	997	0.03	0.01	0.68	49.35	20.51	22.47	0.05	0.78	5.47	0.00	0.11	99.47	0.98	0.30	0.45
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	998	0.03	0.03	0.66	45.50	25.24	22.84	0.02	0.76	5.36	0.00	0.26	100.70	0.98	0.29	0.50
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	999	0.03	0.02	0.66	47.02	22.84	22.55	0.10	0.72	5.43	0.00	0.15	99.53	0.98	0.30	0.48
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1000	0.05	0.02	0.63	42.95	26.89	22.75	0.06	0.73	5.21	0.00	0.19	99.46	0.98	0.29	0.52
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1001	0.03	0.04	0.62	41.74	28.20	22.74	0.07	0.71	5.17	0.00	0.34	99.65	0.98	0.29	0.53
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1002	0.04	0.03	0.65	43.51	26.65	22.88	0.12	0.69	5.25	0.00	0.26	100.08	0.98	0.29	0.51
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1003	0.03	0.03	0.69	44.25	25.94	22.84	0.10	0.70	5.31	0.00	0.23	100.12	0.98	0.29	0.51
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1004	0.02	0.01	0.93	49.09	20.52	22.32	0.00	0.73	5.56	0.00	0.14	99.34	0.97	0.31	0.45
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1005	0.03	0.03	0.81	44.62	25.13	22.60	0.06	0.79	5.34	0.00	0.16	99.57	0.97	0.30	0.50
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1006	0.04	0.00	1.74	55.55	13.89	21.99	0.03	0.77	6.12	0.00	0.10	100.22	0.96	0.33	0.36
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1007	0.03	0.04	0.60	38.19	31.80	23.09	0.08	0.68	4.94	0.00	0.35	99.80	0.98	0.28	0.55
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1008	0.03	0.04	0.37	23.91	46.54	24.11	0.02	0.45	4.14	0.00	0.67	100.28	0.98	0.23	0.63
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1009	0.03	0.03	0.26	16.02	54.03	24.92	0.07	0.35	3.49	0.00	0.73	99.93	0.98	0.20	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1010	0.04	0.04	0.26	15.42	55.02	25.05	0.10	0.37	3.52	0.00	0.73	100.54	0.98	0.20	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1011	0.04	0.02	0.27	17.97	51.96	24.41	0.11	0.36	3.75	0.00	0.78	99.67	0.98	0.22	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1012	0.02	0.03	0.29	18.39	52.00	24.58	0.14	0.34	3.86	0.00	0.71	100.36	0.98	0.22	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1013	0.03	0.03	0.26	16.60	53.95	24.71	0.09	0.37	3.73	0.00	0.74	100.52	0.98	0.21	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1014	0.03	0.03	0.27	15.58	54.65	24.84	0.13	0.27	3.65	0.00	0.73	100.19	0.97	0.21	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1015	0.03	0.04	0.27	16.76	53.56	24.65	0.09	0.32	3.75	0.00	0.72	100.19	0.98	0.21	0.66
AV3	Semimasiva	Cromita zonada	Borde no poroso	1016	0.03	0.03	0.26	16.90	53.44	24.58	0.09	0.35	3.78	0.00	0.72	100.19	0.98	0.22	0.66
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	1017	0.06	0.09	7.34	58.78	4.78	18.53	0.00	0.73	8.72	0.61	0.00	99.73	0.84	0.46	0.19
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	1018	0.07	0.08	6.80	58.85	5.18	19.15	0.00	0.67	8.32	0.46	0.08	99.78	0.85	0.44	0.20
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	1019	0.05	0.05	6.98	58.25	5.17	19.16	0.00	0.71	8.16	0.55	0.02	99.18	0.85	0.43	0.20
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Núcleo	1020	0.07	0.03	4.83	57.31	8.32	19.94	0.00	0.73	7.36	0.53	0.05	99.32	0.89	0.40	0.27
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1021	0.02	0.08	0.91	32.45	36.56	22.88	0.00	0.67	4.61	0.14	0.60	99.06	0.96	0.26	0.59
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1022	0.06	0.05	0.70	31.29	38.57	23.46	0.00	0.77	4.43	0.17	0.51	100.11	0.97	0.25	0.60
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1023	0.05	0.06	0.72	30.57	38.76	23.04	0.00	0.74	4.45	0.21	0.62	99.38	0.97	0.26	0.60
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1024	0.05	0.10	0.75	31.08	38.50	23.47	0.00	0.59	4.46	0.17	0.58	99.87	0.97	0.25	0.60
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1025	0.04	0.06	1.11	32.85	35.97	23.04	0.00	0.65	4.66	0.12	0.52	99.09	0.95	0.26	0.58
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1026	0.05	0.02	1.22	35.32	33.82	22.74	0.00	0.73	4.98	0.09	0.42	99.49	0.95	0.28	0.57
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1027	0.04	0.06	1.07	31.08	37.83	23.33	0.00	0.59	4.42	0.23	0.53	99.35	0.95	0.25	0.59
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1028	0.05	0.08	0.89	31.87	37.83	23.32	0.00	0.65	4.57	0.23	0.53	100.17	0.96	0.26	0.59
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1029	0.04	0.11	1.12	35.84	33.79	22.30	0.00	0.70	5.29	0.15	0.46	100.03	0.96	0.30	0.58
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1030	0.03	0.05	1.22	41.76	27.64	21.80	0.00	0.82	5.61	0.24	0.30	99.53	0.96	0.31	0.53
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1031	0.01	0.08	1.09	30.02	39.37	22.46	0.00	0.60	4.98	0.22	0.60	99.55	0.95	0.28	0.61
AV3-121	Diseminada	Cromita zonada	Borde no poroso	1032	0.06	0.07	0.83	34.77	35.12	22.53	0.00	0.70	5.03	0.23	0.51	100.05	0.97	0.28	0.58

Localidad	Muestra	Textura	Tipo textural	Zona del grano	Analisis#	Peso (%)										Cr# _{at}	Mg# _{at}	Fe ^{3+/(Fe³⁺+Fe²⁺)_{at}}		
						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	Total			
Cromititas ricas en Al																				
Mercedita deposit (Cuba)	ME	Masiva	No metamorfizada	Núcleo	1104	0.08	0.34	29.19	38.32	4.13	10.99	0	0.2	16.82	0.02	0.14	100.28	0.47	0.73	0.

DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1129	0.06	0.08	13.57	57.94	0	13.96	0	0.17	12.46	0.1	0.1	98.47	0.74	0.61	0.00
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1130	0.12	0.05	14.13	57.48	0	12.96	0	0.23	13.46	0.06	0.04	98.63	0.73	0.65	0.00
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1131	0.07	0.1	14.29	57.19	0.78	12.39	0	0.27	13.97	0.13	0.07	99.31	0.73	0.67	0.05
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1132	0.1	0.09	14.09	56.92	2.17	11.35	0	0.25	14.83	0	0.13	99.98	0.73	0.70	0.15
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1133	0.09	0.1	14.39	57.43	0.82	12.25	0	0.16	14.27	0.14	0.09	99.77	0.73	0.67	0.06
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1134	0.09	0.09	13.82	57.06	2.26	11.3	0	0.19	14.83	0.03	0.15	99.84	0.73	0.70	0.15
DY-2	Semimasiva	No metamorfizada	Núcleo	1135	0.09	0.09	13.82	57.06	2.26	11.3	0	0.19	14.83	0.03	0.15	99.84	0.73	0.70	0.15
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1136	0.08	0.08	13.47	56.04	1.61	15.15	0	0.23	12.06	0.07	0.01	98.86	0.74	0.59	0.09
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1137	0.08	0.07	13.31	56.47	0.91	15.41	0	0.3	11.74	0.12	0.05	98.49	0.74	0.58	0.05
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1138	0.06	0.08	13.36	56.17	0	16.58	0	0.26	10.5	0.02	0.07	97.14	0.74	0.53	0.00
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1139	0.06	0.08	13.37	56	0	16.28	0	0.25	10.42	0.13	0.08	96.81	0.74	0.53	0.00
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1140	0.09	0.06	13.41	55.96	1.3	14.88	0	0.32	11.99	0.08	0.05	98.29	0.74	0.59	0.07
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1141	0.04	0.07	13.82	57.09	0	15.87	0	0.26	9.65	0.13	0.07	97.05	0.73	0.52	0.00
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1142	0.1	0.07	13.09	55.65	1.27	16.31	0	0.24	11.05	0.09	0.08	98.02	0.74	0.55	0.07
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1143	0.09	0.1	13.01	55.12	2.04	16.18	0	0.33	11.01	0.1	0.18	98.3	0.74	0.55	0.10
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1144	0.06	0.1	13.41	56.79	0	15.9	0	0.19	9.8	0.06	0.02	96.32	0.74	0.52	0.00
DY-1	Diseminada	No metamorfizada	Núcleo	1145	0.05	0.11	13.38	56.58	0	16.6	0	0.28	10.07	0.04	0.06	97.29	0.74	0.52	0.00

Apéndice 2. Análisis de elementos menores y traza realizados con I-A-ICP-MS en la cromita de las cromititas estudiadas del Complejo Metamórfico de los Rhodopes (Bulgaria) y en las ofiolitas de Nueva Caledonia (Dyne) y Cuba (Mercedita).

(*) = Datos de microsonda electrónica

Ldm = Límite de detección mínimo (99% confianza)

N = Normalizado con la cromita del MORB [Pagé y Barnes 2009; Econ. Geol. 104, 997-1018]

Apéndice 3. Análisis de microsonda electrónica realizados en la cromita de las cromititas estudiadas en la serpentinita de Tehuitzingo (Méjico)

Muestra	Textura	Tipo textural	Zona del grano	Analisis#	Peso (%)										#Cr _{at}	#Mg _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}		
					Serpentinita de Tehuitzingo														
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	1	0.11	0.11	25.12	44.23	3.21	10.21	0.17	0.16	16.76	0.08	0.08	100.23	0.54	0.75	0.22
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	2	0.14	0.14	25.28	43.72	3.14	11.26	0.11	0.12	16.13	0.06	0.10	100.19	0.54	0.72	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	3	0.00	0.18	25.36	44.83	3.05	11.36	0.12	0.17	16.34	0.00	0.24	101.65	0.54	0.72	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	4	0.00	0.13	25.36	44.50	3.16	11.40	0.15	0.15	16.26	0.00	0.19	101.30	0.54	0.72	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	5	0.00	0.16	25.50	44.98	3.14	11.33	0.12	0.10	16.49	0.00	0.25	102.06	0.54	0.72	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	6	0.09	0.13	25.54	43.84	3.21	11.00	0.13	0.19	16.38	0.00	0.22	100.72	0.54	0.73	0.21
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	7	0.11	0.13	25.56	43.27	3.32	11.03	0.14	0.11	16.30	0.09	0.15	100.21	0.53	0.72	0.21
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	8	0.12	0.14	25.58	43.88	3.13	11.04	0.10	0.12	16.42	0.08	0.17	100.78	0.53	0.73	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	9	0.16	0.14	25.60	43.83	2.85	10.99	0.17	0.18	16.34	0.10	0.18	100.53	0.53	0.73	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	10	0.10	0.14	25.63	43.54	3.17	11.07	0.10	0.18	16.30	0.03	0.12	100.38	0.53	0.72	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	11	0.10	0.17	25.65	43.95	2.89	10.84	0.13	0.28	16.46	0.04	0.17	100.66	0.53	0.73	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	12	0.16	0.16	25.69	43.62	3.49	11.00	0.15	0.18	16.50	0.05	0.17	101.16	0.53	0.73	0.22
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	13	0.12	0.18	25.69	43.83	3.26	9.54	0.10	0.16	17.35	0.01	0.06	100.30	0.53	0.76	0.24
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	14	0.09	0.15	25.71	43.64	2.90	11.06	0.13	0.15	16.33	0.00	0.13	100.30	0.53	0.72	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	15	0.11	0.12	25.78	44.00	3.03	9.02	0.08	0.16	17.60	0.11	0.09	100.10	0.53	0.78	0.23
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	16	0.18	0.18	25.82	43.44	3.15	10.86	0.05	0.18	16.51	0.02	0.11	100.52	0.53	0.73	0.21
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	17	0.15	0.14	25.85	43.48	3.00	10.97	0.09	0.15	16.41	0.13	0.15	100.52	0.53	0.73	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	18	0.12	0.14	25.86	44.51	2.58	9.75	0.15	0.13	17.27	0.05	0.06	100.63	0.54	0.76	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	19	0.07	0.17	25.90	43.51	3.29	10.94	0.17	0.24	16.51	0.03	0.14	100.97	0.53	0.73	0.21
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	20	0.14	0.11	25.92	43.78	2.72	10.99	0.12	0.19	16.38	0.04	0.19	100.56	0.53	0.73	0.18
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	21	0.15	0.13	25.95	43.63	2.28	11.54	0.15	0.13	15.99	0.04	0.11	100.10	0.53	0.71	0.15
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	22	0.11	0.11	25.95	44.55	2.92	8.99	0.06	0.16	17.78	0.08	0.06	100.76	0.54	0.78	0.23
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	23	0.00	0.18	25.99	44.13	2.92	11.30	0.12	0.19	16.45	0.00	0.13	101.41	0.53	0.72	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	24	0.20	0.16	26.03	43.88	2.45	10.65	0.08	0.16	16.64	0.03	0.16	100.42	0.53	0.74	0.17
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	25	0.13	0.15	26.03	44.42	2.96	9.08	0.11	0.18	17.77	0.04	0.06	100.96	0.53	0.78	0.23
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	26	0.13	0.14	26.08	44.15	3.12	9.44	0.12	0.15	17.56	0.06	0.14	101.08	0.53	0.77	0.23
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	27	0.00	0.15	26.09	45.00	2.79	10.10	0.13	0.17	17.42	0.00	0.00	101.85	0.54	0.75	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	28	0.12	0.10	26.09	43.81	2.38	11.52	0.08	0.12	16.11	0.06	0.13	100.53	0.53	0.71	0.16
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	29	0.09	0.14	26.11	44.21	2.91	10.07	0.08	0.11	17.22	0.10	0.13	101.18	0.53	0.75	0.21
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	30	0.12	0.15	26.14	45.11	2.62	10.01	0.12	0.16	17.41	0.00	0.12	101.96	0.54	0.76	0.19
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	31	0.12	0.15	26.22	43.96	2.40	9.91	0.13	0.16	17.13	0.05	0.13	100.36	0.53	0.76	0.18
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	32	0.18	0.13	26.29	43.96	2.75	9.71	0.10	0.22	17.30	0.04	0.14	100.81	0.53	0.76	0.20
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	33	0.00	0.17	10.31	52.23	11.01	14.79	0.14	0.32	12.48	0.00	0.00	101.44	0.77	0.60	0.40
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	34	0.45	0.17	10.95	55.48	6.28	12.75	0.07	0.26	13.50	0.09	0.07	100.05	0.77	0.65	0.31
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	35	0.00	0.16	11.15	50.91	11.55	14.61	0.14	0.30	12.70	0.00	0.00	101.53	0.75	0.61	0.42
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	36	0.00	0.20	12.02	51.47	10.27	14.07	0.11	0.28	13.21	0.00	0.00	101.63	0.74	0.63	0.40
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	37	0.00	0.15	12.28	53.06	8.32	13.68	0.13	0.20	13.39	0.00	0.14	101.34	0.74	0.64	0.35
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	38	0.07	0.17	14.84	45.76	12.84	12.55	0.07	0.21	14.26	0.11	0.10	100.97	0.67	0.67	0.48
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	39	0.17	0.37	16.51	43.11	12.96	10.59	0.15	0.21	15.55	0.07	0.10	99.78	0.64	0.72	0.52
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	40	0.00	0.16	25.88	44.49	3.32	10.21	0.13	0.14	17.12	0.14	0.20	101.79	0.54	0.75	0.23
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	41	0.00	0.15	26.05	44.41	3.37	10.23	0.11	0.18	17.20	0.00	0.19	101.89	0.53	0.75	0.23
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	42	0.00	0.12	24.90	46.39	2.65	10.64	0.12	0.23	16.85	0.00	0.11	102.02	0.56	0.74	0.18
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	43	0.00	0.16	25.90	44.88	3.10	10.08	0.12	0.12	17.35	0.00	0.15	101.86	0.54	0.75	0.22
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	44	0.00	0.14	26.64	45.00	2.31	9.38	0.15	0.14	17.86	0.00	0.14	101.76	0.53	0.77	0.18
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	45	0.04	0.23	17.08	47.98	7.72	14.13	0.14	0.23	13.61	0.00	0.13	101.29	0.65	0.63	0.33
CR-6c	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	46	0.00	0.14	20.86	44.77	8.00	12.04	0.11	0.16	15.42	0.00	0.15	101.65	0.59	0.70	0.37
CR-8	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	47	0.00	0.12	26.41	44.95	2.41	9.90	0.10	0.14	17.45	0.00	0.13	101.60	0.53	0.76	0.18
CR-8	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	48	0.03	0.09	25.83	44.83	2.70	10.93	0.13	0.06	16.68	0.00	0.19	101.47	0.54	0.73	0.18
CR-8	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	49	0.00	0.11	26.35	44.75	2.28	10.87	0.13	0.13	16.79	0.00	0.16	101.58	0.53	0.73	0.16
CR-8	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	50	0.05	0.12	17.36	49.27	7.16	12.50	0.12	0.17	14.82	0.00	0.00	101.57	0.66	0.68	0.34
CR-8	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	51	0.07	0.18	17.49	48.06	8.54	11.82	0.13	0.20	15.33	0.00	0.00	101.82	0.65	0.70	0.39
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	52	0.16	0.00	24.17	45.40	3.12	11.93	0.00	0.16	15.60	0.07	0.20	100.81	0.56	0.70	0.19
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	53	0.18	0.02	24.18	45.25	3.50	11.99	0.13	0.21	15.62	0.01	0.16	101.25	0.56	0.70	0.21
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	54	0.15	0.02	24.17	45.34	3.47	11.85	0.08	0.15	15.74	0.04	0.15	101.14	0.56	0.70	

106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	59	0.16	0.07	24.03	45.39	3.35	11.82	0.17	0.22	15.70	0.04	0.21	101.16	0.56	0.70	0.20
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	60	0.18	0.05	24.06	45.27	3.35	11.80	0.02	0.24	15.66	0.07	0.16	100.83	0.56	0.70	0.20
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	61	0.17	0.03	24.00	45.06	3.84	11.47	0.07	0.17	15.91	0.01	0.14	100.87	0.56	0.71	0.23
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	62	0.18	0.02	23.24	45.27	4.60	10.81	0.11	0.23	16.17	0.08	0.17	100.87	0.57	0.73	0.28
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	63	0.27	0.02	23.45	45.44	4.16	11.43	0.06	0.19	15.87	0.09	0.14	101.11	0.57	0.71	0.25
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	64	0.15	0.05	24.25	45.39	3.00	12.49	0.06	0.22	15.30	0.06	0.15	101.12	0.56	0.69	0.18
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	65	0.22	0.04	24.06	45.33	3.25	11.73	0.12	0.19	15.70	0.09	0.15	100.86	0.56	0.70	0.20
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	66	0.24	0.05	23.57	45.29	3.86	11.68	0.06	0.22	15.67	0.00	0.18	100.81	0.56	0.71	0.23
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	67	0.18	0.03	23.47	45.11	3.87	11.52	0.12	0.15	15.70	0.06	0.21	100.42	0.56	0.71	0.23
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	68	0.31	0.03	23.63	45.27	3.83	11.52	0.00	0.20	15.76	0.11	0.17	100.84	0.56	0.71	0.23
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	69	0.15	0.06	17.94	50.08	4.17	14.51	0.06	0.27	13.20	0.02	0.06	100.51	0.65	0.62	0.21
106	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	70	0.13	0.04	17.44	50.84	4.15	14.60	0.03	0.33	13.08	0.00	0.00	100.64	0.66	0.61	0.20
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	71	0.06	0.15	25.84	44.36	3.21	10.40	0.09	0.13	17.00	0.00	0.16	101.40	0.54	0.74	0.22
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	72	0.20	0.16	25.75	44.40	3.16	10.42	0.13	0.15	16.90	0.14	0.17	101.59	0.54	0.74	0.21
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	73	0.05	0.17	25.95	44.13	3.29	10.31	0.11	0.11	17.01	0.14	0.19	101.46	0.53	0.75	0.22
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	74	0.06	0.16	25.82	44.45	3.10	10.37	0.12	0.12	17.01	0.00	0.21	101.42	0.54	0.75	0.21
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	75	0.00	0.16	26.06	44.24	3.03	10.27	0.10	0.12	17.08	0.00	0.21	101.27	0.53	0.75	0.21
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	76	0.00	0.17	26.09	44.64	1.77	11.47	0.12	0.12	16.28	0.00	0.11	100.78	0.53	0.72	0.12
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	77	0.00	0.22	19.31	46.40	7.27	12.69	0.14	0.20	14.79	0.00	0.10	101.12	0.62	0.67	0.34
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	78	0.06	0.10	21.34	49.56	2.24	11.37	0.12	0.19	15.83	0.00	0.00	100.81	0.61	0.71	0.15
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	79	0.07	0.14	20.31	50.37	3.08	11.32	0.11	0.16	15.93	0.00	0.00	101.49	0.62	0.71	0.20
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	80	0.04	0.15	25.46	44.45	2.94	10.90	0.10	0.11	16.53	0.00	0.19	100.86	0.54	0.73	0.20
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	81	0.00	0.14	25.57	44.42	3.06	10.79	0.14	0.14	16.64	0.00	0.21	101.11	0.54	0.73	0.20
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	82	0.00	0.14	25.80	45.23	2.62	10.31	0.17	0.15	17.17	0.00	0.11	101.69	0.54	0.75	0.19
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	83	0.00	0.15	26.15	44.63	2.28	10.17	0.14	0.12	17.21	0.00	0.00	100.86	0.53	0.75	0.17
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	84	0.00	0.24	14.43	49.00	9.86	13.09	0.14	0.24	13.98	0.00	0.10	101.08	0.69	0.66	0.40
TZ-4	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	85	0.00	0.35	13.99	48.88	10.13	13.85	0.19	0.18	13.64	0.00	0.00	101.22	0.70	0.64	0.40
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	86	0.00	0.12	26.25	45.46	2.63	9.90	0.10	0.13	17.65	0.00	0.00	102.24	0.54	0.76	0.19
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	87	0.00	0.16	25.66	45.31	3.26	10.57	0.12	0.15	17.09	0.00	0.21	102.53	0.54	0.74	0.22
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	88	0.03	0.16	25.14	44.90	3.57	10.26	0.11	0.12	17.07	0.00	0.15	101.51	0.54	0.75	0.24
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	89	0.00	0.14	25.62	45.41	2.46	10.54	0.13	0.14	16.93	0.00	0.17	101.54	0.54	0.74	0.17
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	90	0.00	0.14	26.21	45.04	2.35	10.20	0.12	0.16	17.17	0.00	0.24	101.63	0.54	0.75	0.17
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	91	0.00	0.16	25.27	45.32	3.31	10.43	0.12	0.18	17.04	0.00	0.16	101.99	0.55	0.74	0.22
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	92	0.00	0.14	26.15	44.17	2.11	10.59	0.10	0.14	16.66	0.00	0.19	100.25	0.53	0.74	0.15
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	93	0.00	0.12	26.02	45.41	2.25	9.02	0.12	0.14	17.95	0.00	0.00	101.04	0.54	0.78	0.18
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	94	0.00	0.12	26.64	45.20	1.84	9.16	0.13	0.11	17.98	0.00	0.00	101.18	0.53	0.78	0.15
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	95	0.00	0.14	26.37	45.01	2.18	9.18	0.11	0.14	17.83	0.12	0.00	101.08	0.53	0.78	0.18
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	96	0.00	0.15	25.25	44.65	3.05	10.07	0.13	0.11	17.11	0.00	0.00	100.53	0.54	0.75	0.21
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	97	0.00	0.13	26.20	45.07	2.00	10.75	0.13	0.10	16.84	0.00	0.18	101.40	0.54	0.74	0.14
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	98	0.00	0.14	25.97	44.81	2.19	10.35	0.15	0.17	16.95	0.00	0.15	100.88	0.54	0.74	0.16
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	99	0.00	0.15	26.14	44.63	2.45	10.13	0.14	0.15	17.13	0.00	0.23	101.14	0.53	0.75	0.18
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	100	0.00	0.12	26.19	44.37	2.18	10.22	0.14	0.09	17.00	0.00	0.17	100.48	0.53	0.75	0.16
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	101	0.00	0.34	19.89	44.13	9.85	12.69	0.12	0.21	15.13	0.00	0.18	102.55	0.60	0.68	0.41
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	102	0.00	0.27	18.91	44.09	11.29	12.38	0.10	0.19	15.19	0.00	0.20	102.62	0.61	0.69	0.45
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	103	0.00	0.27	19.39	43.55	8.07	13.16	0.16	0.16	15.40	0.00	0.34	100.50	0.60	0.68	0.36
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	104	0.00	0.22	15.53	51.31	7.26	13.79	0.13	0.20	14.03	0.00	0.00	102.47	0.69	0.64	0.32
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	105	0.00	0.16	15.68	51.69	5.38	12.81	0.11	0.26	14.16	0.00	0.00	100.25	0.69	0.66	0.27
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	106	0.00	0.31	21.97	44.58	5.31	12.53	0.14	0.18	15.05	0.00	0.12	100.19	0.58	0.68	0.28
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	107	0.00	0.15	19.83	46.25	6.32	11.46	0.12	0.15	15.41	0.00	0.00	99.69	0.61	0.71	0.33
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	108	0.00	0.09	21.35	46.03	5.65	10.84	0.12	0.17	16.11	0.00	0.00	100.36	0.59	0.73	0.32
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	109	0.00	0.05	15.39	51.34	5.53	12.27	0.11	0.20	14.53	0.00	0.00	100.41	0.69	0.68	0.29
TZ-5	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	110	0.00	0.49	21.54	43.50	7.19	12.02	0.14	0.20	15.51	0.00	0.14	100.73	0.58	0.70	0.35
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	111	0.11	0.12	24.75	45.46	2.06	12.13	0.06	0.14	15.59	0.08	0.09	100.57	0.55	0.70	0.13
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	112	0.15	0.12	24.91	45.49	2.04	12.22	0.01	0.20	15.58	0.08	0.16	100.94	0.55	0.69	0.13
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	113	0.20	0.09	24.33	44.93	3.08	11.81	0.10	0.34	15.59	0.06	0.14	100.66	0.55	0.70	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	114	0.14	0.10	24.32	44.83	3.02	11.55	0.08	0.36	15.68	0.05	0.13	100.26	0.55	0.71	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	115	0.08	0.12	24.87	45.12	2.10	12.12	0.05	0.14	15.56	0.10	0.09	100.36	0.55	0.70	0.13
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	116	0.13	0													

CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	124	0.12	0.12	24.50	45.29	2.47	11.70	0.08	0.26	15.74	0.08	0.18	100.54	0.55	0.71	0.16
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	125	0.11	0.13	24.33	45.19	3.06	11.55	0.05	0.30	15.86	0.09	0.17	100.86	0.55	0.71	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	126	0.12	0.15	23.76	45.45	3.87	10.36	0.16	0.23	16.63	0.09	0.19	101.01	0.56	0.74	0.25
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	127	0.31	0.16	24.13	45.02	3.05	11.29	0.19	0.19	15.97	0.05	0.14	100.50	0.56	0.72	0.20
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	128	0.19	0.12	24.93	45.10	2.69	11.26	0.10	0.17	16.20	0.13	0.20	101.11	0.55	0.72	0.18
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	129	0.15	0.14	24.18	45.19	3.15	11.20	0.15	0.29	16.03	0.11	0.23	100.82	0.56	0.72	0.20
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	130	0.15	0.10	23.96	46.05	2.64	12.15	0.00	0.17	15.54	0.04	0.10	100.92	0.56	0.70	0.16
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	131	0.11	0.15	24.74	44.90	2.94	11.43	0.12	0.20	16.06	0.18	0.20	101.03	0.55	0.71	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	132	0.16	0.12	24.66	45.05	2.86	11.05	0.15	0.18	16.25	0.07	0.14	100.68	0.55	0.72	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	133	0.06	0.12	24.64	44.90	2.88	11.36	0.10	0.18	16.01	0.03	0.11	100.40	0.55	0.72	0.19
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	134	0.17	0.13	24.83	44.96	2.79	11.54	0.15	0.14	16.03	0.09	0.16	101.00	0.55	0.71	0.18
CR-12	Semimasiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	135	0.18	0.09	24.88	45.11	2.98	12.01	0.09	0.20	15.80	0.02	0.12	101.48	0.55	0.70	0.18
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	136	0.14	0.12	12.85	52.29	5.75	21.81	0.11	0.58	7.95	0.11	0.12	101.84	0.73	0.39	0.19
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	137	0.11	0.09	12.82	53.15	4.47	21.24	0.06	0.44	8.22	0.21	0.05	100.87	0.74	0.41	0.16
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	138	0.13	0.08	11.68	52.47	6.46	21.55	0.08	0.52	7.86	0.30	0.09	101.23	0.75	0.39	0.21
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	139	0.11	0.11	10.21	51.37	7.97	22.91	0.06	0.50	6.65	0.29	0.07	100.26	0.77	0.34	0.24
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	140	0.18	0.05	13.88	53.38	3.41	21.09	0.05	0.44	8.48	0.32	0.00	101.28	0.72	0.42	0.13
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	141	0.19	0.09	10.49	51.62	7.84	21.92	0.17	0.55	7.29	0.12	0.13	100.43	0.77	0.37	0.24
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	142	0.14	0.09	12.80	54.19	3.64	21.26	0.14	0.46	8.25	0.14	0.00	101.10	0.74	0.41	0.13
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	143	0.15	0.10	9.99	52.47	8.05	22.10	0.15	0.45	7.35	0.13	0.12	101.06	0.78	0.37	0.25
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	144	0.15	0.09	10.14	52.99	7.45	21.93	0.15	0.52	7.43	0.28	0.06	101.19	0.78	0.38	0.23
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	145	0.13	0.08	8.98	53.01	8.56	22.31	0.11	0.49	7.05	0.17	0.09	100.98	0.80	0.36	0.26
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	146	0.14	0.08	7.42	52.62	10.48	22.99	0.11	0.54	6.42	0.22	0.08	101.09	0.83	0.33	0.29
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	147	0.16	0.11	7.44	50.92	11.44	23.08	0.14	0.46	6.24	0.29	0.10	100.39	0.82	0.33	0.31
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	148	0.14	0.07	9.97	56.46	4.38	22.00	0.11	0.59	7.41	0.26	0.09	101.47	0.79	0.38	0.15
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	149	0.09	0.05	11.50	51.52	7.36	22.19	0.03	0.48	7.39	0.23	0.05	100.89	0.75	0.37	0.23
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	150	0.10	0.11	7.02	58.62	4.33	22.70	0.09	0.54	6.48	0.23	0.06	100.29	0.85	0.34	0.15
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	151	0.00	0.18	3.90	52.51	13.17	24.54	0.14	0.62	4.86	0.14	0.00	100.06	0.90	0.26	0.33
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	152	0.00	0.12	3.34	57.43	9.33	24.79	0.14	0.48	4.83	0.19	0.00	100.64	0.92	0.26	0.25
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	153	0.00	0.13	5.52	56.13	9.19	23.70	0.14	0.50	5.91	0.21	0.00	101.43	0.87	0.31	0.26
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	154	0.16	0.10	4.62	58.48	7.37	23.42	0.13	0.50	5.84	0.21	0.00	100.83	0.89	0.31	0.22
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	155	0.16	0.10	4.62	58.48	7.37	23.42	0.13	0.50	5.84	0.00	0.19	100.83	0.89	0.31	0.22
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	156	0.00	0.14	2.54	55.56	12.88	25.08	0.15	0.55	4.76	0.15	0.00	101.81	0.94	0.25	0.32
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	157	0.00	0.12	4.06	59.56	6.85	24.11	0.18	0.45	5.47	0.20	0.00	101.01	0.91	0.29	0.20
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	158	0.00	0.11	7.82	52.58	10.61	23.37	0.13	0.44	6.40	0.28	0.00	101.74	0.82	0.33	0.29
CR-9	Semimasiva	Cromita porosa	Perfil de núcleo a borde	159	0.00	0.13	3.33	58.29	9.38	24.28	0.20	0.54	5.37	0.18	0.00	101.70	0.92	0.28	0.26
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	160	0.00	0.11	16.64	51.33	1.15	20.15	0.18	0.62	8.94	0.43	0.02	99.57	0.67	0.44	0.05
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	161	0.00	0.10	16.74	51.04	1.10	20.20	0.14	0.55	8.89	0.57	0.05	99.38	0.67	0.44	0.05
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	162	0.00	0.14	16.81	51.20	1.30	20.08	0.12	0.72	9.02	0.40	0.04	99.82	0.67	0.44	0.06
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	163	0.00	0.14	16.88	51.46	1.11	20.04	0.10	0.66	9.13	0.37	0.00	99.89	0.67	0.45	0.05
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	164	0.00	0.11	16.92	51.00	1.13	20.13	0.14	0.64	8.95	0.31	0.05	99.36	0.67	0.44	0.05
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	165	0.00	0.13	17.03	50.94	1.31	20.42	0.08	0.69	8.85	0.33	0.04	99.80	0.67	0.44	0.05
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	166	0.00	0.13	18.34	51.63	1.48	13.47	0.13	0.28	13.73	0.00	0.06	99.24	0.65	0.64	0.09
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	167	0.00	0.10	18.35	51.35	1.34	15.33	0.17	0.39	12.48	0.10	0.02	99.63	0.65	0.59	0.07
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	168	0.00	0.13	18.39	50.54	1.86	12.27	0.21	0.22	14.26	0.03	0.06	97.95	0.65	0.67	0.12
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	169	0.00	0.09	18.43	50.52	1.42	17.47	0.16	0.46	11.07	0.22	0.02	99.85	0.65	0.53	0.07
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	170	0.00	0.12	18.50	51.47	1.64	13.25	0.12	0.35	13.87	0.05	0.10	99.46	0.65	0.65	0.10
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	171	0.00	0.13	18.60	51.81	1.29	12.95	0.16	0.24	14.14	0.06	0.04	99.41	0.65	0.66	0.08
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	172	0.00	0.13	18.64	51.78	1.17	13.19	0.17	0.24	13.99	0.02	0.05	99.36	0.65	0.65	0.07
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	173	0.00	0.12	18.73	51.63	1.59	13.87	0.12	0.31	13.66	0.04	0.07	100.12	0.65	0.64	0.09
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	174	0.00	0.14	18.73	51.63	1.18	12.89	0.16	0.26	14.16	0.05	0.07	99.27	0.65	0.66	0.08
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	175	0.00	0.10	18.76	51.93	1.19	12.73	0.16	0.36	14.25	0.00	0.03	99.50	0.65	0.67	0.08
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	176	0.00	0.14	18.99	51.67	1.15	12.93	0.16	0.30	14.22	0.02	0.09	99.67	0.65	0.66	0.07
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Núcleo	177	0.00	0.13	19.10	50.84	1.61	13.01	0.15	0.40	14.05	0.00	0.07	99.36	0.64	0.66	0.10
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	178	0.00	0.05	0.00	14.93	53.98	27.80	0.03	0.31	1.86	0.12	0.56	99.62	1.00	0.11	0.64
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	179	0.00	0.01	0.02	15.75	53.13	28.55	0.00	1.52	0.72	0.21	0.48	100.38	1.00	0.04	0.63
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	180	0.00	0.05	0.02	13.58	54.71	27.84	0.09	0.78	1.41	0.08	0.54	99.10	1.00	0.08	0.64
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso																

CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	189	0.00	0.10	0.19	26.23	42.23	26.60	0.13	0.83	2.40	0.13	0.44	99.28	0.99	0.14	0.59
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	190	0.00	0.09	0.22	40.45	27.77	24.97	0.12	1.47	3.07	0.20	0.22	98.58	0.99	0.18	0.50
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	191	0.00	0.07	0.23	26.19	42.11	27.03	0.11	0.72	2.16	0.14	0.42	99.18	0.99	0.12	0.58
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	192	0.00	0.06	0.25	28.01	40.63	27.39	0.03	0.64	2.11	0.13	0.40	99.65	0.99	0.12	0.57
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	193	0.00	0.07	0.37	29.42	38.77	26.50	0.10	0.95	2.40	0.21	0.39	99.16	0.98	0.14	0.57
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	194	0.00	0.09	0.78	29.15	38.89	27.29	0.08	0.66	2.26	0.21	0.43	99.83	0.96	0.13	0.56
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	195	0.00	0.10	0.78	36.34	31.86	26.38	0.08	0.82	2.82	0.24	0.25	99.67	0.97	0.16	0.52
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	196	0.00	0.04	0.96	48.52	19.88	24.66	0.04	1.03	3.89	0.36	0.04	99.42	0.97	0.22	0.42
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	197	0.00	0.04	1.35	47.58	19.98	24.79	0.00	0.85	3.85	0.45	0.12	99.01	0.96	0.22	0.42
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	198	0.00	0.03	2.82	48.90	17.54	24.33	0.06	1.05	4.30	0.38	0.12	99.53	0.92	0.24	0.39
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	199	0.00	0.02	4.36	49.17	15.81	24.48	0.13	0.98	4.49	0.43	0.06	99.93	0.88	0.25	0.37
CR-15	Masiva	Cromita zonada	Borde no poroso	200	0.00	0.07	6.12	44.83	17.74	24.24	0.10	0.83	4.79	0.45	0.13	99.29	0.83	0.26	0.40
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	201	0.14	0.05	22.05	41.90	9.31	13.11	0.08	0.51	14.42	0.43	0.00	102.00	0.56	0.66	0.39
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	202	0.14	0.08	24.00	42.18	6.05	15.21	0.16	0.31	13.59	0.16	0.00	101.88	0.54	0.61	0.26
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	203	0.00	0.00	24.72	41.55	6.74	13.20	0.16	0.39	14.77	0.39	0.00	101.92	0.53	0.67	0.31
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	204	0.08	0.11	24.93	42.64	3.93	16.51	0.15	0.32	12.85	0.12	0.00	101.64	0.53	0.58	0.18
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	205	0.92	0.13	25.18	39.64	5.68	12.80	0.16	0.52	14.55	0.43	0.04	100.06	0.51	0.67	0.29
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	206	0.00	0.07	25.67	41.79	4.08	17.99	0.15	0.38	12.01	0.20	0.00	102.34	0.52	0.54	0.17
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	207	0.06	0.13	25.83	40.08	3.68	17.79	0.15	0.42	11.68	0.29	0.01	100.10	0.51	0.54	0.16
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	208	0.15	0.13	25.84	39.94	3.88	18.12	0.15	0.33	11.57	0.24	0.00	100.35	0.51	0.53	0.16
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	209	0.12	0.13	25.97	40.17	4.57	15.29	0.19	0.43	13.38	0.45	0.06	100.74	0.51	0.61	0.21
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	210	0.08	0.13	26.00	40.31	3.65	17.62	0.12	0.44	11.89	0.28	0.00	100.50	0.51	0.55	0.16
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	211	0.12	0.05	26.03	40.81	4.63	13.99	0.09	0.52	14.19	0.46	0.01	100.90	0.51	0.64	0.23
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	212	0.09	0.14	26.03	39.96	4.01	17.07	0.04	0.41	12.23	0.19	0.02	100.17	0.51	0.56	0.17
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	213	0.19	0.13	26.05	40.07	3.58	17.51	0.13	0.43	11.90	0.32	0.05	100.37	0.51	0.55	0.16
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	214	0.17	0.07	26.23	40.76	3.91	16.80	0.14	0.41	12.58	0.25	0.01	101.32	0.51	0.57	0.17
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	215	0.16	0.14	26.32	40.45	3.37	17.06	0.14	0.45	12.30	0.15	0.08	100.63	0.51	0.56	0.15
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	216	0.14	0.14	26.41	40.19	3.69	17.33	0.11	0.39	12.23	0.19	0.04	100.84	0.51	0.56	0.16
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	217	0.13	0.19	26.43	39.81	3.42	17.70	0.19	0.36	11.93	0.30	0.03	100.49	0.50	0.55	0.15
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Núcleo	218	0.12	0.16	26.54	39.87	3.25	17.85	0.20	0.44	11.78	0.23	0.10	100.54	0.50	0.54	0.14
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	219	0.73	0.12	0.13	42.17	25.48	28.78	0.02	0.65	1.27	0.75	0.04	100.14	1.00	0.07	0.44
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	220	0.10	0.27	0.16	32.93	35.74	24.47	0.04	1.19	3.69	0.15	0.34	99.07	0.99	0.21	0.57
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	221	0.21	0.20	0.26	34.44	33.72	25.55	0.01	1.73	2.63	0.14	0.25	99.15	0.99	0.16	0.54
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	222	0.26	0.30	0.29	41.66	26.03	26.62	0.16	0.70	2.71	0.38	0.32	99.42	0.99	0.15	0.47
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	223	1.66	0.27	0.31	43.79	23.56	24.21	0.20	0.84	3.90	0.33	0.15	99.22	0.99	0.22	0.47
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	224	0.15	0.26	0.32	31.60	37.78	24.34	0.06	1.29	3.91	0.07	0.38	100.17	0.99	0.22	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	225	0.08	0.20	0.35	29.95	38.08	24.82	0.02	1.50	3.11	0.16	0.38	98.63	0.98	0.18	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	226	0.00	0.22	0.39	34.56	36.23	25.43	0.13	0.98	3.75	0.00	0.34	102.03	0.98	0.21	0.56
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	227	0.84	0.21	0.39	33.95	32.91	24.50	0.04	1.73	2.95	0.13	0.24	97.88	0.98	0.18	0.55
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	228	0.10	0.29	0.40	42.70	25.45	26.95	0.26	0.74	2.66	0.37	0.22	100.14	0.99	0.15	0.46
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	229	0.08	0.30	0.47	32.78	36.81	23.38	0.12	1.01	4.78	0.12	0.37	100.21	0.98	0.27	0.59
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	230	0.10	0.17	0.52	49.22	19.14	27.05	0.15	0.80	2.64	0.27	0.07	100.12	0.98	0.15	0.39
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	231	0.13	0.27	0.79	32.23	36.60	23.71	0.14	1.14	4.42	0.06	0.35	99.85	0.96	0.25	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	232	0.00	0.22	0.85	33.79	36.61	23.80	0.14	0.81	4.83	0.00	0.36	101.41	0.96	0.27	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	233	0.00	0.26	1.02	33.85	36.74	24.08	0.13	0.76	4.85	0.00	0.37	102.05	0.96	0.26	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	234	0.13	0.29	1.08	33.63	34.98	23.24	0.11	1.13	4.79	0.18	0.29	99.86	0.95	0.27	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	235	0.18	0.25	1.18	33.23	35.37	22.94	0.12	1.10	4.97	0.03	0.42	99.79	0.95	0.28	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	236	0.15	0.30	1.22	33.47	35.48	23.32	0.07	1.05	4.94	0.05	0.38	100.42	0.95	0.27	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	237	0.00	0.24	1.30	35.57	35.08	22.96	0.14	0.86	5.54	0.00	0.39	102.08	0.95	0.30	0.58
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	238	0.10	0.22	1.63	35.60	34.38	23.92	0.14	0.73	5.02	0.00	0.39	102.13	0.94	0.27	0.56
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	239	0.00	0.23	1.76	35.36	34.46	23.84	0.15	0.84	5.07	0.00	0.31	102.01	0.93	0.27	0.57
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	240	0.11	0.28	2.20	34.44	33.48	22.27	0.11	1.02	5.66	0.08	0.32	99.96	0.91	0.31	0.57
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	241	0.11	0.24	3.13	34.70	32.68	22.39	0.14	0.81	5.91	0.15	0.34	100.61	0.88	0.32	0.57
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	242	4.22	0.10	3.86	38.51	25.89	19.52	0.02	0.62	7.07	0.69	0.08	100.58	0.87	0.39	0.54
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Borde no poroso	243	0.10	0.21	6.16	36.06	27.92	20.39	0.14	0.88	7.33	0.14	0.27	99.58	0.80	0.39	0.55
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Magnetita	244	0.09	0.04	0.00	1.98	66.19	30.49	0.01	0.00	0.17	0.00	0.63	99.58	1.00	0.01	0.66
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Magnetita	245	0.86	0.01	0.00	2.37	66.73	29.63	0.00	0.02	0.85	0.02	0.20	100.68	1.00	0.05	0.67
CR-3	Bandeada	Cromita zonada	Magnetita	246	0.10	0.00	0.00	0.44	69.95	30.91	0.00	0.00	0.21	0.00	0.41	102.02	1.00	0.01	0.67
CR-																			

Apéndice 4. Análisis de elementos menores y traza realizados con LA-ICP-MS en la cromita de las cromititas estudiadas en la serpentinita de Tehuitzingo (Méjico)

Muestra	Textura	Tipo textural	Zona del grano	Analisis#	#Cr	ppm																			Normalizado									
		Serpentinita de Tehuitzingo																			Serpentinita de Tehuitzingo													
		Serpentinita de Tehuitzingo																			Serpentinita de Tehuitzingo													
						Al ₂ O ₃ *	Ga	La	Ldm	Ti	1 ^a	Ldm	Ni	1 ^a	Ldm	MgO*	Zn	1 ^a	Ldm	Co	1 ^a	Ldm	Mn	1 ^a	Ldm	FeO _{tot} *	V	1 ^a	Ldm	Sc	1 ^a	Ldm	Cr ₂ O ₃ *	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	1	0.54	261400	45.14	1.48	0.00	856.63	27.95	0.55	743.15	23.68	0.00	174100	609.92	21.00	211.83	6.68	0.00	1021.92	32.70	0.45	126325	758.21	23.99	0.00	2.59	0.12	0.14	451100		
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	2	0.54	253800	45.18	1.50	0.00	1079.72	27.95	0.55	757.04	23.68	0.00	174100	570.92	20.89	0.15	201.23	6.37	0.00	1025.92	32.70	0.45	126325	758.21	23.99	0.00	2.59	0.12	0.14	451100	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	3	0.54	253800	45.18	1.60	0.00	1079.72	31.06	0.27	150.04	36.58	0.07	163400	570.92	20.89	0.15	201.23	6.37	0.00	1025.92	33.36	0.41	144654	751.45	23.92	0.04	2.23	0.10	0.14	443200	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	4	0.54	269000	45.29	1.51	0.00	839.31	27.78	0.27	882.71	28.13	0.00	174200	581.77	21.53	0.16	209.78	6.65	0.01	1072.97	34.85	0.43	128896	793.84	25.03	0.02	3.96	0.16	0.12	450000	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	5	0.54	253600	43.05	1.44	0.00	797.98	26.54	0.64	1454.04	46.23	0.14	162600	429.36	16.05	0.32	187.79	5.98	0.04	997.41	32.60	0.43	145651	752.75	24.15	0.00	5.45	0.21	0.13	445000	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	6	0.54	243400	41.41	1.44	0.00	1079.72	27.95	0.00	174100	570.92	20.89	0.07	201.23	6.37	0.00	1025.92	31.16	0.41	144654	751.45	23.92	0.04	2.23	0.10	0.14	443200				
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	7	0.74	122800	51.07	1.85	0.00	1339.94	44.94	0.39	775.74	26.25	0.00	133890	699.32	26.14	0.02	235.94	7.56	0.00	1796.86	57.70	0.93	219932	832.60	26.48	0.00	3.97	0.22	0.27	530600	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	8	0.74	120200	38.77	1.42	0.07	991.29	33.51	0.00	612.51	19.95	0.21	132100	769.15	26.62	0.52	264.68	8.44	0.04	1933.44	62.30	0.94	243392	808.61	25.77	0.00	3.47	0.20	0.20	514700	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	9	0.75	111500	39.04	1.38	0.00	607.33	20.77	0.39	342.95	11.25	0.14	127000	524.45	19.67	0.22	177.33	5.67	0.00	1101.94	35.74	0.61	261677	541.14	17.31	0.00	1.35	0.11	0.16	509100	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	10	0.75	111500	39.04	1.38	0.00	607.33	20.77	0.39	342.95	11.25	0.14	127000	524.45	19.67	0.22	177.33	5.67	0.00	1101.94	35.74	0.61	261677	541.14	17.31	0.00	1.35	0.11	0.16	509100	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	11	0.54	25800	48.07	1.58	0.07	844.46	51.00	0.00	1451.94	52.67	0.00	171200	377.02	14.66	0.30	181.03	6.07	0.00	947.63	30.44	0.38	135324	782.77	23.70	0.02	8.53	0.20	0.11	444500	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	12	0.53	265000	45.68	1.55	0.04	841.56	27.43	0.37	1469.9	53.54	0.00	120200	378.66	14.80	0.17	175.05	5.89	0.00	946.05	37.37	0.37	1357.75	754.23	23.44	0.00	4.71	0.17	0.09	444100	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	13	0.54	266400	43.28	1.88	0.05	862.68	28.25	0.30	1203.78	44.73	0.00	178600	374.73	14.70	0.00	189.01	6.40	0.00	963.81	31.19	0.38	1169.12	803.93	25.00	0.00	4.77	0.18	0.10	450000	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	14	0.54	243400	41.41	1.44	0.00	1079.72	27.95	0.00	174100	570.92	20.89	0.07	201.23	6.37	0.00	1025.92	31.16	0.41	144654	751.45	23.92	0.04	2.23	0.10	0.14	443200				
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	15	0.65	170800	52.54	1.79	0.06	1535.15	49.91	0.32	912.71	33.70	0.00	136100	507.59	19.97	0.16	231.39	7.81	0.02	1778.88	57.31	0.48	181835	965.37	30.00	0.02	2.29	0.11	0.13	478900	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	16	0.54	208600	50.90	1.76	0.00	864.00	28.49	0.00	686.73	25.14	0.15	154200	478.70	19.32	0.04	1439.79	45.70	0.53	200416	808.27	25.15	0.04	2.24	0.11	0.13	447700				
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	17	0.54	261400	45.14	1.48	0.00	699.83	20.00	0.00	170100	353.17	15.06	0.00	969.00	31.63	0.00	123800	24.00	0.00	2000.00	24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	18	0.54	243400	45.37	1.44	0.00	1079.72	31.06	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00	47.77	0.15	1634.00			
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	19	0.53	263500	44.09	1.40	0.03	619.54	19.68	0.21	1253.75	39.09	0.00	167900	475.56	15.93	0.10	181.03	5.70	0.01	981.61	30.26	0.34	131589	774.19	23.96	0.01	4.19	0.16	0.10	447500	
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	20	0.66	175900	41.26	1.32	0.00	684.00	21.75	0.24	877.26	27.76	0.00	148200	524.76	15.86	0.02	198.20	6.23	0.00	1183.88	36.45	0.02	1.77	0.09	0.09	0.10	495900				
CR-5	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	21	0.66	175900	41.26	1.32	0.00	684.00	21.75	0.24	877.26	27.76	0.00	148200	524.76	15.86	0.02	198.20	6.23	0.00	1183.88	36.45	0.02	1.77	0.09	0.09	0.10	495900				
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	22	0.54	258400	43.85	1.51	0.00	875.12	28.76	0.00	1336.84	51.24	0.30	181.18	35.22	0.21	0.02	914.62	29.75	0.50	138114	731.63	22.77	0.02	8.73	0.21	0.10	443600				
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	23	0.54	257500	43.89	1.53	0.00	896.96	29.61	0.37	1471.47	56.65	0.16	169000	341.59	14.24	0.25	190.80	6.27	0.00	937.55	39.03	0.39	1387.75	745.23	23.22	0.00	6.02	0.22	0.10	444000	
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	24	0.54	259500	42.60	1.50	0.00	895.30	29.74	0.00	1452.80	57.19	0.00	171010	353.17	15.06	0.34	178.21	6.26	0.00	892.44	29.42	0.41	135992	740.63	23.09	0.00	4.63	0.18	0.12	441300	
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	25	0.54	262700	44.43	1.56	0.00	891.80	29.61	0.37	1644.21	57.02	0.00	166400	380.91	18.77	0.32	181.36	6.61	0.00	971.03	35.67	0.40	144200	833.33	26.00	0.00	5.00	0.19	0.13	452200	
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Núcleo	26	0.53	269000	44.28	1.58	0.00	881.88	29.48	0.43	1297.47	52.35	0.00	170800	348.98	15.28	0.23	168.18	6.70	0.00	927.94	34.57	0.31	1634.00	339.07	23.12	0.00	5.50	0.20	0.11	442400	
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	27	0.66	193100	65.73	2.26	0.00	1466.88	49.00	0.20	957.94	30.40	0.00	147000	622.08	25.48	0.07	238.19	9.75	0.02	1937.92	63.16	0.44	199580	1173.15	36.50	0.02	2.48	0.11	0.12	464000	
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	28	0.61	215400	37.60	1.41	0.07	1333.91	45.36	0.33	1079.78	47.17	0.17	130400	455.71	21.53	0.02	212.67	7.89	0.03	1704.43	37.04	0.35	50.00	224797	952.76	29.84	0.00	3.50	0.15	0.09	490000
TZ-6	Masiva	Cromita parcialmente alterada	Borde poroso	29	0.60	219700	41.64	1.54	0.07	1079.72	27.95	0.00	134840	32.13	0.23	163400	32.13	0.23	0.00	1025.92	32.13	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CR-9	Seminimiva	Perfil de núcleo a borde	Núcleo	49	0.92	334000	8.20	0.29	0.02	634.67</																								

Apéndice 5. Análisis de microsonda electrónica realizados en la cromita de las cromititas estudiadas en las Sierras de Córdoba (Argentina)

Muestra	Textura	Textura de la cromita	Fase de la cromita	Análisis#	Peso (%)										#Cr _{at}	#Mg _{at}	#Fe _{at}	#Al _{at}		
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	V ₂ O ₃	MnO	MgO	ZnO	NiO	Total				
Los Congos																				
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	1	0.00	0.18	19.46	37.53	16.52	14.38	0.11	0.44	13.62	0.00	0.23	102.48	0.56	0.63	0.19	0.65
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	2	0.00	0.27	19.16	37.57	16.08	13.84	0.13	0.50	13.78	0.00	0.22	101.55	0.57	0.64	0.19	0.65
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	3	0.00	0.22	20.81	37.41	15.33	13.87	0.13	0.43	14.10	0.16	0.21	102.67	0.55	0.64	0.18	0.68
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	4	0.00	0.17	19.94	35.03	18.22	14.03	0.14	0.49	13.62	0.17	0.32	102.13	0.54	0.63	0.21	0.63
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	5	0.00	0.19	20.59	36.18	16.16	13.79	0.12	0.44	13.98	0.00	0.20	101.65	0.54	0.64	0.19	0.67
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	6	0.00	0.18	20.76	38.29	14.09	13.52	0.12	0.45	14.25	0.00	0.15	101.81	0.55	0.65	0.16	0.70
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	7	0.00	0.17	22.07	37.61	13.39	12.93	0.13	0.38	14.69	0.14	0.18	101.69	0.53	0.67	0.15	0.72
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	8	0.00	0.18	22.61	35.69	14.72	12.81	0.12	0.46	14.78	0.00	0.27	101.63	0.51	0.67	0.17	0.71
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	9	0.00	0.15	22.40	36.38	14.63	13.00	0.17	0.44	14.77	0.00	0.25	102.20	0.52	0.67	0.17	0.71
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	10	0.00	0.27	18.88	38.52	15.82	14.31	0.13	0.49	13.55	0.13	0.19	102.28	0.58	0.63	0.18	0.65
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	11	0.00	0.28	19.83	37.90	15.33	13.92	0.17	0.52	13.86	0.12	0.22	102.15	0.56	0.64	0.18	0.67
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	12	0.00	0.19	20.94	38.20	14.28	13.26	0.12	0.46	14.42	0.15	0.15	102.17	0.55	0.66	0.16	0.70
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	13	0.05	0.23	21.08	37.61	14.18	15.15	0.10	0.48	13.27	0.17	0.13	102.45	0.54	0.61	0.16	0.70
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	14	0.20	0.24	20.18	36.78	15.51	14.65	0.09	0.45	13.50	0.13	0.24	101.97	0.55	0.62	0.18	0.67
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	15	0.14	0.08	25.24	34.91	11.05	12.35	0.12	0.48	14.98	0.08	0.16	99.59	0.48	0.68	0.13	0.78
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	16	0.26	0.16	23.78	35.42	12.48	12.97	0.12	0.45	14.75	0.24	0.15	100.76	0.50	0.67	0.14	0.75
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	17	0.22	0.15	26.10	34.45	11.28	13.00	0.10	0.43	15.12	0.10	0.11	101.05	0.47	0.67	0.13	0.78
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	18	0.00	0.25	21.40	16.95	15.61	0.22	0.94	12.63	0.35	0.20	102.82	0.52	0.59	0.20	0.66	
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	19	0.00	0.29	21.80	32.79	17.35	14.16	0.21	0.76	13.38	0.47	0.22	101.43	0.50	0.63	0.20	0.66
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	20	0.00	0.26	21.92	33.16	17.04	16.80	0.18	0.81	11.95	0.40	0.18	102.70	0.50	0.56	0.20	0.67
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	21	0.00	1.90	20.06	32.39	16.25	16.27	0.17	0.94	12.73	0.32	0.16	101.20	0.52	0.58	0.20	0.66
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	22	0.00	0.23	22.00	33.99	16.58	14.34	0.16	0.85	13.39	0.43	0.17	102.14	0.51	0.62	0.19	0.68
M-27	Diseminada	Tipo II	Espinela	23	0.00	1.84	18.93	32.82	16.64	17.08	0.21	0.95	11.99	0.28	0.21	100.96	0.54	0.56	0.21	0.64
M-27	Diseminada	Tipo II	Magnetita	24	0.00	0.73	2.36	20.57	46.52	25.54	0.34	0.83	3.86	0.00	0.74	101.49	0.85	0.21	0.65	0.07
M-27	Diseminada	Tipo II	Magnetita	25	0.00	0.54	2.28	22.16	45.41	25.37	0.35	0.97	3.79	0.00	0.76	101.63	0.87	0.21	0.63	0.07
M-27	Diseminada	Tipo II	Magnetita	26	0.00	0.63	2.44	21.53	45.87	24.93	0.36	0.97	4.16	0.00	0.73	101.63	0.86	0.23	0.63	0.08
M-27	Diseminada	Tipo II	Magnetita	27	0.00	0.64	2.57	21.11	46.17	25.29	0.39	0.87	4.04	0.00	0.76	101.85	0.85	0.22	0.64	0.08
M-27	Diseminada	Tipo II	Magnetita	28	0.00	0.57	2.40	20.24	47.43	25.24	0.36	0.85	4.01	0.00	0.77	101.87	0.85	0.22	0.65	0.07
Los Guanacos																				
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	29	0.00	0.17	14.53	41.32	16.33	15.92	0.13	1.04	11.32	0.25	0.20	101.21	0.66	0.56	0.20	0.58
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	30	0.00	0.13	14.94	43.09	15.10	15.84	0.12	0.88	11.71	0.26	0.22	102.29	0.66	0.57	0.18	0.61
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	31	0.00	0.13	13.65	43.05	15.88	16.20	0.14	1.06	11.15	0.20	0.17	101.63	0.68	0.55	0.19	0.57
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	32	0.00	0.11	12.32	46.12	14.54	16.59	0.12	1.11	10.77	0.26	0.21	102.16	0.72	0.54	0.18	0.57
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	33	0.00	0.11	12.27	46.47	14.16	16.29	0.12	1.01	11.00	0.27	0.15	101.85	0.72	0.55	0.17	0.58
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	34	0.00	0.10	11.80	46.60	14.35	16.59	0.11	1.06	10.69	0.28	0.13	101.72	0.73	0.53	0.18	0.56
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	35	0.00	0.14	13.99	42.88	16.30	16.19	0.13	0.99	11.33	0.30	0.20	102.45	0.67	0.55	0.20	0.57
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	36	0.00	0.15	14.49	41.89	16.40	16.07	0.11	1.05	11.38	0.23	0.16	101.93	0.66	0.56	0.20	0.58
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	37	0.00	0.16	16.82	40.71	15.22	16.42	0.15	1.00	11.50	0.21	0.28	102.48	0.62	0.56	0.18	0.63
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	38	0.00	0.13	16.93	40.52	15.07	16.13	0.11	1.08	11.50	0.24	0.29	102.00	0.62	0.56	0.18	0.64
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	39	0.00	0.13	14.20	43.18	15.79	16.32	0.12	1.04	11.25	0.31	0.19	102.52	0.67	0.55	0.19	0.58
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	40	0.00	0.15	13.48	42.76	16.83	16.56	0.14	1.13	10.96	0.24	0.26	102.51	0.68	0.54	0.20	0.56
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	41	0.00	0.14	13.00	43.49	16.58	16.96	0.11	1.01	10.72	0.26	0.23	102.50	0.69	0.53	0.20	0.55
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	42	0.00	0.14	15.81	40.71	16.26	16.28	0.16	1.06	11.34	0.28	0.32	102.36	0.63	0.55	0.19	0.60
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	43	0.00	0.14	15.39	40.99	16.54	16.43	0.12	1.08	11.27	0.23	0.23	102.42	0.64	0.55	0.20	0.59
M-17	Masiva	Tipo I	Cromita	44	0.00	0.15	12.89	43.16	16.71	17.06	0.11	1.10	10.49	0.26	0.30	102.22	0.69	0.52	0.20	0.55
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	45	0.00	0.13	19.93	44.78	6.93	17.15	0.23	0.40	11.76	0.15	0.16	101.61	0.60	0.55	0.08	0.82
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	46	0.00	0.13	20.04	45.09	7.08	17.40	0.15	0.37	11.75	0.21	0.11	102.33	0.60	0.55	0.08	0.82

3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	47	0.00	0.17	18.81	46.61	6.70	17.44	0.22	0.40	11.61	0.21	0.11	102.28	0.62	0.54	0.08	0.81
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	48	0.00	0.24	13.01	51.66	6.66	19.16	0.18	0.44	9.80	0.14	0.00	101.30	0.73	0.48	0.08	0.75
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	49	0.00	0.27	14.80	49.39	7.90	18.76	0.19	0.42	10.36	0.24	0.15	102.48	0.69	0.50	0.10	0.75
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	50	0.00	0.21	14.07	50.54	6.83	18.64	0.16	0.40	10.21	0.20	0.00	101.25	0.71	0.49	0.08	0.76
3317	Semimasiva	Tipo I	Cromita	51	0.00	0.18	19.23	45.02	7.15	17.36	0.18	0.37	11.57	0.23	0.00	101.29	0.61	0.54	0.08	0.81
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	52	0.25	0.13	19.12	37.67	15.41	18.62	0.10	0.41	11.06	0.21	0.15	103.12	0.57	0.51	0.18	0.66
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	53	0.07	0.16	19.24	35.29	17.48	18.12	0.09	0.32	11.13	0.17	0.16	102.22	0.55	0.52	0.21	0.63
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	54	0.09	0.20	14.45	36.54	20.56	21.30	0.06	0.39	8.60	0.02	0.26	102.46	0.63	0.42	0.25	0.52
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	55	0.03	0.19	15.48	35.47	21.22	20.53	0.05	0.30	9.26	0.12	0.18	102.83	0.61	0.45	0.26	0.53
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	56	0.11	0.19	19.17	35.60	16.81	18.92	0.07	0.42	10.59	0.14	0.16	102.19	0.55	0.50	0.20	0.64
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	57	0.09	0.24	16.88	34.73	20.18	20.30	0.09	0.29	9.66	0.04	0.22	102.70	0.58	0.46	0.24	0.57
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	58	0.06	0.22	17.80	35.15	17.78	19.04	0.06	0.34	10.15	0.18	0.08	100.87	0.57	0.49	0.22	0.61
2260a	Diseminada	Tipo I	Cromita	59	0.08	0.17	14.42	36.87	20.00	20.42	0.07	0.40	8.98	0.06	0.23	101.69	0.63	0.44	0.25	0.53
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	60	0.00	0.06	27.75	30.71	14.98	11.92	0.00	0.45	15.65	0.50	0.23	102.25	0.43	0.70	0.17	0.74
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	61	0.00	0.00	27.70	30.72	14.64	13.31	0.08	0.44	14.81	0.43	0.19	102.32	0.43	0.66	0.16	0.75
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	62	0.00	0.07	26.42	29.79	16.42	13.52	0.10	0.45	14.45	0.45	0.20	101.88	0.43	0.66	0.18	0.72
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	63	0.05	0.04	29.21	30.86	13.52	11.30	0.09	0.48	16.31	0.43	0.20	102.48	0.41	0.72	0.15	0.77
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	64	0.00	0.05	26.53	30.20	16.61	12.90	0.08	0.48	14.94	0.46	0.21	102.46	0.43	0.67	0.18	0.71
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	65	0.00	0.06	29.19	31.68	10.91	14.45	0.06	0.41	14.12	0.46	0.20	101.54	0.42	0.64	0.12	0.81
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	66	0.00	0.05	27.16	30.10	15.66	12.82	0.09	0.41	15.00	0.49	0.20	101.98	0.43	0.68	0.17	0.73
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	67	0.03	0.04	28.53	30.19	14.16	12.16	0.09	0.44	15.60	0.38	0.18	101.80	0.42	0.70	0.16	0.76
2226	Masiva	Tipo III	Espinela	68	0.04	0.07	27.75	30.86	14.99	12.35	0.08	0.49	15.55	0.38	0.21	102.77	0.43	0.69	0.16	0.74
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	69	0.00	0.05	29.71	31.15	13.14	10.91	0.07	0.49	16.74	0.41	0.14	102.81	0.41	0.73	0.14	0.78
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	70	0.00	0.24	4.53	24.29	42.51	23.02	0.18	0.70	5.62	0.00	0.69	101.78	0.78	0.30	0.57	0.14
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	71	0.00	0.27	4.37	23.31	43.98	23.21	0.19	0.72	5.45	0.21	0.75	102.46	0.78	0.29	0.58	0.13
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	72	0.00	0.24	4.45	23.38	43.60	23.06	0.19	0.67	5.55	0.14	0.70	101.98	0.78	0.30	0.58	0.14
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	73	0.00	0.24	4.57	23.20	44.36	22.70	0.20	0.70	5.87	0.13	0.82	102.79	0.77	0.32	0.58	0.14
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	74	0.00	0.25	4.56	22.88	44.41	23.13	0.19	0.58	5.68	0.13	0.73	102.54	0.77	0.30	0.59	0.14
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	75	0.00	0.25	4.97	24.08	42.92	22.35	0.16	0.73	6.17	0.00	0.75	102.38	0.76	0.33	0.56	0.15
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	76	0.00	0.27	5.24	24.58	41.73	22.55	0.21	0.70	5.99	0.18	0.72	102.16	0.76	0.32	0.55	0.16
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	77	0.00	0.25	3.83	21.76	46.30	23.51	0.20	0.64	5.34	0.00	0.82	102.65	0.79	0.29	0.62	0.11
2226	Masiva	Tipo III	Magnetita	78	0.00	0.24	3.94	22.72	45.34	23.52	0.20	0.70	5.36	0.00	0.80	102.81	0.79	0.29	0.60	0.12
2226	Masiva	Restituida	Cromita	79	0.00	0.16	14.01	26.64	31.56	18.80	0.13	0.60	9.52	0.25	0.51	102.19	0.58	0.46	0.41	0.38
2226	Masiva	Restituida	Cromita	80	0.01	0.16	14.38	26.27	31.70	18.45	0.15	0.59	9.80	0.26	0.52	102.30	0.57	0.47	0.40	0.39
2226	Masiva	Restituida	Cromita	81	0.00	0.19	12.26	25.90	33.97	19.80	0.14	0.59	8.72	0.19	0.57	102.31	0.60	0.42	0.44	0.34
2226	Masiva	Restituida	Cromita	82	0.01	0.19	13.56	26.63	31.86	18.85	0.17	0.60	9.42	0.27	0.52	102.06	0.58	0.46	0.41	0.38
2226	Masiva	Restituida	Cromita	83	0.01	0.16	15.31	26.27	31.22	18.05	0.14	0.59	10.31	0.18	0.52	102.76	0.55	0.49	0.40	0.40

Apéndice 6. Análisis de elementos menores y traza realizados con LA-ICP-MS en la cromita de las cromítitas estudiadas en las Sierras de Córdoba (Argentina)

Muestra	Textura	Textura de la cromita	Fase de la cromita	Análisis#	#Cr	ppm																		Normalizado																					
						Al ₂ O ₃ *	Ga	La	Ldm	Tl	La	Ldm	Ni	La	Ldm	MgO*	Zn	La	Ldm	Co	La	Ldm	Mn	La	Ldm	FeO _{tot} *	V	La	Ldm	Sc	La	Ldm	Cr ₂ O ₃ *	(Al ₂ O ₃) _n	(Ga ₂ O ₃) _n	(Tl) _n	(Ni) _n	(MgO) _n	(Zn) _n	(Co) _n	(Mn) _n	(FeO _{tot}) _n	(V) _n	(Sc) _n	(Cr ₂ O ₃) _n
Los Congos																																													
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	1	0.56	194600	24.59	0.80	0.02	1111.56	35.22	0.22	1481.51	47.47	0.14	136200	1266.54	44.17	0.24	295.68	9.29	0.01	3238.63	99.63	0.29	309053	781.12	24.24	0.00	1.15	0.06	0.07	375300	0.53	0.47	0.83	0.84	0.75	2.76	3.56	2.13	1.09	1.26	1.26	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	2	0.57	194600	24.59	0.80	0.02	1111.56	35.22	0.22	1481.51	47.47	0.14	136200	1266.54	44.17	0.24	295.68	9.29	0.01	3238.63	99.63	0.29	309053	781.12	24.24	0.00	1.15	0.06	0.07	375300	0.56	0.49	0.88	0.92	0.75	2.76	3.56	2.13	1.08	1.28	1.26	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	3	0.55	238100	25.50	0.84	0.00	1185.82	37.65	0.30	1622.45	52.07	0.10	141000	1304.54	44.17	0.24	307.72	9.61	0.02	3140.72	98.68	0.29	291688	800.17	18.87	0.01	1.15	0.07	0.08	374100	0.56	0.49	0.88	0.92	0.75	2.76	3.56	2.13	1.08	1.28	1.26	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	4	0.54	194400	32.70	1.06	0.04	1140.84	56.32	0.00	2386.27	76.61	0.00	136200	1435.10	49.55	0.22	323.30	10.15	0.02	3260.09	100.31	0.34	323451	1007.06	31.27	0.03	2.06	0.09	0.09	350300	0.54	0.62	0.85	1.35	0.75	3.09	3.70	2.35	1.35	0.98	1.17	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	5	0.54	205900	27.30	0.89	0.05	1188.74	37.88	0.18	1813.23	58.34	0.00	139800	1296.02	44.92	0.29	286.69	9.01	0.01	2890.31	89.94	0.30	299486	791.37	24.60	0.02	1.54	0.07	0.08	361800	0.56	0.52	0.89	1.03	0.77	2.79	3.14	2.18	1.06	0.98	1.21	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	6	0.54	205900	27.30	0.89	0.05	1188.74	37.88	0.18	1813.23	58.34	0.00	139800	1296.02	44.92	0.29	286.69	9.01	0.01	2890.31	89.94	0.30	299486	791.37	24.60	0.02	1.54	0.07	0.08	361800	0.56	0.52	0.89	1.03	0.77	2.79	3.14	2.18	1.06	0.98	1.21	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	7	0.53	227000	24.49	0.80	0.00	983.58	31.65	0.00	1340.65	43.72	0.00	146900	1327.26	46.59	1.45	305.81	9.64	0.00	3091.20	95.15	0.30	263214	784.83	24.44	0.00	1.30	0.12	0.33	376100	0.60	0.67	0.73	0.76	0.81	2.85	3.51	1.92	1.05	0.25	1.26	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	8	0.54	224000	28.00	0.92	0.04	1818.88	37.88	0.22	2191.23	70.44	0.00	147700	1282.11	44.39	0.19	297.29	9.34	0.00	2895.22	89.09	0.36	276262	893.99	27.78	0.03	2.56	0.11	0.11	363800	0.60	0.53	0.88	1.24	0.81	2.76	1.80	3.29	2.02	1.20	0.48	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	9	0.54	188800	25.48	0.84	0.05	1344.75	42.91	0.35	1762.43	56.79	0.07	139500	1362.67	47.35	0.23	307.84	9.68	0.00	3275.99	100.81	0.31	301248	844.91	25.27	0.01	1.80	0.08	0.09	385200	0.51	0.49	1.00	1.00	0.75	2.38	3.72	2.20	1.14	0.34	1.29	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	10	0.54	188800	25.48	0.84	0.05	1344.75	42.91	0.35	1762.43	56.79	0.07	139500	1362.67	47.35	0.23	307.84	9.68	0.00	3275.99	100.81	0.31	301248	844.91	25.27	0.01	1.80	0.08	0.09	385200	0.51	0.49	1.00	1.00	0.75	2.38	3.72	2.20	1.14	0.34	1.29	
M-25	Masiva	Tipo I	Cromita	11	0.55	209400	24.91	0.90	0.07	1111.39	33.07	1.02	1340.25	44.87	0.19	144200	1510.53	53.23	0.45	312.01	9.88	0.00	2968.05	91.40	0.88	208046	816.53	25.47	0.06	1.32	0.13	0.26	382000	0.57	0.47	0.75	0.78	0.79	3.25	1.89	3.17	2.01	1.10	0.25	
Los Guancas																																													
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	12	0.50	219200	23.34	0.79	0.07	1772.10	57.21	0.18	2608.73	83.26	0.16	119500	3696.33	129.78	0.24	328.60	13.57	0.03	5091.67	183.73	44.29	0.04	1.64	0.09	0.13	331800	0.59	0.44	1.32	1.48	0.66	7.95	2.60	6.72	2.47	1.93	0.31	1.11			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	13	0.50	214000	25.48	0.85	0.04	1768.21	59.27	0.20	126300	3418.43	120.25	0.01	431.24	13.67	0.00	6157.04	181.28	44.29	0.04	1.14	0.08	0.08	342800	0.59	0.44	1.29	1.12	0.70	7.95	2.60	6.72	2.38	1.81	0.22	1.15						
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	14	0.50	214000	25.48	0.85	0.04	1768.21	59.27	0.20	126300	3418.43	120.25	0.01	431.24	13.67	0.00	6157.04	181.28	44.29	0.04	1.14	0.08	0.08	342800	0.59	0.44	1.29	1.12	0.70	7.95	2.60	6.72	2.38	1.81	0.22	1.15						
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	15	0.52	101600	23.31	0.78	0.00	1493.10	56.77	0.33	1948.80	62.27	0.24	128300	3322.25	116.78	0.29	408.89	12.96	0.00	5688.60	176.88	0.43	323686	1231.85	38.05	0.03	0.92	0.07	0.12	342800	0.57	0.44	1.31	1.10	0.70	7.14	2.48	6.46	2.38	1.66	0.17	1.15
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	16	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	17	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	18	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	19	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	20	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	21	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00	125.11	0.04	438.88	13.93	0.00	6462.53	1341.45	41.45	0.04	1.35	0.08	0.09	339000	0.59	0.46	1.39	1.15	0.74	7.63	2.66	3.24	2.26	1.86	0.26	1.14			
M-27	Dismisnada	Tipo II	Espinela	22	0.51	202000	24.66	0.81	0.07	1688.73	60.77	0.31	2027.61	64.91	0.00	133900	3548.00																												