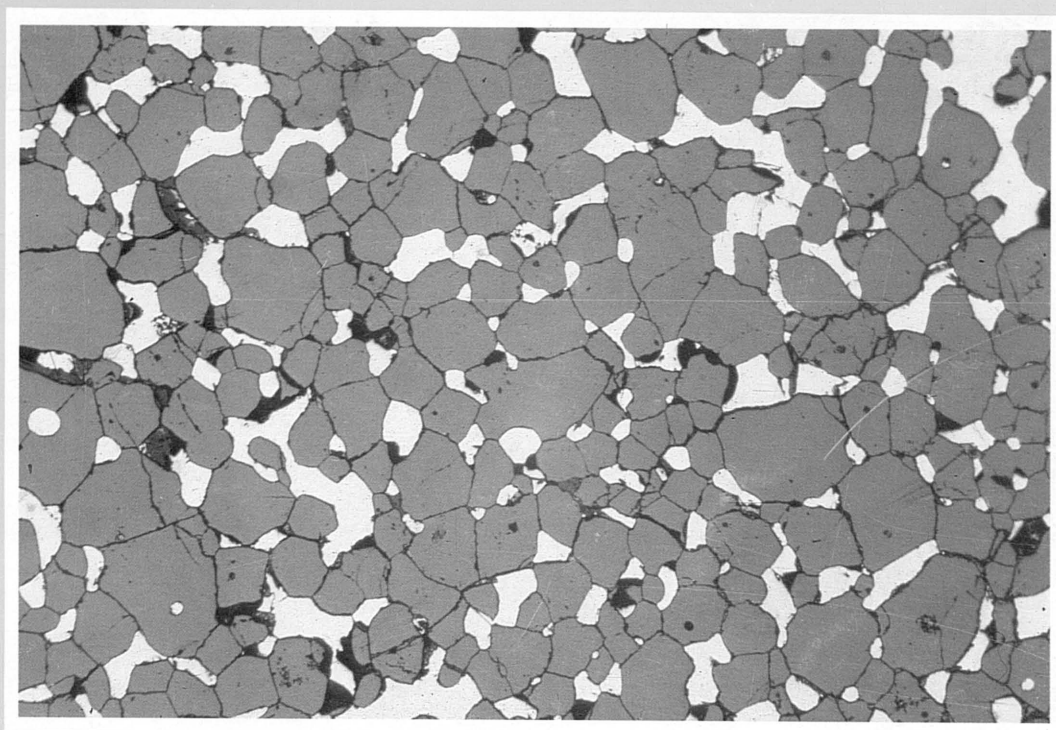


TESIS DOCTORAL

Mineralizaciones magmáticas ligadas a la
evolución de las rocas ultramáficas de la
Serranía de Ronda (Málaga-España)

FERNANDO GERVILLA LINARES



UNIVERSIDAD DE GRANADA

Departamento de Mineralogía y Petrología

1990



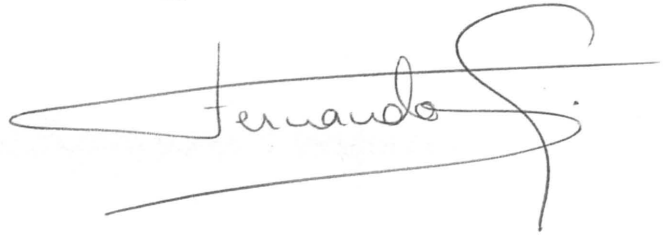
Biblioteca Universitaria de Granada



01802618

Para Puri, una persona
a la que cualquier agra-
decimiento siempre resulta
insuficiente.

Con cariño

 Fernando S.

UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS

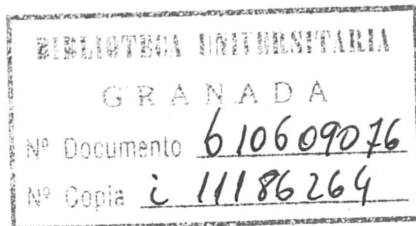
+

17

116

DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA

**MINERALIZACIONES MAGMATICAS LIGADAS
A LA EVOLUCION DE LAS
ROCAS ULTRAMAFICAS DE LA
SERRANIA DE RONDA (MALAGA, ESPAÑA)**



FERNANDO GERVILLA LINARES

TESIS DOCTORAL
GRANADA 1990

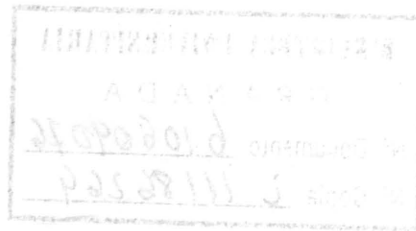


UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA

MINERALIZACIONES MAGMÁTICAS LIGADAS
A LA EVOLUCIÓN DE LAS
ROCAS ULTRAMÁFICAS DE LA
SERRANÍA DE RONDA (MÁLAGA, ESPAÑA)

FERNANDO CERVILLA LLIBRE



Imp. Servicio Reprografía Facultad de Ciencias.

Depósito legal Gr. número 310
I.S.B.N.: 84-338-1035-9

Tesis Doctoral dirigida por los Drs. Purificación Fenoll Hach-Alí y José Torres Ruiz. Fué leída el día 7 de Julio de 1989 ante el tribunal formado por los Profesores: Dr. Victor García Dueñas, Universidad de Granada; Dr. Rafael Torres Roldán, Universidad de Granada; Dr. Francisco Velasco Roldán, Universidad del País Vasco; Dr. Marc Leblanc, Universidad de Montpellier (Francia); Dr. Giorgio Garuti, Universidad de Módena (Italia). Obtuvo la calificación de "Apto cum Laude" por unanimidad.

A Victoria, José,
Remedios, Maria Angustias
y Jose Manuel.

Los resultados de esta Tesis han sido presentados en los siguientes Congresos tanto de carácter nacional como internacional:

- VII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía y 1ª Reunión de la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales (Madrid, 1-5 Junio, 1987).
- Geoplasticus 87, Symposium, Madrid, 23-24 Abril, 1987.
- II Congreso Geológico de España, VIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Granada, 27 Junio-1 Julio, 1988).
- V meeting of the European Union of Geodesic Engineers, Madrid, 27-29 Marzo, 1989.
- Gold 89 in Europe (Madrid, 23-25 Sept, 1989).
- IX Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Madrid, 14-16 Junio, 1989).
- VII International Mine Waste Symposium (Zürich, 1-3 Agosto, 1989).

Del mismo modo, papers de taller permitidos por estos organismos se encuentran en las publicaciones de diversos congresos.

Sevilla, 20 de Septiembre de 1989. El autor, D. Fernando Rodríguez Domínguez, cede en préstamo de libre uso los derechos de explotación de los principios de la Tesis (sin de lucro) a los interesados en la explotación de los principios de la Tesis con los fines científicos. Hallado en el archivo 1989/11/20/1989

Madrid, 20 de Septiembre de 1989. El autor, D. Fernando Rodríguez Domínguez, cede en préstamo de libre uso los derechos de explotación de los principios de la Tesis (sin de lucro) a los interesados en la explotación de los principios de la Tesis con los fines científicos. Hallado en el archivo 1989/11/20/1989

Madrid, 20 de Septiembre de 1989. El autor, D. Fernando Rodríguez Domínguez, cede en préstamo de libre uso los derechos de explotación de los principios de la Tesis (sin de lucro) a los interesados en la explotación de los principios de la Tesis con los fines científicos. Hallado en el archivo 1989/11/20/1989

Madrid, 20 de Septiembre de 1989. El autor, D. Fernando Rodríguez Domínguez, cede en préstamo de libre uso los derechos de explotación de los principios de la Tesis (sin de lucro) a los interesados en la explotación de los principios de la Tesis con los fines científicos. Hallado en el archivo 1989/11/20/1989

**"Los modelos son para ser usados
no para creerse los"**

Henri Theil

Los resultados de esta Tesis han sido presentados en diversos Congresos tanto de caracter nacional como internacional:

- VII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía y II Reunión de la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales (Madrid, 1-5 Junio, 1987).
- Geoplatinum 87, Symposium. (Londres, 23-24 Abril, 1987).
- II Congreso Geológico de España. VIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Granada, 27 Junio-1 Julio, 1988).
- V meeting of the European Union of Geosciences (Estrasburgo, 20-23 Marzo, 1989).
- Gold 89 in Europe (Toulouse, 23-25 Mayo, 1989).
- IX Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (Valladolid, 26-30 Junio, 1989).
- 5th International Platinum Symposium (Espoo, 1-3 Agosto, 1989).

Del mismo modo, parte de tales resultados han sido publicados o se encuentran en vias de publicación en diversas revistas:

- Gervilla, F; Torres-Ruiz, J y Fenoll, P. (1987). Las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las rocas encajantes. *Boll. Geol. Min.* XCVIII-III, 357-375.
- Leblanc, M & Gervilla, F. (1988) Platinum Group Elements and Au distribution in Ni arsenide-chromite veins from the Rifo-Betic lherzolite massifs (Morocco, Spain). In: *Geoplatinum 87*. Eds. Prichard et al. *Elsevier Applied Science*. 181-198.
- Gervilla, F.; Leblanc, M. y Torres-Ruiz, J. (1988). Relaciones entre la zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos lherzoliticos de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental (Cordillera betico-rifeña y Kabylias). *Estud. Geol.* 44. 375-383.
- Leblanc, M.; Gervilla, F. & Jedwab, J. (1989). Noble metals segregation and fractionation in magmatic ores from Ronda and Beni Bousera lherzolite massifs (Spain, Morocco). *Mineral. Petrol.* (en prensa).
- Gervilla, F.; Leblanc, M. & Torres-Ruiz, J. (1989). Gold in magmatic ores from lherzolite massifs (Serranía de Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). *Mineral. Deposita* (en prensa).
- Gervilla, F & Leblanc, M. (1989). Magmatic ores in high-temperature alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). *Econ. Geol.* (en prensa).

RESUMEN

Los macizos lertzolíticos de alta temperatura de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética, Sur de España), junto con el de Beni Bousera (Rif, Norte de Marruecos) y los que afloran en la región de la Pequeña Kabylia (Argelia) se han interpretado como porciones del manto superior emplazadas en la corteza continental durante la orogenia alpina, mediante procesos de cizalla intralitosféricos en una zona de falla transformante relacionada con la apertura del Atlántico Norte. Estos macizos muestran una zonación de facies incompleta constituida por lertzolitas con granate, lertzolitas con espinela (Subfacies Ariegita y Seiland) y lertzolitas con plagioclasa, ordenadas progresivamente desde las zonas más externas a las más internas de los macizos.

Asociadas a las rocas ultramáficas se han identificado tres tipos diferentes de mineralizaciones:

1) Mineralizaciones tipo Cr.- Están compuestas de cromita con pequeñas cantidades de arseniuros de níquel (maucherita) y clinopiroxeno y/o ortopiroxeno como principales minerales de la ganga.

2) Mineralizaciones tipo Cr-Ni.- Muestran una asociación mineral inusual constituida por cromita y arseniuros de níquel (níquelina y lollingita rica en Ni), con ganga de ortopiroxeno y/o cordierita. Así mismo, muestran elevados contenidos en elementos del grupo del platino y oro, los cuales están positivamente correlacionados con los contenidos de As y Ni.

3) Mineralizaciones tipo S-G.- Están compuestas por sulfuros de Fe-Ni-Cu (pirrotina, pentlandita, calcopirita y cubanita) con grafito en proporciones variables, pequeñas cantidades de cromita y ganga de piroxenos, plagioclasa y flogopita.

La distribución espacial de los diferentes tipos de mineralización está estrechamente relacionada con la que muestran las diferentes facies minerales de las lertzolitas encajantes. Así, las únicas mineralizaciones que se encuentran en la zona con facies de lertzolitas con plagioclasa son las mineralizaciones tipo Cr, mientras que las de Cr-Ni y las de S-G se distribuyen entre las facies de lertzolitas con espinela y las de lertzolitas con granate. En estas últimas, además, se observa una evolución mineralógica y química desde las mineralizaciones enclavadas en las lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) a las enclavadas en lertzolitas con granate. En este sentido, dentro de las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel, dicha evolución consiste en un incremento en la relación arseniuros/cromita, en un aumento en el contenido en elementos del grupo del platino y en oro, en un aumento en los contenidos de Fe, Al, Zn y V en las cromitas, en un aumento en el contenido de Al y Fe en los ortopiroxenos, y en la cristalización de cordierita en lugar de ortopiroxeno, localmente también de plagioclasa y flogopita, en las mineralizaciones más distales. En las mineralizaciones tipo S-G se observa un incremento en la relación sulfuros/grafito con un progresivo enriquecimiento en sulfuros de cobre, y una tendencia de evolución química en las cromitas similar a la descrita en las mineralizaciones tipo Cr-Ni.

Estas mineralizaciones se originan mediante un complejo proceso de cristalización fraccionada, a diferentes presiones, de líquidos magmáticos migrando desde el núcleo hacia la periferia del cuerpo ultramáfico ascendente. Las mineralizaciones tipo Cr cristalizaron a alta presión (> 10 kb) en el núcleo más caliente del cuerpo. Las mineralizaciones tipo Cr-Ni lo hicieron tras la fraccionación progresiva de los líquidos desde la zona con facies de lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) hasta la zona con facies de lertzolitas con granate, en condiciones de presión decrecientes desde 10 kb hasta $< 7-8$ kb (límite superior de estabilidad de la cordierita magnésica). Las mineralizaciones del tipo S-G fueron las últimas en formarse. Se generaron a partir de líquidos residuales tras la formación de los arseniuros de níquel y rellenaron fracturas en el cuerpo peridotítico tras su emplazamiento cortical. Durante este proceso de evolución magmática, los elementos del grupo del platino y el oro se distribuyeron entre los diversos tipos de mineralizaciones así como entre las diferentes fases minerales que los componen. De esta forma, los minerales más refractarios (sulfuros de Os, Ir y/c Ru) fueron los primeros en cristalizar y actuaron como gérmenes para la cristalización de la cromita (mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni), mientras, el Rh, Pt y Pd, junto con el Au se concentraron en el líquido inmisible rico en As y S y precipitaron con los arseniuros (mineralizaciones tipo Cr-Ni). El líquido residual rico en S (mineralizaciones tipo S-G) quedó, por tanto, empobrecido en tales metales nobles.

ABSTRACT

The high-temperature alpine-type lherzolite massifs of the Serranía de Ronda (Betic Cordillera, Southern Spain), Beni Bousera (Northern Morocco) and Collo (Little Kabylia, Algeria) are upper mantle slabs emplaced in the continental crust during the alpine orogeny by intralithospheric shearing in a transform fault zone related to the North Atlantic opening. These massifs exhibit an incomplete internal zoning made up of garnet lherzolites, spinel lherzolites (Ariegite and Seiland subfacies) and plagioclase lherzolites ordered from the outer zones of the peridotite body inwards.

Three unusual ore types have been found within the lherzolites:

- 1) Cr ores.- Consist of chromite with scarce Ni arsenides (maucherite) and orthopyroxene and/or clinopyroxene.
- 2) Cr-Ni ores.- Consist of chromite and Ni arsenides (niccolite and Ni-rich loellingite), associated to pyroxene and/or cordierite, and have high platinum group elements (PGE) and gold contents positively correlated to that of Ni and As.
- 3) S-G ores.- Consist of Fe-Ni-Cu sulfides (pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite) with graphite and minor chromite, and with pyroxene, plagioclase and phlogopite as gangue minerals.

The spatial distribution of the different ores is closely related to the mineral-facies zoning of the enclosing lherzolites so that Cr-Ni and S-G ores always crop out in spinel and garnet lherzolites whereas Cr ores are only found within plagioclase lherzolites. From spinel (Seiland subfacies) to garnet lherzolites a mineralogical and chemical evolution is observed: In Cr-Ni ores this evolution consists of an increase of the arsenide/chromite ratio and of the PGE and Au contents, an increase of the Fe, Al, Zn and V contents in the chromites coeval with the Al and Fe enrichment in the associated orthopyroxenes, and the appearance of cordierite, plagioclase, phlogopite and Ti oxides in the paragenesis; in S-G ores there are an increase of the sulfide/graphite ratio with a progressive Cu-sulfide enrichment, and a chromite compositional trend similar to that of described for Cr-Ni ores.

These ores result from a complex fractional crystallization process of magmatic liquids migrating from the core of the rising ultramafic body outwards. The Cr ores crystallized at high pressures (≥ 10 kb) in the hotter core of the body. The Cr-Ni ores originated after a progressive fractionation of the liquids migrating from spinel (Seiland subfacies) to garnet lherzolites in moderate to low pressures (cordierite-bearing ores crystallized under 7-8 kb, which is the upper stability limit of the magnesian cordierite). The S-G ores were the latest to be formed; these ores originated from residual liquids after the crystallization of Ni arsenides and filled fractures in the peridotite slab after their crustal emplacement. During this magmatic evolution, PGE and Au partitioned both into the different ore types and into the different mineral phases of the paragenesis. Thus, the refractory Os, Ir and/or Ru minerals (mainly sulfides) were included in chromite (Cr and Cr-Ni ores), whereas Rh, Pt, Pd and Au were concentrated in the As-, S-

AGRADECIMIENTOS

El hecho de decir en este apartado de la memoria de una Tesis Doctoral que este trabajo no habría sido posible sin la colaboración de numerosas personas, cobra en este caso concreto especial relevancia. Tras mi primer trabajo de investigación realizado sobre yacimientos relacionados con "cálidas plataformas carbonatadas", mi incorporación al "manto terrestre" en unos aspectos bastante desconocidos supuso un cambio brusco. En un principio, la labor a desarrollar podría ser comparada, en palabras de mi amigo A. Jabaloy, a la de un explorador galáctico. Se trataba de localizar minúsculos indicios de mineralización en vastas extensiones de rocas verdes, con difíciles accesos y densa vegetación. No obstante, estos problemas y los que sucesivamente se fueron planteando pudieron ser resueltos y, actualmente, esta nueva "galaxia" está en vías de investigación por todo un equipo.

El impulso inicial del proyecto y su constante seguimiento se debe a mis dos directores, la Profra. Dra. P. Fenoll Hach-Alí (Catedrática y Directora del Departamento de Mineralogía y Petrología) y el Dr. J. Torres Ruiz (Prof. Titular del Departamento de Mineralogía y Petrología). A ellos debo agradecer sinceramente su constante apoyo y colaboración, su predisposición para discutir e intentar resolver los más diversos problemas, así como su revisión y crítica de la presente memoria.

Un aspecto esencial para mi formación en el conocimiento de la metalogénia, geoquímica y petrología de las rocas ultramáficas ha sido la colaboración mantenida con el equipo de investigación del Centre Géologique et Géophysique (CNRS) de la Universidad de Montpellier (Francia), muy especialmente con el Dr. M. Leblanc. Su amplia experiencia en la metalogénia de distintos complejos de rocas ultramáficas me ha servido para poder contrastar mis opiniones, tanto sobre el terreno como frente a los datos en el laboratorio. En este mismo centro quiero agradecer también la colaboración del Dr. C. Dupuy y del Dr. J.L. Bodinier, así como la de P. Monié. A través del Dr. Leblanc he podido contactar con el Prof. Dr. J. Jedwab (Universidad Libre de Bruselas) a quien tengo que agradecer la determinación de los minerales de elementos del grupo del platino.

He tenido también la suerte de trabajar con el Dr G. Garuti (Universidad de Módena) haciendo análisis mediante microsonda electrónica y visitando algunas mineralizaciones de la zona de Ivrea Verbano. Desde aquí, mi agradecimiento por su hospitalidad.

Los profesores de la Universidad de Granada, R.L. Torres Roldán y V. García Dueñas, y M. Muñoz (Universidad Complutense de Madrid) siempre han estado dispuestos a discutir los numerosos problemas que se han ido planteando.

Diversos organismos y empresas han facilitado mi labor de investigación poniendo a mi disposición los más diversos medios. En este sentido tengo que agradecer:

- Al Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGME), en la persona de M. Ruiz Montes (Granada) su colaboración en las diversas etapas del trabajo y su amistad, han sido inestimables.

- A la Compañía General de Sondeos (CGS) quienes, a través de las personas que participan actualmente en un proyecto de investigación en esta zona (J. Fernandez Carrasco y J. A. Zuazo) y los que establecieron previamente una valiosa infraestructura (V. Crespo y J. L. Reyes), me han facilitado numerosa información sobre localización y accesos a los diversos indicios estudiados.

- A la Facultad de Ciencias de Tetuan representada por el Ilmo. Sr. Decano Layachi Imlahi, quien facilitó y financió mi primera estancia en Marruecos para poder visitar el macizo de Beni Bousera.

- Al Bureau de Recherches et Participations Minières (BRPM) (Marruecos) representado por el Sr. A. Tijani por su amabilidad y cortesía durante la organización de las excursiones al macizo de Beni Bousera. Durante estas excursiones, la tradicional hospitalidad árabe ha quedado puesta de manifiesto gracias a A. Mimoun y A. Bakkali, junto a A. Tabit (Universidad de Marrakech) quien además me ha proporcionado diversas muestras y datos analíticos.

- A la compañía DEGUSSA A.G. (RFA) y en especial al Dr. L. Heintze, por haber puesto a mi disposición sus laboratorios de análisis de elementos del grupo del platino para contrastar numerosos datos.

Quiero agradecer la colaboración durante el trabajo de campo a mis amigos:

- K. Targuisti con quien he compartido numerosas jornadas de trabajo en Beni Bousera y en Ojén, y quien siempre ha puesto a mi disposición sus muestras.

- J. I. Soto, sin cuya colaboración habría resultado muy difícil el trabajo en los macizos de Carratraca y La Robla. Tengo que agradecerle también su habilidad para la realización de algunas figuras de esta memoria.

- J. C. Balanyá siempre ha estado dispuesto a discutir y comentar los diferentes problemas tectónicos que he podido pantearle.

- J. Romero Silva, A. Jabaloy, C. Feixas y J. Curras quienes han hecho mucho más amenas numerosas jornadas de campo y en algún caso me han aportado valiosas informaciones.

En el complicado mundo de la informática y los ordenadores tengo que agradecer la paciencia y comprensión de mis amigos A. Padilla y J.D. Martín Ramos.

El entusiasmo de Antonio Sanchez Navas para poner a punto el microscopio electrónico de transmisión existente en los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada ha permitido poder estudiar a fondo las características cristal químicas de las micas asociadas a las mineralizaciones. También quiero agradecer a Antonio su desinteresada ayuda en los trabajos rutinarios finales de confección de esta memoria.

En mis compañeros del Departamento de Mineralogía y Petrología, Prof. Dr. M. Rodríguez Gallego, A. Díaz de Federico, J.M. Fernández Soler, A. García Casco, M.T. Gomez Pugnaire, A. López Galindo, F. Nieto, M. Ortega, I. Palomo, E. Puga, J. Rodríguez Gordillo, E. Sebastián y N.

Velilla, siempre encontré apoyo y colaboración.

El sucio trabajo de separación del grafito se lo debo a D. Morata y S. Morales, y la pesada enumeración y ordenación de los análisis a M.M. Abad.

No puedo olvidar la esmerada elaboración de las preparaciones microscópicas por parte de A. Rueda, gracias a quien he podido obtener información a partir de muestras en ocasiones extremadamente pequeñas y/o deleznales.

Finalmente quiero señalar a un gran grupo de personas anónimas que me han prestado su ayuda, desde los pastores que me han acompañado a perdidas minas, hasta mis amigos que me han soportado en todo momento.

Esta Tesis Doctoral ha sido financiada gracias a una Beca de Formación del Personal Investigador dentro del Plan Complementario de la convocatoria de 1984 en el área de Recursos Minerales, así como por una Acción Integrada Hispano-Francesa durante los años 1987 a 1989 y el Proyecto de Investigación nº PB0274 financiado por la C.I.C.Y.T. a través del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (Universidad de Granada-C.S.I.C.).

INDICE

I. INTRODUCCION	1
I.1. Objetivos	2
II. METODOLOGIA	
II.1. Métodos de campo	5
II.2. Métodos de laboratorio	7
III. LOS MACIZOS ULTRAMAFICOS DE LA SERRANIA DE RONDA	
III.1. Situación geográfica	11
III.2. Contexto geológico	12
III.2.1. Unidad de Los Reales	15
III.2.2. Unidad de Blanca	16
III.3. Características petrológicas	17
III.3.1. Rasgos texturales de las diferentes zonas de facies	20
III.3.2. Capas máficas	23
III.3.3. Dunitas	26
III.3.4. Diques leucocráticos	30
III.4. Zonación petrológica de los diferentes macizos.	31
III.4.1. Macizo de Ronda	32
III.4.2. Macizo de Ojén	32
III.4.3. Macizo de Carratraca	36
III.5. Evolución en el manto superior y emplazamiento cortical	38
III.5.1. Evolución en el manto superior	38
III.5.2. Emplazamiento cortical	41
III.5.3. Edad del emplazamiento	43
IV. DESCRIPCION DE LAS MINERALIZACIONES	
IV.1. Tipos de mineralizaciones y relacion con las rocas ultramáficas	45
IV.1.1. Mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel	45
IV.1.2. Mineralizaciones de cromita	49
IV.1.3. Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y/o grafito	50

IV.2. Características de las mineralizaciones	51
IV.2.1. Mineralizaciones tipo Cr-Ni	51
a) Morfología y dimensiones	51
b) Mineralogía y texturas	52
c) Quimismo mineral	59
d) Contenido en metales nobles	70
IV.2.2. Mineralizaciones tipo Cr	72
a) Morfología y dimensiones	72
b) Mineralogía y texturas	73
c) Quimismo mineral	76
d) Contenido en metales nobles	81
IV.2.3. Mineralizaciones tipo S-G	83
a) Morfología y dimensiones	83
b) Mineralogía y texturas	83
c) Quimismo mineral	88
d) Contenido en metales nobles	93
V. OTROS MACIZOS ULTRABASICOS ALPINOS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL. ESTUDIO COMPARATIVO.	
V.1. Macizo de Beni Bousera	96
V.1.1. Rasgos petrológicos	98
a) Zonación	98
b) Trayectorias P/T	101
c) Edad	103
V.1.2. Rasgos metalogénicos	104
a) Mineralizaciones de Cr-Ni	105
b) Mineralizaciones de S-G	114
V.2. Macizo de Collo	121
V.2.1. Rasgos petrológicos	123
a) Composición	123
b) Trayectorias P/T	124
c) Edad	125
V.2.2. Rasgos metalogénicos	125
VI. EVOLUCION COMPOSICIONAL DE LAS MINERALIZACIONES	
VI.1. Variaciones en la composición mineralógica	129

VI.2. Tendencias de evolución química	132
VI.2.1. Cromita	132
VI.2.2. Ortopiroxeno	141
VI.2.3. Minerales de alteración	142
VI.2.4. Metales nobles	142
VII. MODELO METALOGENICO	
VII.1 Consideraciones sobre el origen magmático de las mineralizaciones	151
VII.1.1. La asociación ortopiroxeno-chromita	151
VII.1.2. Los arseniuros y sulfuros	154
VII.1.3. La cordierita	156
VII.1.4. La plagioclasa y la flogopita	157
VII.1.5. El grafito	158
VII.2. Génesis de los diferentes tipos de mineralizaciones durante la evolución del cuerpo ultramáfico	160
VII.3. Procedencia de los magmas mineralizantes	163
VII.3.1. ¿Proceden los líquidos mineralizantes de líquidos atrapados tras la fusión parcial de las peridotitas?	165
VII.3.2. ¿Existen evidencias de un episodio de fusión parcial a baja presión?	168
VII.3.3. ¿Tuvo lugar algún tipo de mezcla de los líquidos mineralizantes con otros de composición más silícea?	169
VIII. BIBLIOGRAFIA	173
APENDICE	

La Serranía de Ronda es un área situada en el extremo suroccidental de la Cordillera Bética, entre Málaga y Gibraltar. En esta región afloran un conjunto de macizos ultramáficos en los que se encuentran numerosos indicios minerales de Cr, Ni, Cu, Fe, C e incluso W y Bi. Algunos indicios de Ni y grafito fueron explotados de una forma intermitente desde mediados del siglo XVIII (Orueta, 1919; IGME, 1978 a) aunque en la actualidad no existe ninguna mina en activo. Así mismo, se han explotado minas de mica (flogopita-vermiculita), asbesto, dunitas y talco (actualmente existe una mina en explotación en el macizo de Ojén, Mina Rafaela).

En relación con las rocas encajantes se pueden individualizar dos grupos de mineralizaciones: unas enclavadas en el interior de los macizos ultramáficos y otras asociadas al contacto peridotitas-marmoles infrayacentes, y enclavadas en este último tipo de rocas.

Mineralizaciones enclavadas en peridotitas

a.- Mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel.- Se presentan en forma de "pods", filones o "capas" de dimensiones reducidas. Muestran una asociación mineral inusual constituida por cromita y arseniuros de níquel con ganga de piroxenos y/o cordierita. Las primeras referencias bibliográficas se remontan a los informes mineros de Alvarez de Linera (1851) y Gillman (1886). Sin embargo, no es hasta los trabajos de Rosso de Luna (1955) y, más tarde, de Febrel (1955, 1970) e IGME (1978 a y b) cuando se emiten las primeras hipótesis sobre la génesis de estas mineralizaciones. Para estos autores, las concentraciones de cromita están relacionadas con una fase ortomagmática inicial mientras que los arseniuros de níquel cristalizan en estos antiguos filones de cromita, durante etapas hidrotermales posteriores o en relación con los procesos de serpentinización tardíos. Oen (1973) y Oen et al. (1971, 1973, 1979, 1980) aportan nuevos datos mineralógicos y químicos, y proponen un origen magmático para estas mineralizaciones, relacionado con procesos de inmiscibilidad de un líquido óxido-arseniado a partir de un magma silicatado con diversos estados de fraccionamiento y/o contaminación.

b.- Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu con grafito.- Aparecen rellenando zonas de fractura de dimensiones muy variables, desde pequeñas fracturas centimétricas a otras de escala métrica a decamétrica. Muestran una gran variabilidad composicional, aunque en conjunto se puede establecer una asociación mineralógica global: entre los sulfuros aparecen pirrotina, pentlandita, calcopirita y cubanita; el grafito se encuentra en proporciones variables (0-90% en volumen); suelen contener hasta un 10% de cromita y trazas de arseniuros y sulfoarseniuros de Ni y/o Co; los minerales de la ganga más frecuentes son piroxenos, plagioclasas y flogopita. Las únicas referencias de este tipo de mineralizaciones describen la historia minera de las antiguas explotaciones de grafito de Mina Marbella, y aportan algunos datos morfológicos, mineralógicos y químicos de este yacimiento (Alvarez de Linera, 1857; Orueta, 1917). Con posterioridad a estos trabajos solo existen breves descripciones de los diversos indicios en fichas, mapas metalogénicos y en los informes del IGME (1978 a y b) donde no se llega a emitir una hipótesis genética concreta.

Mineralizaciones enclavadas en los marmoles infrayacentes de las peridotitas

a.- Mineralizaciones de magnetita de tipo "skarn".- Este grupo de mineralizaciones está representado por diversos yacimientos que han tenido una gran importancia económica en la región: Mina El Peñoncillo (también llamada La Concepción), Mina San Manuel, Mina El Robledal y Mina Serillare (Orueta, 1917; Leine, 1967; Westerhof, 1975). Las menas están constituidas esencialmente por magnetita con ganga de dolomita, tremolita-actinolita, gedrita, broncita, diópsido y forsterita, y se presentan como masas y lentes irregulares más o menos plegadas. Las hipótesis genéticas que se han emitido para estas mineralizaciones han evolucionado a lo largo de la historia. A finales del siglo XIX Gilman (en Orueta, 1917) consideraba que las bolsadas de magnetita "se han formado por segregación directa del magma peridótico", frente a la opinión de Kendall y Herdsman (en Orueta, 1917), quienes pensaban que tales bolsadas "se han formado por metamorfismo originado en profundidad por agentes hidrotermales a presión y temperatura elevadas". Leine (1967) interpreta estos depósitos como típicas mineralizaciones originadas en skarn magnésicos, mientras que Westerhof (1975) indica que la magnetita se produce por oxidación de silicatos debido a un aumento progresivo de la fugacidad de oxígeno junto a cambios sinmetamórficos de presión, temperatura y presión parcial de H₂O. Este autor diferencia, además, dos tipos de depósitos: unos en los que la concentración de hierro precede a los procesos de oxidación y metamorfismo, y es consecuencia de una alteración hidrotermal de baja temperatura relacionada con la intrusión de diques y sill básicos (el ejemplo más característico es la mina El Peñoncillo); y otros en los que la oxidación de silicatos en rocas pelíticas (responsables de la concentración de hierro) fué posterior a los procesos metamórficos y dió lugar a una preconcentración de magnetita de baja ley que, removilizada más tarde por soluciones hidrotermales, originó mayores concentraciones de magnetita. Este último tipo aparece representado, entre otros depósitos de la Serranía, en la mina Serillare.

b.- Mineralizaciones de Scheelita y bismuto.- La presencia de scheelita en la Serranía de Ronda fué descrita por Orueta (1917) aunque en todos los casos se trataba de cristales aislados recogidos en suelos y aluviones. Aunque en los años siguientes se explotó una mina al N de Estepona, no se ha realizado ningún tipo de estudios sobre el tema y solo se encuentran breves citas en fichas y mapas metalogénicos. En varias muestras recogidas en la escombrera de dicha mina se observa que la scheelita suele aparecer con bismuto y bismutinita, con ganga de condrodita, y encaja en dolomías que localmente contienen espinelas. Es aventurado emitir cualquier tipo de hipótesis sobre su génesis, aunque parece razonable pensar en procesos de metamorfismo de contacto y metasomatismo relacionados con el emplazamiento a alta temperatura de las rocas ultrabásicas.

I.1. OBJETIVOS

Dentro del esquema metalogénico expuesto, la presente Tesis trata del estudio de los diversos tipos de mineralizaciones metálicas que aparecen enclavadas dentro de las rocas ultrabásicas. Este estudio abarca

tanto la caracterización morfológica, mineralógica y química de los principales indicios minerales, como su distribución espacial en relación con las facies petrológicas de las peridotitas encajantes.

Otro aspecto de interés que se ha tenido en cuenta ha sido la posible concentración de platino en tales mineralizaciones y el estudio de su comportamiento geoquímico. La presencia de platino en aluviones en la serranía de Ronda fué ya descrita por Orueta (1915, 1917, 1919) aunque hasta ahora no se habían descrito concentraciones significativamente importantes en la región.

Este conjunto de datos conformarán la base para construir un modelo metalogénico que inserte las mineralizaciones dentro de la evolución de su contexto regional y en el marco geodinámico de las Cordilleras Béticas.

El estudio de las mineralizaciones asociadas en las zonas ultramáficas de la Terrania de Landa exige, al igual que en cualquier otro tipo de investigación geológica, una aplicación coordinada de métodos de campo y métodos de laboratorio. En este capítulo se describen brevemente los expedientes, incidiendo especialmente en aquellos aspectos peculiares del tema tratado.

II.1. METODOS DE CAMPO

La localización y el estudio de los diferentes indicios de mineralización así como el análisis de las relaciones mineralización-roca de esta implica un conocimiento previo de las características petrológicas de las rocas ultramáficas, de ahí comienza a iniciar este trabajo de investigación, la polarización de la mayor parte de los estudios petrológicos, geoquímicos, estructurales, etc., tienen, de hecho, a remolque sobre el terreno ultramáfico de Landa y, en menor medida sobre el de Oyo, así como una infraestructura propia muy destacada. Este problema se hizo más evidente al compararlo con las mineralizaciones más importantes de América en los máximos y más potentes cinturones de Oyo y Carrizosa. Por este motivo se ha realizado un trabajo de cartografía sobre ultramafitas, paralelamente al estudio de los diversos indicios de mineralización.

II

METODOLOGIA

La metodología empleada para la realización de la cartografía de las ultramafitas de Oyo, Carrizosa y Landa se ha basado en el estudio de la distribución espacial de las ultramafitas, propiamente dichas, así como de los otros tipos de rocas que las acompañan. La cartografía de estas ultramafitas se realizó mediante el uso de fotografías aéreas, fotografías satelitales y fotografías con pléjidos, así como mediante el uso de mapas de campo. El estudio de campo se realizó mediante el uso de mapas de campo, fotografías aéreas y fotografías con pléjidos. Los resultados de este estudio se han publicado en el "Boletín de Geología" de la Universidad de Chile, número 10, páginas 1-10.

El estudio de campo se realizó mediante el uso de mapas de campo, fotografías aéreas y fotografías con pléjidos. Los resultados de este estudio se han publicado en el "Boletín de Geología" de la Universidad de Chile, número 10, páginas 1-10.

El estudio de campo se realizó mediante el uso de mapas de campo, fotografías aéreas y fotografías con pléjidos. Los resultados de este estudio se han publicado en el "Boletín de Geología" de la Universidad de Chile, número 10, páginas 1-10.

El estudio de las mineralizaciones enclavadas en las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda exige, al igual que en cualquier otro tipo de investigación geológica, una aplicación coordinada de métodos de campo y métodos de laboratorio. En este capítulo se describen brevemente los empleados, incidiendo especialmente en aquellos aspectos peculiares del tema tratado.

II.1. METODOS DE CAMPO

La localización y el estudio de los diferentes indicios de mineralización así como el análisis de las relaciones mineralización-roca de caja implica un conocimiento previo de las características petrológicas de las rocas ultramáficas. En el momento de iniciar este trabajo de investigación, la polarización de la mayor parte de los estudios petrológicos, geoquímicos, estructurales e, incluso, de geología regional sobre el macizo ultramáfico de Ronda y, en menor medida sobre el de Ojén, reflejaba una infraestructura previa muy desigual. Este problema se hizo más evidente al comprobar que las mineralizaciones más importantes se localizan en los macizos más pobremente estudiados: Ojén y Carratraca. Por este motivo se ha realizado un trabajo de cartografía sobre tales macizos, paralelamente al estudio de los diversos indicios de mineralización.

Cartografía

La metodología empleada para la realización de la cartografía de los macizos ultramáficos de Ojén, Carratraca y La Robla se ha basado en el modelo de distribución de facies minerales de las lertzolitas propuesto por Obata (1980) en el macizo de Ronda. Dicho modelo pone de manifiesto la coexistencia de facies de lertzolitas con granate, de lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita y Seiland) y de lertzolitas con plagioclasa. Los mapas geológicos se han elaborado a escala 1:25000 mediante la realización de numerosos recorridos de campo, durante los cuales se han anotado sistemáticamente, las características petrográficas de las rocas ultramáficas, junto a la orientación del "layering" (disposición de las capas de piroxenitas), de la foliación y de la lineación mineral.

En el macizo de Ojén, el excelente trabajo realizado por J.M. Tubía (1985) ha permitido focalizar la labor de cartografía exclusivamente sobre las rocas ultramáficas, aceptando, en un principio, la interpretación del citado autor para las rocas adyacentes. En el caso de los macizos de Carratraca y La Robla, la información previa era mucho más limitada. Sobre estos macizos se ha realizado un trabajo mucho más exhaustivo, en el cual, además de analizar la distribución de facies minerales de las lertzolitas, se han cartografiado en detalle los contactos de los macizos y los diferentes conjuntos litológicos que afloran en la región.

Las peculiares características que muestra el área del Arroyo de la Cala aconsejaron la realización de una cartografía detallada de las diferentes facies petrológicas. Esta cartografía se ha realizado a escala 1:5000.

Toma de muestras

Se han recogido un total de 150 muestras de peridotitas y de piroxenitas con el objetivo de caracterizar las zonas con diferentes facies petrológicas representadas en la cartografía. La densidad del muestreo ha sido muy desigual, de unas zonas a otras y ha estado determinada, sobre todo, por la distribución espacial de las mineralizaciones. Así, en las áreas próximas a los indicios, tal densidad ha sido mayor, teniendo en cuenta, además, el grado de serpentización de las rocas.

El muestreo de las mineralizaciones ha estado condicionado por la calidad de afloramiento de las mismas. En los indicios del Arroyo de Los Caballos, Mina Baeza, Arroyo de La Cala, El Nebral, La Gallega y Los Pobres, se ha tenido acceso directo a los cuerpos mineralizados y, en consecuencia, las diferentes muestras recogidas están bien localizadas en las diferentes partes de los pods y filones. Por el contrario, en el resto de los indicios estudiados, las minas se encuentran actualmente hundidas (El Lentisco, El Inglés y Minas del Majar del Toro), inundadas (San Juan) o en un estado de conservación pésimo (El Sapo, San Agustín, Mina Marbella, El Aguila, El Gallego y San Pedro) que no permite localizar "in situ" la mineralización. En estos casos, la búsqueda y selección de muestras se ha realizado estadísticamente sobre los ejemplares encontrados en las diferentes escombreras, lo cual limita la comprensión espacial de las mineralizaciones y deja en manos del azar la observación de determinadas paragénesis y aspectos texturales que pudiesen ser claves para la investigación. Esta limitación conlleva, además, que un gran número de muestras se encuentren en un estado de meteorización avanzado, o presenten un tamaño demasiado pequeño para poder ser analizados químicamente. En total se han recogido más de 200 muestras, de las cuales 115 están bien localizadas en los diferentes cuerpos minerales y el resto corresponden a muestras de escombrera.

En el macizo de Beni Bousera solamente se han podido observar "in situ" el indicio de sulfuros de Amasined y la zona más superficial de Biatán. En el resto de los indicios estudiados (Talambiden, Tafart, Galarós, Mina del Rio, Islan, Malijan, Tassaitan y Tasift), las muestras proceden de las escombreras. Sobre estos indicios se han recogido un total de 70 muestras, junto a unas 50 más, representativas de los diferentes tipos de peridotitas y piroxenitas de este macizo.

Un pequeño, aunque importante grupo de muestras han sido donadas por otros investigadores directamente relacionados con la problemática que se plantea en este estudio: las muestras de La Gallega números 7515, 7518, 7521, 7523 y 7525, compuestas por ortopiroxeno y cordierita, proceden de la colección del Dr. Hernandez-Pacheco (Universidad Complutense de Madrid), y las muestras 0.6811, 0.6613 y 0.6643 corresponden a las recogidas por el Dr. I.S. Oen (Universidad de Amsterdam) durante su investigación en las mineralizaciones de Los Jarales. La muestra RO-32 procedente de Mina Marbella nos ha sido donada por M. Ruiz Montes (IGME, Granada) y las GA-1 y TA-1 correspondientes a las minas de Galarós y Tafart (Beni Bousera) respectivamente, corresponden a muestras recogidas durante la explotación de dichas minas y han podido ser estudiadas gracias a la cortesía de A. Tabit (Universidad de Marrakech).

Finalmente se ha tenido acceso a diversas colecciones de muestras correspondientes a trabajos de investigación que se están llevando a cabo

actualmente. En este sentido cabe destacar la gran cantidad de láminas de peridotitas y capas máficas de los macizos de Ojén y Beni Bousera pertenecientes a K. Targuisti (Facultad de Ciencias de Tetuán), algunas muestras de las rocas metamórficas adyacentes a las peridotitas procedentes de los trabajos de J.C. Balanyá y J.I. Soto (Universidad de Granada) y diversas preparaciones pulidas de muestras de Mina Marbella pertenecientes a F.J. Luque del Villar (Universidad Complutense de Madrid).

II.2. METODOS DE LABORATORIO

Estudios ópticos

Las asociaciones minerales y las relaciones texturales en las peridotitas, capas máficas y mineralizaciones se han estudiado sobre preparaciones de láminas delgadas, láminas delgado-pulidas y sobre probetas pulidas, mediante microscopía de luz transmitida y de luz reflejada. Este estudio ha permitido seleccionar paragénesis de interés para su posterior estudio analítico mediante microsonda electrónica.

Difracción de rayos X

Los estudios realizados mediante esta técnica se han llevado a cabo usando un difractómetro philips PW-1710 equipado con monocromador de grafito y rendija automática. Se han usado radiaciones Cu K α con filtro de Ni.

Esta técnica se ha empleado con varios objetivos:

- Determinación de la mineralogía global sobre muestras delgadas y/o fuertemente meteorizadas.
- Análisis de los filosilicatos existentes en las asociaciones minerales, especialmente de los intercrecimientos flogopita-clorita.
- Cálculo del espaciado basal del grafito con el objeto de analizar las variaciones de este parámetro y su uso como geotermómetro según el método propuesto por Shengelia et al. (1979) y Luque del Villar et al. (1987).

En este último caso se han obtenido concentrados de grafito a partir de muestras procedentes de diversos yacimientos de sulfuros con grafito, mediante ataque ácido (Luque del Villar et al., 1987), con los cuales se han preparado agregados orientados usando silicio metálico como "standard" interno. El cálculo del espaciado basal del grafito se ha realizado sobre la reflexión (002) usando dos métodos independientemente: 1) midiendo el ángulo 2θ de una forma precisa sobre el máximo del pico en un registro dinámico realizado a baja velocidad (1.3°/minuto) entre 23 y

29°; y 2) calculando el espaciado medio ponderado sobre perfiles obtenidos con registro estático.

Microsonda electrónica

Esta técnica ha sido el arma fundamental en la investigación llevada a cabo. Se ha utilizado, principalmente, para el análisis químico cuantitativo de los diversos minerales que integran las asociaciones minerales más importantes, con especial énfasis en las cromitas, dado su carácter como excelentes indicadores petrogenéticos (Irvine, 1965). También se han realizado fotos de dispersión de rayos X orientadas, sobre todo, a estudiar posibles fenómenos de zonación o desmezcla.

El estudio se ha llevado a cabo en la Universidad de Montpellier (Francia) mediante un instrumento modelo "CAMEBAX micro beam", totalmente automatizado. Para los análisis de silicatos y óxidos se ha trabajado con un voltaje de 15 kv mientras que para los sulfuros y arseniuros se utilizó un voltaje superior (20 kv).

También se han realizado diversos análisis de sulfuros y arseniuros con una microsonda automática ARL-SEMQ existente en la Universidad de Módena (Italia), aunque estos análisis, debido al fallo de un espectrómetro solo se han usado con carácter identificativo.

Microscopía electrónica

El microscopio electrónico en sus dos modalidades, de transmisión (TEM) y de barrido (SEM) se ha utilizado para estudiar dos aspectos mineralógicos particulares.

Mediante el uso del TEM se han analizado los cristales de flogopita que aparecen en relación con las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel, obteniéndose imágenes de alta resolución que muestran los planos reticulares (001) de los cristales de mica, y que ponen de manifiesto una estructura en capas definida por intercrecimientos irregulares de mica y clorita. Este estudio ha sido realizado por A. Sanchez Navas usando un aparato Zeiss EM10C, existente en los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

El SEM se ha empleado para la localización y análisis de minerales de elementos del grupo del platino. Este trabajo ha sido realizado por J. Jedwab (Universidad Libre de Bruselas) según un método estructurado en varias etapas (Jedwab, 1987):

- Barrido detallado de toda la superficie de una sección pulida usando el modo de "electrones retrodispersados", lo que permite señalar la posición de los minerales de elementos pesados;
- Los minerales de elementos pesados se analizan cualitativamente mediante espectrometría de dispersión de rayos X;

- Los análisis obtenidos se tratan mediante un programa SSQ ("standadless semi-cuantitativo") para obtener, en la mayor parte de los casos, las proporciones estequiométricas correspondientes a las fórmulas de los minerales reconocidos.

Análisis de metales nobles

Los análisis de metales nobles, especialmente algunos elementos del grupo del platino (EGP), suelen presentar numerosos problemas relacionados con su baja concentración habitual (< 1 ppm). Los diferentes métodos analíticos empleados suelen incluir una primera fase de preconcentración de tales elementos mediante ensayo al fuego, utilizando sulfuro de níquel como colector. Durante la fusión, se produce una reacción de intercambio de forma que los EGP se incorporan en la fracción sulfurada. El residuo resultante se disuelve en medio ácido (HCl, y agua regia).

El análisis de estas soluciones se ha llevado a cabo principalmente por medio de activación neutrónica o mediante espectrometría de masas sobre plasma (ICP-MS, "Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry") en los laboratorios "X Ray Assay Laboratories LTD" Don Mills, Ontario (Canadá). Los límites de detección para los metales nobles son: Pt, Pd y Ru, 0,005 ppm; Os, 0,003 ppm; Rh y Au, 0,001 ppm e Ir, 0,0001 ppm. Talkington y Watkinson (1986) han obtenido una desviación standard aproximada del 10-15% para el Pt, Rh, Os, Ir y Ru, y del 25% para el Pd, en muestras de Cromita procedentes de Terranova analizadas en estos mismos laboratorios canadienses.

Algunos análisis han sido contrastados mediante absorción atómica con arco de carbono dotada de compensación Zeeman, en los laboratorios de DEGUSSA AG (Frankfurt, RFA) y mediante absorción atómica electrotérmica (Amossé et al., 1984) en la Universidad de Grenoble (Francia).

Tratamiento de datos

Los datos obtenidos mediante microsonda electrónica se han tratado sobre diagramas apropiados con el objeto de estudiar, sobre todo, las posibles variaciones en la composición mineral y las tendencias de tales variaciones.

La cromita ha sido el mineral más ampliamente analizado debido a su carácter como indicador petrogenético. Su composición y las variaciones de la misma se han tratado con referencia al prisma composicional de las espinela (Fig. 1). Puesto que, como se observa en el apéndice de esta memoria, las cromitas de los diferentes tipos de mineralizaciones son extremadamente pobres en Fe^{3+} , solo se ha usado el plano basal del prisma para el análisis de sus tendencias de variación química. No obstante, los ejes X e Y de este diagrama se han modificado ligeramente dada la importante concentración de otros componentes minoritarios (Zn, V y Ti) en la red de la cromita. Así, en abcisas se han representado los valores de X_{Mg} ($X_{Mg} = Mg/ER^{++}$) y en ordenadas se han colocado los valores de Y_{Cr} ($Y_{Cr} = Cr/ER^{+++}$).

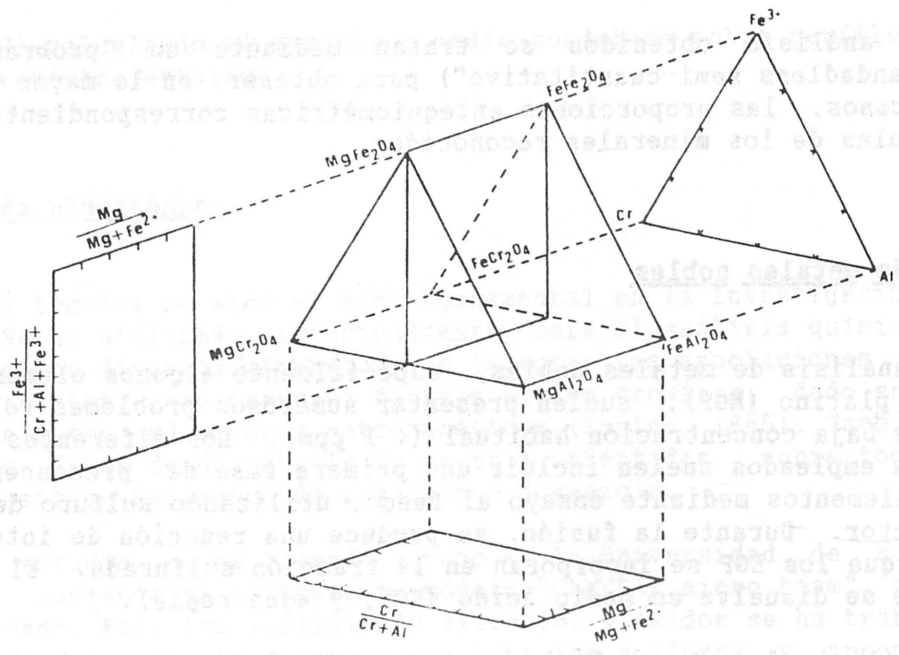


Fig. 1.- Prisma composicional de las espinelas. Se indican las proyecciones más frecuentes para la representación de las composiciones de las cromitas.

Para estudiar la distribución de los elementos del grupo del platino se han utilizado los diagramas propuestos por Maldrett et al. (1979). En estos diagramas se representan, en el eje de abscisas, los EGP ordenados de mayor a menor punto de fusión (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd), mientras que en ordenadas se proyecta la concentración de tales elementos, una vez normalizados respecto a los valores de las condritas.. Para la normalización se han utilizado los contenidos (en ppm) de las condritas C₂ (McBryde, 1972): Os, 0,7; Ir, 0,5; Ru,1,0; Rh, 0,2; Pt,1,2; Pd,1,5. Además, con el objeto de obtener una comparación más exacta de las concentraciones de EGP en muestras con diferentes proporciones de menas, tales contenidos se han recalculado al 100% de menas, asumiendo que todos los EGP se encuentran concentrados en tales minerales.

III.1. SITUACION DE LOS MACIZOS

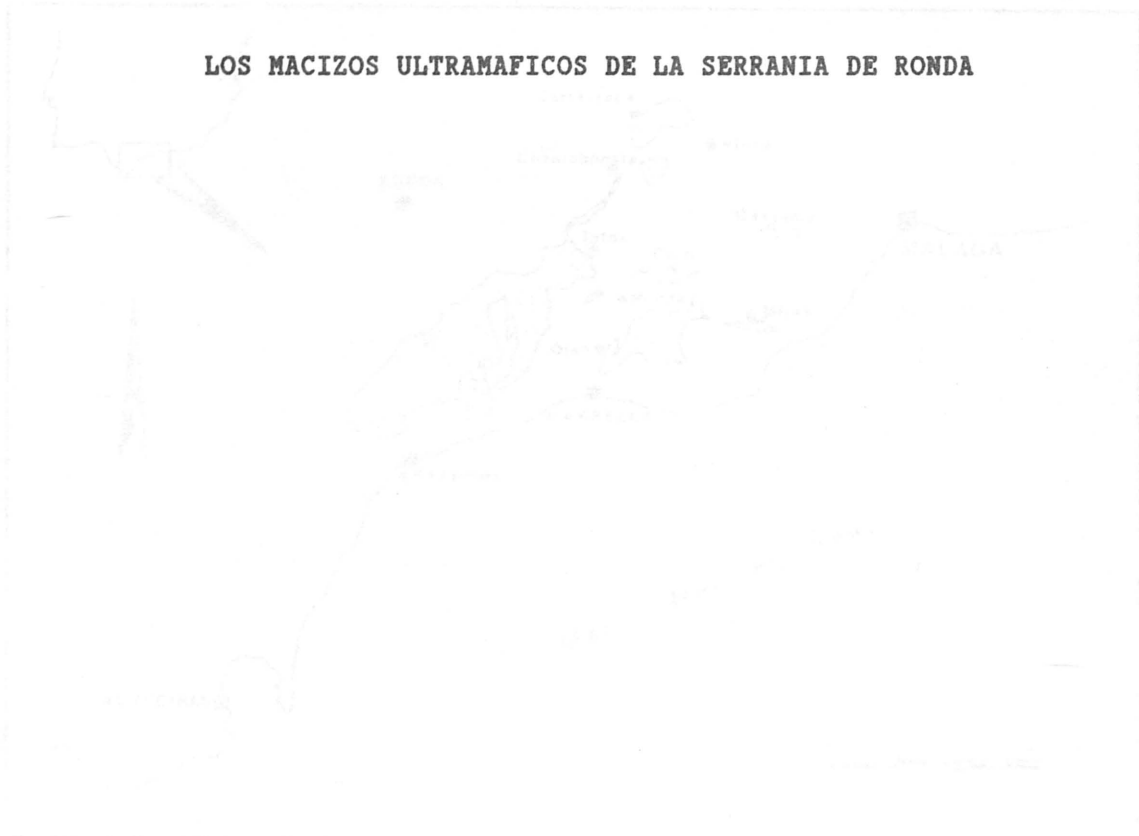
Los macizos ultramaficos de la Serrania de Ronda se localizan en la parte más occidental de la provincia de Málaga, ocupando una extensión superior a 2.000 km². Esta área está delimitada por las coordenadas 36° 31' y 36° 35' de longitud Oeste, y 36° 25' y 36° 53' de latitud Norte. Se encuentran comprendidos total o parcialmente en las hojas de Ardales (1058), Ronda (1060), Alora (1052), Cortes de la Frontera (1069), Atarés (1071), Ojén (1066), Alcañices de la Frontera (1071) y Estepona (1072) del Mapa Topográfico Nacional (E: 1:50.000).

Los diferentes macizos de peridotitas existentes tienen unas dimensiones muy variadas. Entre ellos, los principales son:

- Macizo de Ronda. Se sitúa al sur de dicha ciudad y cubre una superficie superior a 800 km², desde el Macizo de San Roque al norte de Estepona, hasta la Sierra de Jula.
- Macizo de Jula. Incluye todo el conjunto rocoso de Sierra Alpujata, situada al este de Ojén. Su extensión es superior a 70 km².

III

LOS MACIZOS ULTRAMAFICOS DE LA SERRANIA DE RONDA



Este mapa fue elaborado a partir de los datos geológicos y topográficos de la zona, obtenidos de los mapas topográficos nacionales y de los trabajos de campo realizados en el año 1970.

III.1. SITUACION GEOGRAFICA

Los afloramientos de rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda se localizan en la parte más occidental de la provincia de Málaga (Fig. 2), ocupando una extensión superior a 2.000 km². Este área está delimitada por las coordenadas 0° 53' y 1° 34' de longitud Oeste, y 36° 25' y 36° 53' de latitud Norte. Se encuentra comprendida total o parcialmente en las hojas de Ardales (1038), Ronda (1051), Alora (1052), Cortes de la Frontera (1064), Marbella (1065), Coín (1066), Jimena de la Frontera (1071) y Estepona (1072) del Mapa Topográfico Nacional (E: 1/50.000).

Los diferentes macizos de peridotitas existentes tienen unas dimensiones muy variables. Entre ellos, los principales son:

- **Macizo de Ronda.** Se sitúa al sur de dicha ciudad y abarca una superficie superior a 300 km², desde el Macizo de Los Reales al norte de Estepona, hasta la Sierra de Tolox.
- **Macizo de Ojén.** Incluye todo el conjunto rocoso de Sierra Alpujata, situada al este de Ojén. Su extensión es superior a 70 km².

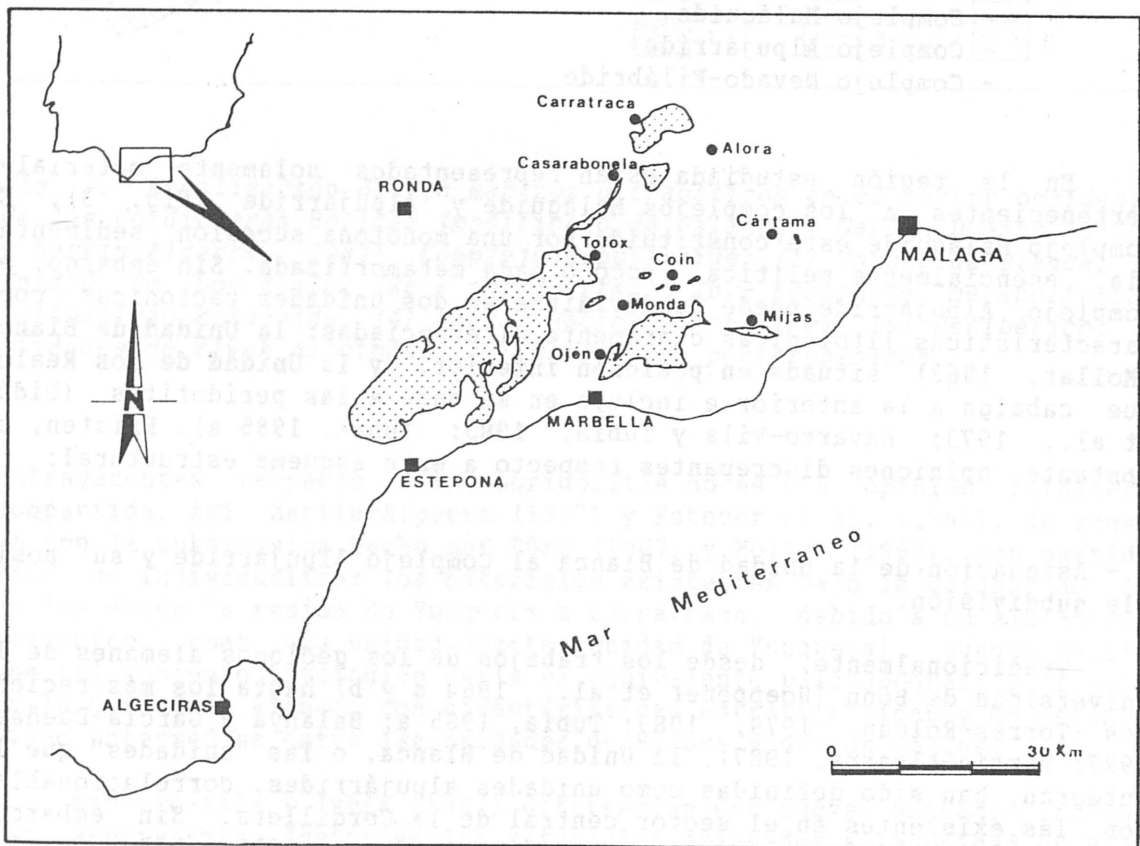


Fig. 2.- Esquema de situación geográfica de los afloramientos de rocas ultramáficas (punteado) en la provincia de Málaga.

- **Macizo de Carratraca.** Posee una extensión próxima a 60 km² e incluye los afloramientos de peridotitas de la Sierra de las Aguas y de Los Jarales, al este y sur, respectivamente, del pueblo de Carratraca.

Otros macizos de peridotitas de pequeñas dimensiones son: el de **La Robla**, situado al este de Casarabonela y al sur del macizo de Carratraca; el de **Mijas**, situado al sur de dicho pueblo; el de **Sierra Pelada**, situado al oeste de Coin; y el de la **Dehesa del Albarque**, situado al oeste de Monda (Fig.2)

Existen también pequeñas masas decamétricas a hectométricas de serpentinitas desde la región al norte de la Sierra de Tolox hasta Casarabonela; bordeando Sierra Blanca entre Marbella e Istán; y al norte de Sierra Alpujata, entre Monda y Alahurín el Grande.

III.2. CONTEXTO GEOLOGICO

Los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda encajan en las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, las cuales se encuentran estructuradas en tres grandes complejos tectónicos superpuestos denominados de arriba a abajo:

- Complejo Maláguide
- Complejo Alpujárride
- Complejo Nevado-Filábride

En la región estudiada están representados solamente materiales pertenecientes a los complejos Maláguide y Alpujárride (Fig. 3). El Complejo Maláguide está constituido por una monótona sucesión sedimentaria, esencialmente pelítica, poco o nada metamorfizada. Sin embargo, el Complejo Alpujárride puede subdividirse en dos unidades tectónicas con características litológicas claramente diferenciadas: la **Unidad de Blanca** (Mollat, 1968) situada en posición inferior, y la **Unidad de Los Reales** (Didón et al., 1973; Navarro-Vila y Tubía, 1983; Tubía, 1985 a). Existen, no obstante, opiniones discrepantes respecto a este esquema estructural:

1.- Asignación de la Unidad de Blanca al Complejo Alpujárride y su posible subdivisión.

Tradicionalmente, desde los trabajos de los geólogos alemanes de la Universidad de Bonn (Hoeppener et al., 1964 a y b) hasta los más recientes (Torres-Roldan, 1979, 1983; Tubía, 1985 a; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Martín-Algarra, 1987), la Unidad de Blanca, o las "unidades" que la integran, han sido definidas como unidades alpujárrides, correlacionables con las existentes en el sector central de la Cordillera. Sin embargo, diversos autores (Egeler y Simon, 1969; Lundeen, 1978; Piles et al., 1978) mantienen que dichas unidades pertenecen al Complejo Nevado-Filábride.

La asignación a una única unidad tectónica de todos los materiales

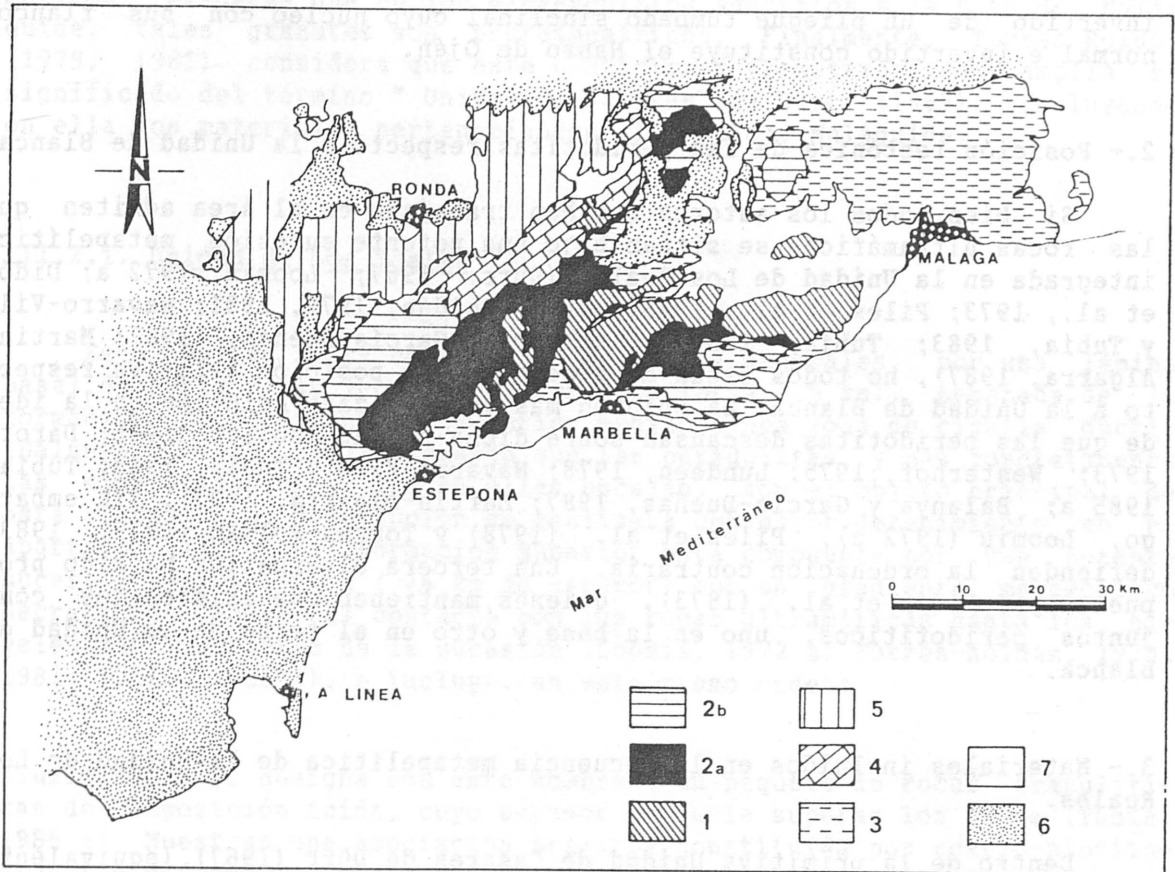


Fig. 3.- Localización de los macizos ultramáficos en el sector occidental de las Cordilleras Béticas (modificado de Balanyá y García Dueñas, 1987, y Martín-Algarra, 1987). Complejo Alpujárride: (1) Unidad de Blanca; (2) Unidad de Los Reales (2a.- peridotitas; 2b.- secuencia metapelítica). (3) Complejo Maláguide. (4) Dorsal Bética o Rondaires. (5) Penibético. (6) Unidades de flysh alóctonas. (7) Materiales postorogénicos.

infrayacentes respecto a las peridotitas no es una opinión totalmente compartida. Así, Martín-Algarra (1987) y Estevez et al. (1988), de acuerdo con la subdivisión hecha por Dürr (1967) y Mollat (1968), son partidarios de individualizar los materiales existentes bajo la Unidad de Los Reales desde la región de Yunquera a Carratraca, debido a su aislamiento tectónico, como una Unidad aparte (Unidad de Yunquera), aunque admiten que tal conjunto litológico sería el equivalente paleogeográfico frontal de la Unidad de Blanca, con características estratigráficas y de metamorfismo intermedias entre las unidades de Blanca y de Los Reales.

Navarro-Vila y Tubía (1983) diferencian dos nuevas unidades tectónicas superpuestas dentro de los materiales asignados a la Unidad de Blanca, que denominan, en sentido ascendente: Manto de Ojén y Manto de Guadiza. Esta opinión es refutada por Martín-Algarra (1987), quien considera que los rasgos litológicos y estructurales que caracterizan tales unidades pueden explicarse por causas tectónicas relacionadas con el

emplazamiento de la Unidad de Los Reales. En la misma línea, Balanyá et al. (1987) consideran que el Manto de Guadaiza representa el flanco invertido de un pliegue tumbado sinclinal cuyo núcleo con sus flancos normal e invertido constituye el Manto de Ojén.

2.- Posición tectónica de las peridotitas respecto a la Unidad de Blanca.

Si bien todos los autores que han trabajado en el área admiten que las rocas ultramáficas se sitúan bajo una potente sucesión metapelítica integrada en la Unidad de Los Reales (Dürr, 1967; Loomis, 1972 a; Didón et al., 1973; Piles et al., 1978; Torres-Roldán, 1979, 1981; Navarro-Vila y Tubía, 1983; Tubía, 1985 a; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Martín-Algarra, 1987), no todos están de acuerdo en su posición relativa respecto a la Unidad de Blanca. La opinión más generalizada coincide en la idea de que las peridotitas descansan sobre dicha unidad (Mollat, 1968; Darot, 1973; Westerhof, 1975; Lundeen, 1978; Navarro-Vila y Tubía, 1983; Tubía, 1985 a; Balanyá y García-Dueñas, 1987; Martín-Algarra, 1987). Sin embargo, Loomis (1972 a), Piles et al. (1978) y Torres-Roldán (1979, 1983) defienden la ordenación contraria. Una tercera alternativa ha sido propuesta por Didón et al. (1973), quienes mantienen que existen dos conjuntos peridotíticos, uno en la base y otro en el techo de la Unidad de Blanca.

3.- Materiales incluidos en la secuencia metapelítica de la Unidad de Los Reales.

Dentro de la primitiva Unidad de Casares de Dürr (1967) (equivalente a la llamada "gneiss series" por Loomis, 1972 a), Didón et al. (1973) utilizan el término Unidad de Los Reales para individualizar al conjunto formado por las peridotitas y su envolvente metamórfica, respecto a las imbricaciones de materiales alpujárrides que existen por encima del mismo. Para este paquete de materiales imbricados reservaron el término Unidad de Casares. Más tarde Navarro-Vila y Tubía (1983) y Tubía (1985 a) definieron el manto de Los Reales con el mismo significado que Didón et al. (1973). En este trabajo se usará dicho término en su acepción más amplia incluyendo los materiales filitosos, con pasadas discontinuas de mármoles hacia el techo, situados en la parte más alta de la secuencia metapelítica y que poseen, en determinados sectores, una complicada estructura tectónica (zona de imbricaciones de Benarrabá-Casares de Balanyá et al., 1987, o Formación Tonosa de Martín-Algarra, 1987).

4.- Posición y naturaleza del contacto entre el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide.

Este límite ha sido ambiguo desde los trabajos de Dürr (1967) y Mollat (1968) quienes asignaron la mayor parte de los terrenos metamórficos del Bético de Málaga de Blumenthal (1949) al Complejo Alpujárride. Durand-Delgá (1968) redefinió el término Maláguide estableciendo su base en un paquete de filitas grises-azuladas y grauwackas. Esta idea ha sido generalmente aceptada en trabajos posteriores. Sin embargo, Tubía (1985 a) estima que el límite inferior del Maláguide está por debajo del establecido por Durand-Delgá (op. cit.) y queda definido por un paquete de micaesquistos con andalucita y granate. Este autor argumenta tal división en base a las relaciones blastesis-deformación de los granates: en los

micasquistos de la Unidad de Los Reales los granates son pre o sincinemáticos, mientras que en los micaesquistos adscritos a la base del Maláguide, tales granates son postcinemáticos. Finalmente, Torres-Roldán (1979, 1981) considera que este contacto es premetamórfico y amplía el significado del término "Unidad de Casares" de Dürr (1967), incluyendo en ella los materiales pertenecientes al Complejo Maláguide.

III.2.1. Unidad de Los Reales

Esta unidad está compuesta, en rasgos generales, por una lámina basal de peridotitas (con un espesor superior a 1.5 km), separada de la formación metasedimentaria superior mediante una zona de cizalla dúctil (Balanyá et al., 1987). Puesto que las peridotitas, y más concretamente las mineralizaciones que en ellas encajan, son el objeto principal de esta Tesis, su descripción se realizará con mayor detenimiento en el apartado III.3. La formación superior está compuesta por una potente sucesión metapelítica (~6 km de espesor) con un gradiente metamórfico decreciente desde el contacto con las rocas ultramáficas hasta los niveles más superiores de la sucesión (Loomis, 1972 a; Torres-Roldán, 1979, 1981; Tubía, 1985 a), e incluye, en este mismo orden:

Kinzigitas.- Se designa con este nombre a un paquete de rocas granulíticas de composición ácida, cuyo espesor no suele superar los 100 m (Tubía, 1985 a). Muestran una asociación primaria constituida por cuarzo-biotita-granate-feldespato potásico-plagioclasa-distena. En condiciones posteriores de metamordismo retrogrado, parte del granate y la distena se desestabilizan dando cordierita y sillimanita secundarias (Loomis, 1972 a; Torres-Roldán, 1981). Dentro de este tramo, se observan numerosos diferenciados pegmatíticos (rocas cuarzo-feldespáticas con turmalina), y esporádicas lentes de piroxenitas, de anfibolitas y de mármoles. El grafito es también un mineral muy abundante, hasta el punto de haber sido objeto de explotación minera en las kinzigitas del Rif, equivalentes a las existentes en la Cordillera Bética.

Gneisses y migmatitas.- Esta secuencia está formada por un conjunto rocoso de una potencia próxima a los 2 km. Su contacto con las kinzigitas es gradual, conservando relictos de granate y distena en las proximidades de dicho contacto. Muestran una asociación mineral formada por sillimanita-biotita-(feldespato potásico o moscovita)-plagioclasa-cuarzo (Loomis, 1972 a; Torres-Roldán, 1981). La presencia de moscovita está limitada a los tramos superiores de la secuencia mientras que en el resto, la fase estable es el feldespato potásico (Tubía, 1985 a). De acuerdo con este mismo autor, dentro de la secuencia de gneisses y migmatitas aparecen también, masas lenticulares de mármoles calizos paralelas a las superficies de la esquistosidad S_2 , y filones de aplitas y diabasas discordantes respecto a dichas superficies.

Micasquistos con sillimanita, estauroлита y andalucita.- Constituyen una sucesión esquistosa monótona de más de 2 km de potencia con cristalinidad creciente hacia los términos inferiores de la misma, donde se establece un paso gradual con el conjunto inferior de gneisses y migmatitas (Didón et al., 1973; Tubía, 1985 a). Toda la sucesión es rica en grafito y contiene bancos de esquistos cuarcíticos y masas lenticulares de conglo-

merados en la parte más baja (esquistos con sillimanita). El techo de esta sucesión viene marcado por un tramo de micaesquistos de grano fino con una asociación mineral compuesta por clorita-mica blanca-biotita-cuarzo-(andalucita), y donde se reconoce una asociación relicto formada por granate y distena (zona de biotita-clorita-(andalucita) de Torres-Roldán, 1981).

Filitas y cuarcitas.- Este paquete posee una potencia próxima a 1 km. Hacia la base muestra unos niveles de micaesquistos de grano fino con biotita. El resto de la secuencia está constituido por filitas y cuarcitas con una asociación mineral típica de metamorfismo de grado bajo: clorita-mica blanca-cuarzo. Este tramo se corresponde aproximadamente con la zona de clorita-moscovita de Torres-Roldán, 1981).

Carbonatos.- Estos materiales están representados por niveles discontinuos de mármoles de escala métrica, en el techo de la secuencia metapelítica (Balanyá, com. pers.). Martín-Algarra (1987) señala, además, la presencia de delgadas intercalaciones de calcoesquistos, a veces con yeso, a techo de la sucesión de filitas y cuarcitas (Formación Tonosa para este autor).

Según las investigaciones llevadas a cabo por Tubía (1985 a) y Balanyá (en curso), en esta secuencia metapelítica se reconoce una esquistosidad principal S_2 , de características diferentes según el tramo litológico (Tubía, 1985). Esta esquistosidad lleva asociados pliegues P_2 de escala métrica a decamétrica de geometría isoclinal, orientados en dirección N70E, y en los que se desarrolla una lineación de estiramiento paralela u oblicua a los ejes. Dichos pliegues suelen presentar charnelas curvas. La esquistosidad S_1 se reconoce difícilmente y está definida por orientaciones bidimensionales de minerales metamórficos sincinemáticos, aislados en la roca o incluidos en blastos post- S_1 y pre- S_2 . En ningún caso se han reconocido pliegues asociados a esta fase de deformación. Existe igualmente una tercera fase de deformación que produce una S_3 , la cual pliega y llega a transponer a S_2 , y lleva asociados pliegues P_3 de geometría similar con vergencia norte.

III.2.2. Unidad de Blanca

La unidad de Blanca fue definida por Mollat (1968). Muestra una secuencia estratigráfica similar a la que presentan las unidades alpujarrides del sector central de la Cordillera Bética, aunque con un grado metamórfico más elevado. La base de la secuencia está formada por una sucesión metapelítica que incluye migmatitas, gneises y esquistos, ordenados y denominados de forma diferente por los distintos autores que han trabajado en la región (Mollat, 1968; Buntfuss, 1970; Westerhof, 1975; Tubía, 1985 a; Martín-Algarra, 1987). Sobre esta sucesión metapelítica descansa una potente formación carbonatada compuesta por mármoles calizos y dolomíticos (su posición relativa es también discutible, ver Martín-Algarra, 1987), con intercalaciones calcosilicatadas, metapelíticas y cuarcíticas. El contacto entre ambos conjuntos litológicos es gradual y se realiza a través de una zona en la que alternan gneises pelíticos y micaesquistos, cuarcitas, anfíbolitas y mármoles calizos (Martín-Algarra, op. cit.). Esta secuencia estratigráfica global se encuentra actualmente

plegada, invertida y/o fragmentada, debido a procesos tectónicos relacionados con, o posteriores al emplazamiento de la Unidad de Los Reales (Mollat, 1968; Tubía, 1985 a; Balanyá et al., 1987; Martín-Algarra, 1987).

Las peridotitas se disponen sobre diferentes tramos litológicos de la Unidad de Blanca aunque en todos los casos lo hacen sobre una aureola dinamo-térmica compuesta por milonitas cuarzo-feldespáticas de alta temperatura y migmatitas de alta temperatura y baja presión (Westerhof, 1977; Lundeen, 1978; Tubía, 1985 a y b; Tubía y Cuevas, 1986).

Las fases de deformación reconocidas en los materiales que integran esta unidad son las mismas que se han descrito en la Unidad de Los Reales (Tubía, 1985 a). Siguiendo la síntesis del metamorfismo de esta unidad realizada por Martín-Algarra (1987), se constata que la primera fase metamórfica viene marcada por la presencia de relictos sincinemáticos con una asociación compuesta por plagioclasa-granate-distena-feldespatos potásico-cuarzo, así como por la presencia de piroxenos en los niveles cuarcíticos y la asociación clinopiroxeno-granate-plagioclasa-cuarzo en las ortoanfibolitas, las cuales reflejan condiciones de alta presión y alta temperatura ($\sim 8-9$ kb y $725 \pm 50^\circ\text{C}$) (Westerhof, 1975). Según este mismo autor, durante la segunda etapa de deformación se mantuvieron las condiciones de temperatura, mientras que la presión descendió ligeramente ($7-8$ kb). Esto provocó la desestabilización de los minerales de alta presión en las metapelitas (distena y piroxenos) y la blastesis generalizada de las fases estables en las nuevas condiciones: biotita, sillimanita y anfíboles. En los mármoles aparecieron asociaciones que incluían diópsido, forsterita, tremolita, hornblenda y/o gedrita, dependiendo de su composición. En los esquistos del Manto de Guadaiza, Tubía (1985 a) señala que durante esta etapa de deformación las condiciones de temperatura fueron más bajas ($\sim 525-550^\circ\text{C}$), tal como indica la presencia del par biotita-estaurorolita.

Con posterioridad a esta segunda fase se produce un brusco descenso de la presión hasta valores comprendidos entre 3 y 5 kb, a temperatura constante ($\sim 750^\circ\text{C}$) lo que dió lugar a una blastesis en condiciones estáticas y, más tarde, a los procesos de migmatización estática y a los asociados al cabalgamiento de las peridotitas (Westerhof, 1975, 1977; Torres-Roldán, 1979, 1983; Lundeen, 1978; Tubía, 1985 a y b).

Las últimas transformaciones minerales originaron agregados desorientados de mica blanca que tuvieron lugar durante procesos tardíos de retrometamorfismo, en condiciones inferiores a 500°C y 2 kb, probablemente favorecidos por la entrada de agua en el sistema (Torres-Roldán, 1979).

III.3. CARACTERISTICAS PETROLOGICAS

Los macizos ultramáficos están constituidos esencialmente por lertzolitas y harzburgitas distribuidas irregularmente. Estas rocas representan entre el 85 y el 90% en volumen del total, mientras el resto (10-15%) está formado por dunitas, capas máficas (piroxenitas) y diques leucocráticos (Hernández-Pacheco, 1967; Dickey, 1970; Aguilar et al., 1973; Darot, 1973; Obata, 1977). Gran parte de las rocas ultramáficas primarias

están muy alteradas por procesos de serpentización tardíos relacionados, sobre todo, con las zonas de contacto de las peridotitas con los materiales corticales encajantes y con las zonas de fractura desarrolladas dentro de tales cuerpos ultramáficos. En términos generales se puede establecer que el grado de serpentización de los diferentes macizos se correlaciona inversamente con su tamaño. En consecuencia el macizo que posee un mayor volumen (macizo de Ronda) es el que presenta menor grado de serpentización. Por esta razón, la mayor parte de los estudios realizados sobre las rocas ultramáficas de la Serranía se han centrado sobre dicho macizo (Dickey, 1970; Aguilar et al., 1973; Darot, 1973; Obata, 1977, 1980; Schubert, 1977; Stockman, 1982; Frey et al., 1985; Reisberg y Zindler, 1987; Suen y Frey, 1987), mientras que sobre el de Ojén y el de Carratraca existen pocos datos (Hernandez-Pacheco, 1967; Hoyos et al., 1970). Salvando los efectos producidos por los procesos de serpentización, se observa que las características petrológicas de los diferentes macizos son análogas, diferenciándose solo en la distribución y abundancia relativas de determinados tipos litológicos

Los estilos de deformación son también similares en todos los macizos. En las peridotitas se observa un "layering" composicional marcado por variaciones en la concentración de piroxenos. Dicho "layering" suele coincidir con un plano de foliación principal, definido por la orientación preferente de piroxenos y por el estiramiento de los cristales de espinela y plagioclasa. Localmente, sin embargo, la foliación principal corta al "layering". En estos casos dicha foliación aparece relacionada bien con bandas miloníticas o bien con pliegues de geometría isoclinal de escala métrica a hectométrica, cuya dirección coincide con la del plano de foliación. En este último caso, la foliación se dispone como una "esquistosidad" de plano axial. En zonas de fuerte deformación, generalmente relacionadas con las superficies de cizalla limitantes de la lámina de peridotitas, aparecen pliegues intrafoliares con geometría en vaina.

Las lertzolitas son el tipo de roca más abundante. Están compuestas esencialmente por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y una fase aluminica constituida por: granate (tipo piropo), espinela y/o plagioclasa. Contienen también menas opacas (óxidos de Ti, sulfuros de Fe-Ni-Cu y arseniuros de níquel; Lorand, 1987) y, en rocas algo alteradas, anfíbol del tipo pargasita. Según O'Hara (1967), la coexistencia de granate, espinela o plagioclasa con el resto de los componentes minerales depende fuertemente de la presión y, en menor medida, de la temperatura. Basándose en este criterio definió cuatro tipos de facies minerales en las lertzolitas (Fig. 4):

- **Facies de lertzolitas con granate.**- Están definidas por la estabilidad del par forsterita-piropo.
- **Subfacies Ariegita de las facies de lertzolitas con espinela.**- Están definidas por la estabilidad del piropo, en ausencia de forsterita.
- **Subfacies Seiland de las facies de lertzolitas con espinela.**- Están definidas por la estabilidad de la asociación espinela-enstatita-dióxido, y la ausencia de piropo.
- **Facies de lertzolitas con plagioclasa.**- Están definidas por la estabilidad del par forsterita-anortita.

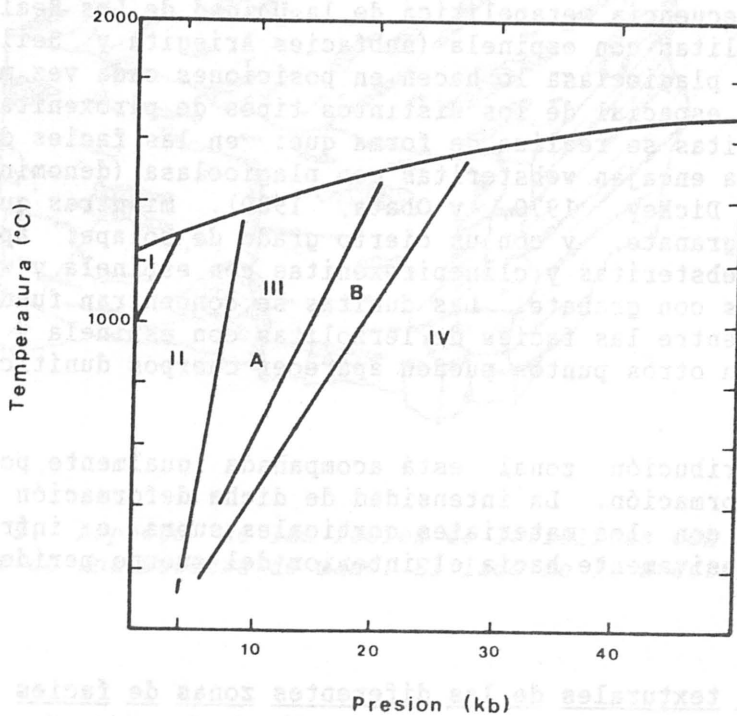


Fig. 4.- Campos de estabilidad de las diferentes facies minerales en las lertzolitas según O'Hara (1967). I y II.- Facies de lertzolitas con plagioclasa. La presencia de dos campos diferentes está definida por la estabilidad de la protoenstatita (I) o enstatita (II) en la paragénesis. III.- Facies de lertzolitas con espinela (A.- subfacies Seiland; B.- subfacies Ariegita). IV.- Facies de lertzolitas con granate.

En los macizos de la Serranía de Ronda se identifican estos cuatro tipos de facies minerales. Siguiendo el criterio de Obata (1980), la definición de las dos subfacies dentro de las facies de lertzolitas con espinela se hace en base a la estabilidad del piropo en las capas de piroxenitas. De esta forma, las subfacies Ariegita se definen por la estabilidad de la asociación piropo-enstatita-diópsido, sin olivino, en las capas máficas, mientras que en las subfacies Seiland, la asociación estable dentro de tales capas máficas es espinela-enstatita-diópsido. En ambos casos la espinela es la única fase aluminica estable en las lertzolitas. La transición entre las facies de lertzolitas con granate y con espinela, y entre las facies de lertzolitas con espinela y con plagioclasa suelen ser graduales, de forma que aparecen lertzolitas con rasgos texturales intermedios. Frecuentemente se encuentran lertzolitas donde la espinela muestra coronas de reacción de plagioclasa (facies de transición de Obata, 1980). Más raramente, en las zonas de contacto entre las subfacies Ariegita y las facies de lertzolitas con granate, aparecen espinelas con inclusiones residuales de granate.

La distribución geográfica de las diferentes facies minerales mantiene un patrón zonal más o menos constante en los diferentes macizos y condiciona, igualmente, la distribución de otros tipos litológicos tales como las capas máficas y las dunitas. En general, las facies de lertzolitas con granate se encuentran en la zona de contacto con las kinzigitas basales de la secuencia metapelítica de la Unidad de Los Reales, mientras que las lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita y Seiland) y las lertzolitas con plagioclasa lo hacen en posiciones cada vez más internas. La distribución espacial de los distintos tipos de piroxenitas incluidos en las peridotitas se realiza de forma que: en las facies de lertzolitas con plagioclasa encajan websteritas con plagioclasa (denominadas gabros olivínicos por Dickey, 1970, y Obata, 1980), mientras que hacia las lertzolitas con granate, y con un cierto grado de solape, aparecen, progresivamente, websteritas y clinopiroxenitas con espinela y websteritas y clinopiroxenitas con granate. Las dunitas se concentran fundamentalmente en el tránsito entre las facies de lertzolitas con espinela y con plagioclasa, aunque en otros puntos pueden aparecer cuerpos duniticos de escala decimétrica.

Esta distribución zonal está acompañada igualmente por un grado variable de deformación. La intensidad de dicha deformación es máxima en los contactos con los materiales corticales supra e infrayacentes y desciende progresivamente hacia el interior del cuerpo peridotítico.

III.3.1. Rasgos texturales de las diferentes zonas de facies

a) Facies de lertzolitas con granate

Como se ha señalado anteriormente, estas facies se sitúan en la zona de contacto entre las peridotitas y la secuencia metapelítica suprayacente. Según Balanyá et al. (1987) este contacto constituye una zona de cizalla dúctil de espesor variable (100-500 m). En ella se genera una foliación milonítica y una lineación de estiramiento claramente visible en los cristales de enstatita, los cuales se deforman por deslizamiento intracristalino, adquiriendo una morfología tabular alargada según su dirección "a" y apoyados sobre el plano de foliación (Fig. 5). La dirección de movimiento está, en todos los casos, en torno a N 70 E con una traslación hacia el ENE del bloque de techo. La deformación milonítica no es penetrativa en toda la zona de facies de lertzolitas con granate, sino que se localiza en bandas discretas de espesor métrico a decamétrico. Estas bandas son paralelas al contacto y más abundantes y de mayor espesor hacia el mismo.

La deformación origina una fuerte reducción del tamaño de grano del olivino (algunas muestras presentan un tamaño medio alrededor de 100 μ), con una tendencia a la formación de texturas equigranulares en la matriz olivínica. El ortopiroxeno, al igual que en el resto de las zonas de facies, muestra exsoluciones de clinopiroxeno y, como se ha señalado, se presenta con hábito tabular. El clinopiroxeno está poco deformado y muestra agregados granulares con cristales de varias centenas de micras. Así mismo presenta exsoluciones de ortopiroxeno siguiendo, a veces, dos direcciones cristalográficas. El granate se presenta como porfiroclastos

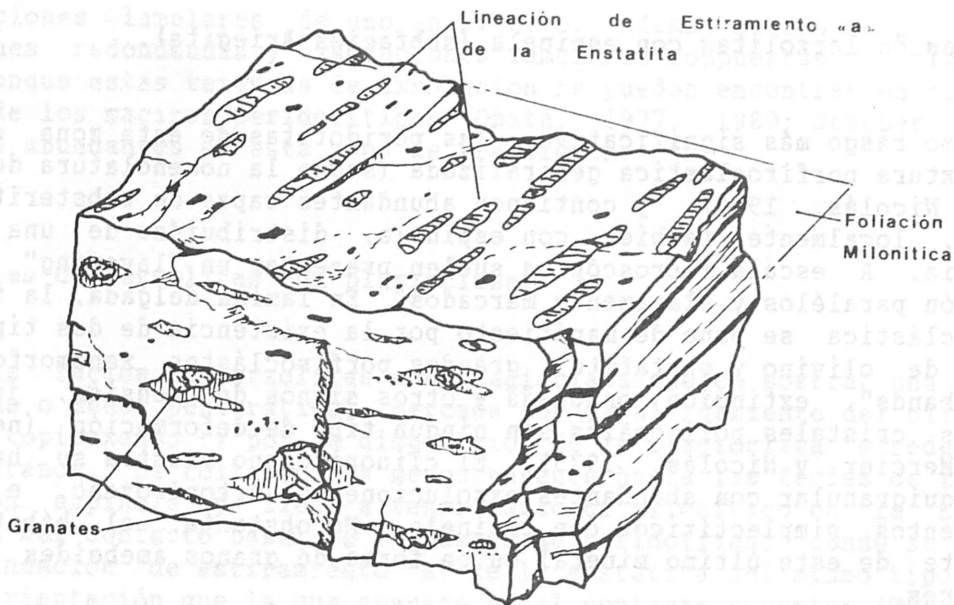


Fig. 5. Aspecto de las facies de lertzolitas con granate a partir de una muestra de mano. El lado de la muestra es de 15 cm.

rígidos, con fracturas de "pull-apart" perpendiculares al plano de foliación y con coronas kelifíticas. Frecuentemente, el proceso de kelifitización progresa tanto que no preserva estos del granate original. Unos rasgos texturales significativos son la existencia de agregados de cristales poligonales de orto y clinopiroxeno alrededor de los granates.

La distribución espacial de los granates es totalmente irregular. Alternan zonas muy ricas, con otras en las que la única fase aluminica visible es la espinela. De cualquier forma, la espinela coexiste con el granate en toda esta zona de facies, donde suele aparecer como granos vermiculares intergranulares generalmente de varias decenas de micras de tamaño, con una composición química caracterizada por una mayor relación Cr/Al y una zonación inversa (enriquecimiento en Al hacia el borde de grano) respecto a la que presenta esta fase en las lertzolitas con espinela (Obata, 1980). Localmente, la espinela se presenta en intercrecimientos simplectíticos con ortopiroxeno.

El granate muestra inclusiones de olivino y contactos concavo-convexos con este mineral. Este hecho, junto a la existencia de transformaciones de granate a espinela, apoya la idea de Obata (1977, 1980) según la cual el granate se equilibró en presencia de olivino en condiciones de presión por encima de 20 kb, dentro del campo de estabilidad de las lertzolitas con granate. A pesar de estos argumentos, la individualización de las facies de lertzolitas con granate está sujeta a una gran controversia (Schubert, 1982; Obata, 1982), ya que tanto Kornprobst (1969) en el macizo de Beni Bousera (equivalente rifeño de los existentes en las Cordilleras Béticas), como Schubert (1977) en el macizo de Ronda, estiman que el granate no cristalizó en equilibrio con la peridotita, sino que procede de la trituración mecánica de las capas de clinopiroxenitas con granate del entorno.

b) Facies de lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita).

Como rasgo más significativo, las peridotitas de esta zona exhiben una textura porfiroclástica generalizada (según la nomenclatura de Mercier y Nicolás, 1975), y contienen abundantes capas de websteritas con granate, localmente también con espinela, distribuidas de una forma aleatoria. A escala macroscópica suelen presentar un "layering" y una foliación paralelos y claramente marcados. En lámina delgada, la textura porfiroclástica se pone de manifiesto por la existencia de dos tipos de granos de olivino y enstatita: grandes porfiroclastos xenomorfos con "kink bands", extinción ondulada y otros signos de tensión, junto a pequeños cristales poligonales sin ningún tipo de deformación (neoblastos) (Mercier y Nicolás, 1975). El clinopiroxeno muestra su habitual forma equigranular con abundantes exsoluciones de ortopiroxeno, e intercrecimientos simplectíticos con espinela. No obstante, el hábito más frecuente de este último mineral es en forma de granos ameboides intergranulares.

Tanto los cristales de ortopiroxeno como los de espinela presentan una zonación química marcada por un empobrecimiento progresivo en Al_2O_3 hacia el borde (Obata, 1980).

c) Facies de lertzolitas con espinela (subfacies Seiland).

Las peridotitas con este tipo de facies muestran características texturales diferentes en función de variaciones locales de la intensidad de la deformación. Hay zonas con textura porfiroclástica análoga a la definida en el apartado anterior, e incluso bandas miloníticas de espesor centimétrico a métrico (especialmente pueden tener hasta 50 m). Sin embargo, las rocas más abundantes muestran textura protogranular (según la nomenclatura de Mercier y Nicolás, 1975). A escala macroscópica es difícil, a veces imposible, reconocer una foliación penetrativa; en el campo se observan solamente grandes cristales de enstatita (hasta de 1 cm de diámetro) que resaltan sobre una matriz olivínica más alterada. Al microscopio los cristales de olivino y enstatita muestran tamaños análogos (entre 4 y 5 mm de tamaño medio) y suelen presentar extinción ondulante y "kink-bands". Los contactos de grano entre estos minerales son típicamente curvilíneos con escasa o nula recrystalización; no es frecuente, por tanto, encontrar neoblastos poligonales en tales contactos. El diópsido muestra granos redondeados de menor tamaño (< 1 mm) y la espinela presenta características formas vermiculares, con un tamaño similar, y una composición muy rica en Al_2O_3 (Obata, 1980).

La zona de transición entre las facies de lertzolitas con espinela y con plagioclasa posee unas características petrológicas peculiares, con una mayor abundancia relativa de capas máficas y la presencia de cuerpos hectométricos de dunitas. En las lertzolitas de esta zona se suelen observar dos rasgos texturales específicos: la presencia de delgadas coronas de plagioclasas alrededor de la espinela, con la consiguiente zonación composicional de ésta por un aumento de la relación Cr/Al hacia el borde, y/o una mayor abundancia modal de piroxenos con llamativas texturas de intercrecimientos y desmezcla. Tanto el ortopiroxeno como el clinopiroxeno muestran intercrecimientos simplectíticos de espinela y/o olivino, y

exsoluciones lamelares de uno en el otro. Además suelen contener inclusiones redondeadas y exsoluciones lamelares compuestas con plagioclasa. Aunque estas texturas de exsolución se pueden encontrar en cualquier punto de los macizos peridotíticos (Obata, 1977, 1980; Schubert, 1977), son más abundantes en esta zona de transición.

d) Facies de lertzolitas con plagioclasa.

Las facies de lertzolitas con plagioclasa suelen mostrar una foliación más o menos penetrativa, marcada por el alargamiento del olivino y los ortopiroxenos y por la disposición de la plagioclasa alrededor de estos granos. La foliación es menos patente hacia las facies de lertzolitas con espinela y llega a tener carácter milonítico en la zona de cizalla del contacto basal de la lámina de peridotitas, donde se genera una lineación de estiramiento "a" de la enstatita del mismo tipo y la misma orientación que la que aparece en el contacto superior (Tubía, 1985 a; Balanyá, com. pers.). Hay que hacer constar, sin embargo, que esta cizalla basal de las peridotitas es ligeramente oblicua a los contactos entre facies petrológicas y por tanto, no afecta solo a estas facies con plagioclasa.

A escala microscópica, las peridotitas muestran textura porfiroclástica con una extensa recristalización de tipo "annealing". De acuerdo con Obata (1980), esta recristalización tiende a la formación de agregados poligonales con puntos triples a 120° en los neoblastos y a la desaparición de la extinción ondulante y de los "kink bands" en los porfiroclastos.

La plagioclasa suele estar fuertemente alterada a "saussurita" y aparece: bien en agregados alargados rodeando granos rojizos de espinela, o bien en agregados intergranulares sin espinela. Los granos rojizos de espinela son tanto más oscuros cuanto menor es su tamaño, debido a una pérdida de Al y un enriquecimiento residual en Cr. La plagioclasa no siempre muestra una disposición intergranular. Puntualmente también se dispone siguiendo superficies S-C en zonas miloníticas y como venillas entrecruzadas dentro de cuerpos duniticos. En este último caso se puede encontrar asociada a espinela y/o clinopiroxeno sin ningún tipo de reacción entre ellos.

III.3.2. Capas máficas

La presencia de diques o capas de piroxenitas en rocas ultramáficas de procedencia mantélica es un rasgo característico de diferentes contextos (macizos lertzolíticos de alta temperatura, complejos ofiolíticos, xenolitos en basaltos alcalinos). En todos estos casos se interpretan como acumulados magmáticos formados durante la migración de líquidos basálticos a través de las peridotitas en el manto superior (Kornprobst, 1969; Dickey, 1970; Frey, 1980; Irvine, 1980; Obata et al., 1980; Suen y Frey, 1987; Bodinier, 1988).

Las peridotitas de la Serranía de Ronda contienen numerosas capas de

piroxenitas de tamaño variable (Fotos 1, 2 y 3): su extensión lateral es generalmente de varias decenas de metros y el espesor oscila entre unos pocos milímetros y varios metros, aunque se mantiene más o menos constante a lo largo de cada capa individual. Las capas máficas aparecen concordantes con la foliación principal de las peridotitas y con unos contactos muy netos, en ocasiones marcados por delgadas bandas miloníticas (Obata, 1977). Estas relaciones geométricas se encuentran modificadas en las zonas con pliegues isoclinales (Fotos 4 y 5) y en determinados tipos de capas como se verá más adelante.

Las capas máficas muestran composiciones mineralógicas y químicas muy complejas (Dickey, 1970; Lundeen, 1976; Obata, 1980; Suen y Frey, 1987), y en ningún caso pueden ser consideradas como simples productos de la cristalización de líquidos basálticos, sino más bien como el resultado de complejos procesos de fraccionación cristal/líquido de tales líquidos.

Dickey (1970), Lundeen (1976), Dickey y Nicol (1978) y Obata (1977, 1980) han diferenciado diversos tipos de capas máficas basándose en sus componentes minerales mayoritarios y han descrito exhaustivamente sus características texturales, por lo que no es necesario insistir en la presente memoria sobre estos aspectos, sino más bien intentar sintetizar las ideas más importantes, completándolas con las observaciones propias.

Los diferentes tipos de capas máficas pueden ser agrupados en tres conjuntos de mayor rango definidos por la presencia o ausencia de granate u olivino en la asociación mineral (Dickey, 1970; Obata, 1977; Dickey y Nicol, 1978):

1) Piroxenitas con granate

- a) Gn + Cpx + Pl
- b) Gn + Cpx + Opx
- c) Gn + Cpx
- d) Gn + Cpx + Pl + Q
- e) Gn + Cpx + Opx + Esp (verde)

2) Piroxenitas con espinela

- a) Cpx + Opx + Esp (verde)
- b) Cpx + Opx + Pl + Esp (verde)
- c) Cpx + Esp (verde)

3) Gabros olivínicos

- a) Cpx + Opx + Pl + Ol + Esp (marrón a opaca)

Además de estos minerales mayoritarios, es frecuente observar anfíbol de tipo pargasita y rutilo, ilmenita, pirrotina, pentlandita, calcopirita, bornita, ¿cubanita? y grafito. En capas máficas análogas en Beni Bousera se han descrito también arseniuros de níquel (níquelina y maucherita) (Lorand, 1983, 1987).

La distribución espacial de los diferentes tipos de capas máficas

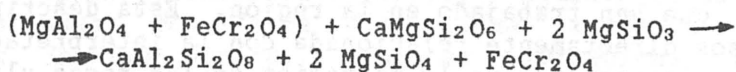
está estrechamente relacionada con la zonación de facies minerales de las peridotitas (Obata, 1980): las piroxenitas con granate aparecen dentro de las zonas con facies de lertzolitas con granate y en las subfacies Ariegita de las lertzolitas con espinela; las piroxenitas con espinela se localizan dentro de las subfacies Seiland de las lertzolitas con espinela; y los gabros olivínicos encajan preferentemente dentro de la zona con facies de lertzolitas con plagioclasa. Esta zonación mineralógica se corresponde igualmente con un patrón de zonación químico según el cual, las capas máficas que encajan en las facies de lertzolitas con plagioclasa (gabros olivínicos) representan líquidos más primitivos que aquellas otras que lo hacen en las facies de lertzolitas con granate (Suen y Frey, 1987). Las capas de clinopiroxenitas con granate serían las de composición más diferenciada.

El tipo 2 (piroxenitas con espinela) y especialmente el 2c (clinopiroxenitas con espinela) aparecen agrupadas en conjuntos, localizados en las inmediaciones del contacto entre las facies de lertzolitas con espinela y las facies de lertzolitas con plagioclasa, donde suelen estar encajadas tanto en lertzolitas como en harzburgitas y en dunitas. Con todos estos tipos de rocas llegan a mostrar contactos graduales. Localmente aparecen discordantes respecto a la foliación de las rocas encajantes y presentan contactos irregulares con las mismas, con fuertes cambios de espesor a pequeña escala y con desarrollo puntual de dunitas en los contactos.

Se han reconocido tres nuevos tipos de capas máficas cuya distribución y abundancia está mucho más restringida que las descritas anteriormente. Sus asociaciones principales están constituidas por:

- a) Esp (verde) + Cpx + Opx + Pl + Ol
- b) Hornb + Pl + Cpx + Gn
- c) Opx + Chr + Nc

El tipo a) constituye un caso puntual existente en el área del arroyo de la Cala (SW del macizo de Ronda). Encaja en lertzolitas con espinela muy próximas al contacto con las facies de lertzolitas con plagioclasa. Aparecen dos capas paralelas de características similares, con una potencia media < 1 m y corridas de 50 y 70 m respectivamente. Encajan en dunitas con contenidos variables de clinopiroxeno y con abundantes capas de clinopiroxenitas con espinela. El rasgo más característico de estas capas es la gran abundancia de espinela, la cual representa un porcentaje medio superior al 70% en volumen. La espinela es de composición bastante pura y se presenta masiva con una fuerte tendencia a desarrollar hábitos idiomórfos, lo que da lugar a la formación de cristales octaédricos de hasta 1 cm de lado. Suele mostrar coronas de plagioclasa originadas por reacción subsólidas con los piroxenos (Fotos 10 a 13), según la ecuación propuesta por Green (1964):



Dependiendo del grado en el que se desarrolle esta reacción, la roca muestra diferentes aspectos texturales (Fotos 10 a 13). En el caso más frecuente, la espinela forma grandes porfiroclastos más o menos zonados

(con enriquecimiento progresivo en Cr y Fe^{++} hacia los bordes de grano) y rodeados por anortita con textura de "annealing"; el clinopiroxeno desarrolla abundantes lamelas de exsolución de ortopiroxeno y plagioclasa, texturas simplectíticas con espinela (Fotos 8 y 9) y, localmente, se encuentra alterado a pargasita; el ortopiroxeno contiene finas lamelas de clinopiroxeno, normalmente deformadas, y el olivino aparece como pequeños neoblastos poligonales. Con el progreso de esta reacción subsólida crece el contenido en plagioclasa a expensas de la disminución en el tamaño de grano de la espinela, la cual aumenta su contenido en Cr y Fe^{++} , y desarrolla finas exsoluciones lamelares según los planos (111) y con formas exagonales (probable rutilo) (Foto 14). Así mismo son más abundantes los neoblastos de piroxenos y olivino.

Las piroxenitas con anfíbol (tipo b), constituyen un caso inusual, no solo en los macizos de la Serranía de Ronda (donde solamente han sido descritas en dos puntos del macizo de Ojén por Hernandez-Pacheco, 1967), sino también en el conjunto de los macizos ultramáficos de alta temperatura (Bodinier et al., 1987). Solamente se han encontrado estas capas con anfíbol en el área de la mina de La Gallega, dentro de facies de lertzolitas con granate. La existencia de numerosas escombreras de la mina no permiten reconocer claramente las relaciones geométricas entre la foliación de las peridotitas y la disposición de la capa máfica.

La asociación mineralógica global está constituida por hornblenda, plagioclasa, clinopiroxeno y granate como minerales mayoritarios, y titanita, ilmenita, rutilo, pirlita, pirrotina, pentlandita y calcopirita en menores proporciones. Las capas tienen una estructura bandeada definida por variaciones en las proporciones de los minerales mayoritarios. La hornblenda aparece bien con textura granoblástica o bien formando intercrecimientos simplectíticos, a veces con dispositivos gráficos, con plagioclasa. Estos intercrecimientos son muy abundantes y se presentan localizados en determinadas bandas y rodeando los granates de forma análoga a como lo hacen las coronas de kelifita (Foto 15). La hornblenda contiene también inclusiones vermiculares de ilmenita (Foto 17). En el clinopiroxeno se observan numerosas inclusiones con formas variadas (en burbuja, en gruesas lamelas, vermiculares aisladas, vermiculares con dispositivos arborescentes, cristales idiomórficos), principalmente de anfíbol y plagioclasa (Foto 18). La ilmenita presenta coronas de titanita producidas por reacción con los silicatos (Foto 16).

Las capas de ortopiroxenitas con cromita y niquelina son las rocas encajantes de las mineralizaciones y se describirán con detalle en el capítulo siguiente.

III.3.3. Dunitas

La existencia y distribución de dunitas en las peridotitas de la Serranía de Ronda ha sido descrita de forma muy diferente por los diversos autores que han trabajado en la región. Esta descripción está en todos los casos directamente relacionada con la interpretación que tales investigadores proponen para la formación de las rocas ultramáficas y de la clasificación utilizada.

Orueta (1915, 1917) explica la formación de los macizos a partir de la consolidación de un magma ultramáfico mediante un proceso de fraccio-

nación que originó masas de dunitas en el centro de los cuerpos peridotíticos, rodeados de aureolas progresivamente menos básicas.

Para Hernández-Pacheco (1967), de acuerdo con las ideas de Duparc (1924), el macizo de Ojén está constituido, en su mayor parte, por lertzolitas pobres en clinopiroxeno y harzburgitas. Las dunitas y piroxenitas representan una pequeña proporción del volumen total de rocas y aparecen esporádicamente como "manchones más o menos bien delimitados" y como "bandas y lentejones" respectivamente.

Aguilar et al. (1973) señalan una gran abundancia de dunitas. Estos autores tienden a interpretar los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda como complejos zonados y, en tal sentido, describen una zonación más o menos irregular que incluye, desde el centro de los macizos hacia la periferia:

- Harzburgitas y dunitas piroxénicas
- Harzburgitas y lertzolitas
- Dunitas y dunitas piroxénicas
- Facies de borde (dunitas y dunitas piroxénicas, localmente con granate)

Esta clasificación de rocas ultramáficas consideran que las dunitas se proyectan en el vértice del olivino en el diagrama ternario Ol-Opx-Cpx, con un porcentaje en piroxenos inferior al 5% (Fig. 6). Este porcentaje aumenta entre el 5 y el 20% en las dunitas piroxénicas; en las harzburgitas la proporción de ortopiroxeno está entre 20 y 80% y el clinopiroxeno no supera el 10%, el resto es olivino; las lertzolitas están constituidas por olivino con un porcentaje en piroxenos superior al 20%, en donde tanto el contenido en ortopiroxeno como en clinopiroxeno representan porcentajes superiores al 10%.

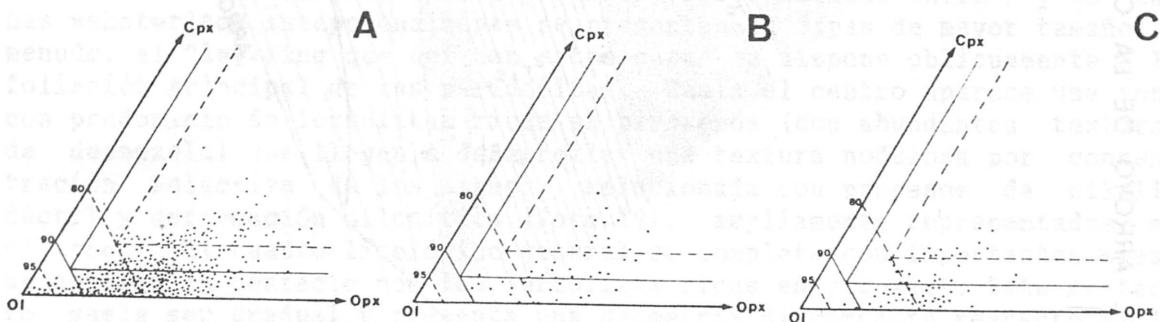


Fig. 6.- Composición modal de las peridotitas de los macizos ultramáficos de Ronda (A), Ojén (B) y Carratraca (C) según Aguilar et al. (1973). Las divisiones marcadas con línea discontinua reflejan los campos composicionales de las dunitas, dunitas piroxénicas, harzburgitas, wherlitas y lertzolitas, según la clasificación adoptada por estos autores. Las líneas continuas definen los campos composicionales de las dunitas, harzburgitas, wherlitas y lertzolitas según Streckeisen (1976)

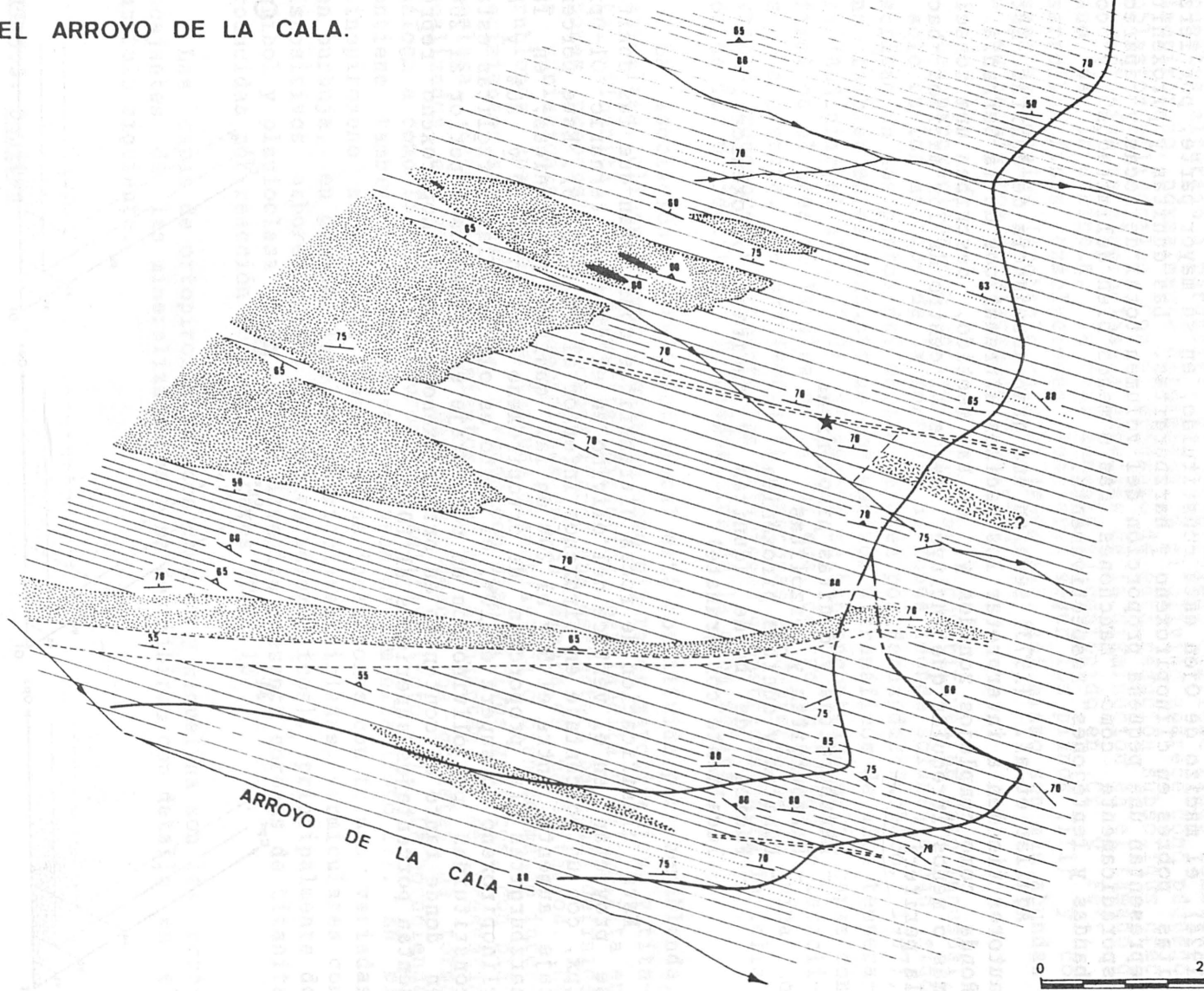
DISTRIBUCION DE FACIES PETROLOGICAS
EN EL AREA DEL ARROYO DE LA CALA.

A la carretera de Estepona-Jubrique. Km 11.



28

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8



0 200m.

Fig. 7.

Recalculando los datos de composición modal de las muestras de peridotita estudiadas por Aguilar et al. (1973) según las normas de nomenclatura aceptadas por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Streckeisen, 1976), se observa que más del 95% de tales muestras se proyectan dentro del campo composicional de las lertzolitas y de las harzburgitas (ambas en proporciones similares, mientras que las dunitas (rocas con más del 90% de olivino), representan solo un porcentaje muy reducido (< 5%) (Fig. 6). Por tanto, la zonación petrológica propuesta por estos autores carece actualmente de validez.

En opinión de Obata (1977), las dunitas son muy escasas y aparecen solo localmente, bien como pequeños cuerpos lenticulares (~20 cm), o bien como parte de las peridotitas bandeadas. En este último caso constituyen estrechas bandas (< 30 cm) empobrecidas diferencialmente en piroxenos.

Durante la realización de este trabajo se ha observado que las dunitas llegan a formar masas de espesor variable: desde pequeños "pods" de 20-30 centímetros hasta cuerpos irregulares de escala decamétrica, e incluso hectométrica. Su distribución espacial, tal como he apuntado anteriormente, está relacionada con la de las facies minerales de las peridotitas. Si bien los cuerpos podiformes de pequeño tamaño pueden encontrarse en cualquier zona, los mayores volúmenes de dunitas se localizan próximos al contacto entre las facies de lertzolitas con espinela y las facies de lertzolitas con plagioclasa. En esta zona, las dunitas pueden contener proporciones variables de clinopiroxeno y espinela que aumentan, hasta constituir zonas wehrlíticas, hacia los contactos con capas de clinopiroxenita (Foto 6). En otros puntos, en lugar de clinopiroxeno, las dunitas contienen plagioclasa y espinela con escasas proporciones de clinopiroxeno.

El área del Arroyo de La Cala constituye un ejemplo representativo del contexto petrológico que se encuentra en las zonas con dunitas. En este área, los distintos tipos litológicos se distribuyen de una forma más o menos simétrica (Fig. 7). En las zonas más externas predominan las lertzolitas con abundantes capas máficas cuya composición varía desde websteritas a clinopiroxenitas y sus espesores oscilan entre 2 y 25 cm. Las websteritas excepcionalmente se presentan en capas de mayor tamaño. A menudo, el "layering" que definen estas capas se dispone oblicuamente a la foliación principal de las peridotitas. Hacia el centro aparece una zona con predominio de lertzolitas ricas en piroxenos (con abundantes texturas de desmezcla) que llegan a desarrollar una textura nodulosa por concentración selectiva de los mismos, relacionada con procesos de cizalla dúctil y deformación milonítica (Foto 19), ampliamente representados en el área. El cuadro litológico general se completa con importantes masas de dunitas en contacto con las lertzolitas ricas en piroxeno. Este contacto suele ser gradual y presenta una geometría discordante respecto a la

Fig. 7.- Cartografía 1:5000 del área del Arroyo de la Cala. (1) Dunitas, dunitas con clinopiroxeno y con capas de clinopiroxenitas con espinela, (2) lertzolitas, (3) lertzolitas con abundantes capas de piroxenitas, (4) lertzolitas ricas en piroxenos, (5) websteritas, (6) zonas miloníticas, (7) orientación de la foliación, (8) orientación del "layering". Las dos lentes en negro indican la posición de las capas máficas excepcionalmente ricas en espinela, y la estrella marca la posición donde aflora un indicio de cromita.

foliación. El olivino en las dunitas suele estar alargado por deformación plástica y presenta formas en huso en las rocas donde la deformación ha sido mayor (en este caso puede alcanzar los 5 cm de longitud). Las dunitas suelen contener clinopiroxenos y abundantes capas de clinopiroxenas: en el primer caso, el clinopiroxeno se dispone junto con espinela formando agregados intergranulares que rodean los cristales alargados de olivino. La transición entre dunitas, dunitas con clinopiroxeno y clinopiroxenas suele ser gradual.

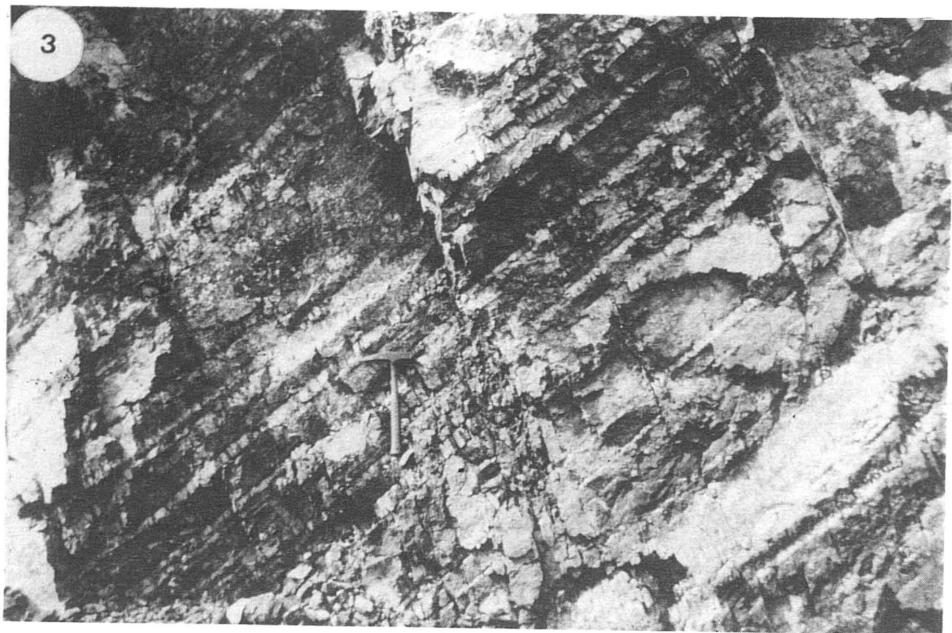
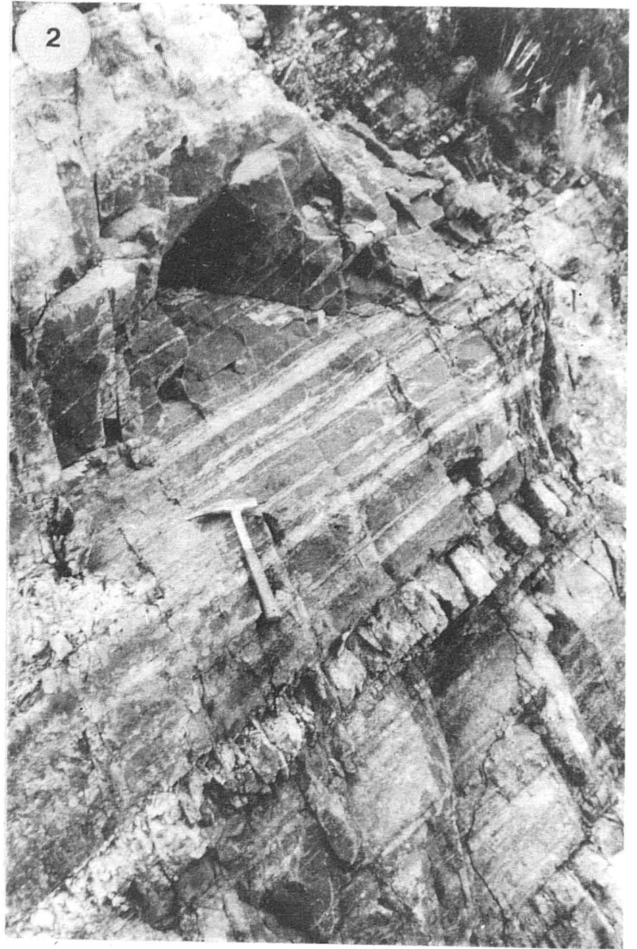
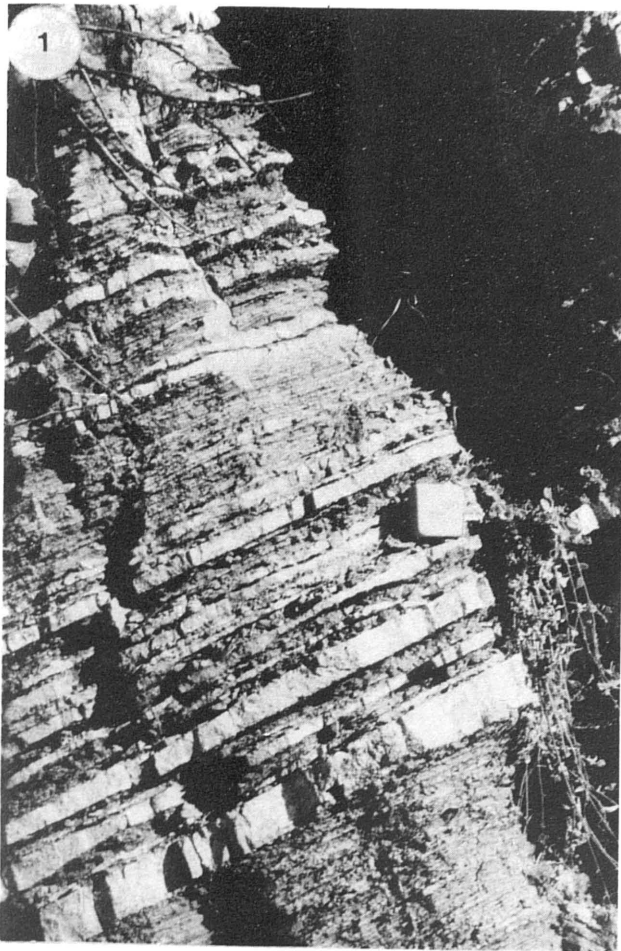
En este área se encuentra las capas máficas muy ricas en espinela antes descritas (apartado III.3.2.) y un pequeño "pod" de cromita. Así mismo se han encontrado diques milimétricos de plagioclasa en una capa de websterita con espinela, dispuestos discordantemente respecto a la foliación de la piroxenita (Foto 71).

Las dunitas aparecen también en otro contexto diferente. Suelen formar los bordes de los cuerpos de cromita encajados en lertzolitas con plagioclasa.

III.3.4. Diques leucocráticos

Con este nombre se designa a un conjunto de rocas de importancia volumétrica escasa en los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda, pero que, sin embargo, constituyen un rasgo muy frecuente. Encajan en forma de bolsadas más o menos lenticulares y como filones, bien aislados o bien interconectados unos con otros constituyendo "stockworks". Se disponen siempre con contactos netos con las peridotitas y cortan la foliación y el "layering" de las mismas. En muchos casos contienen xenolitos de peridotita con los cuales reaccionan dando lugar a la formación de aureolas formadas por micas dispuestas perpendicularmente a la superficie de contacto. Su distribución y tamaño son muy irregulares; varían desde pequeñas lentes con escasos centímetros de espesor hasta cuerpos de escala hectométrica, y se encuentran en todo el volumen de la lámina de peridotitas.

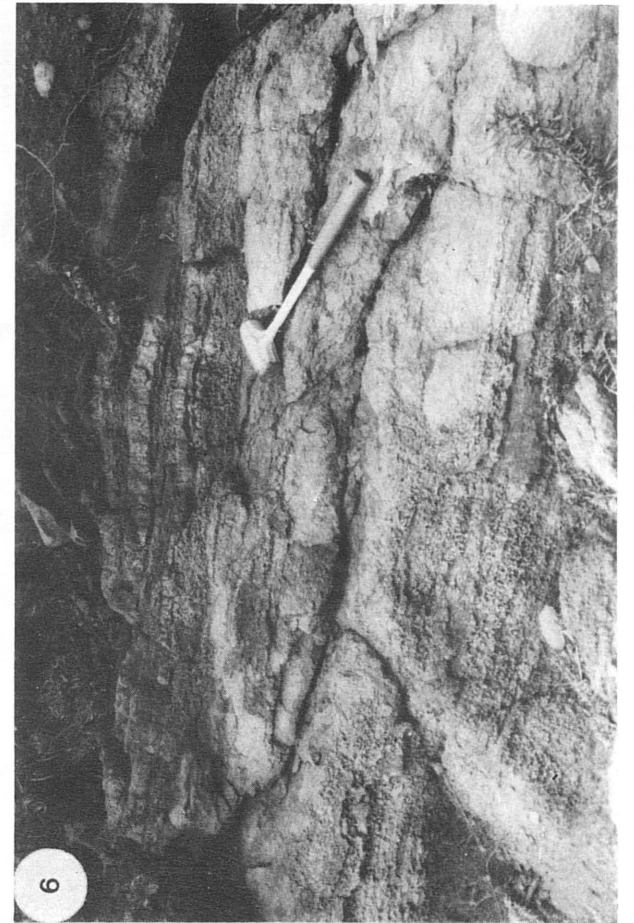
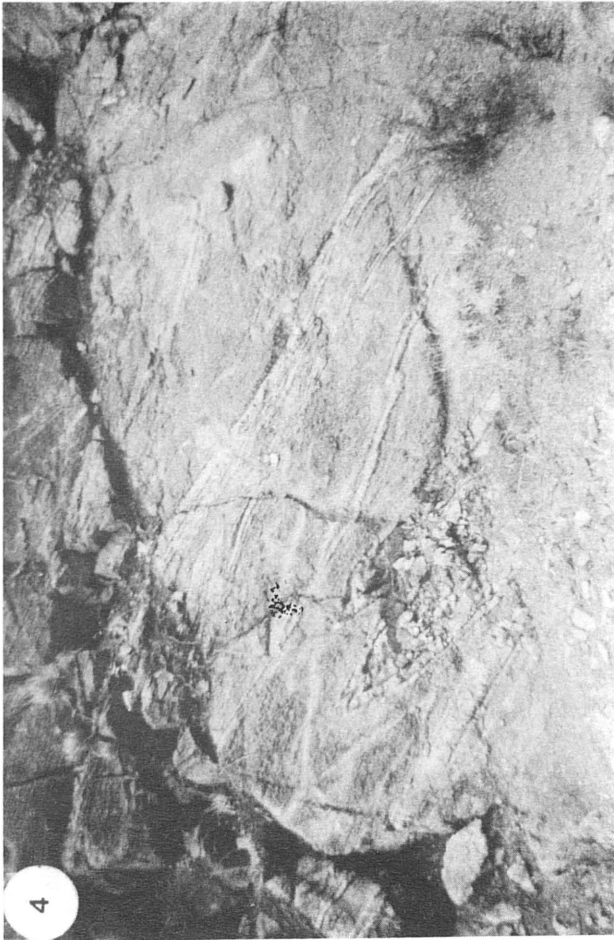
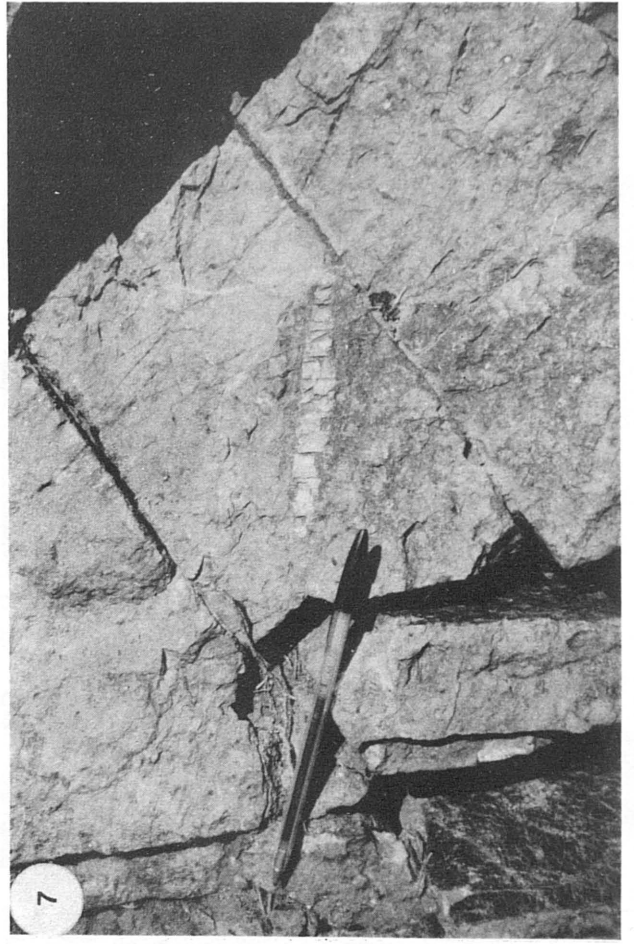
La composición de estos diques es muy variada y compleja y, como indica Hernandez-Pacheco (1967): "en principio se encuentran prácticamente toda clase de tipos de rocas ácidas: granitos, granodioritas, monzonitas y sienitas, así como todas las variedades intermedias y tránsitos entre unas y otras". A esta clasificación de rocas leucocráticas, pese a todo, le faltan numerosos términos, a veces difíciles de incluir en los sistemas de clasificación establecidos. Así, aparecen: 1) rocas de composición y texturas granulíticas con unas asociaciones compuestas bien por plagioclasa, feldespatos potásicos, biotitas y cordierita (con inclusiones de fibrolita o mullita), o bien por cordierita y cuarzo, con menores cantidades de grafito, granate, biotita e ilmenita, con feldespatos potásicos, circón, hercinita y sulfuros como accesorios (Dickey y Obata, 1974); 2) cordieritas; 3) rocas compuestas por plagioclasa (bitownita-andesina), con flogopita, cordierita, apatito y circón como minerales minoritarios. Estos dos últimos tipos de rocas leucocráticas están asociadas a mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel. Otro tipo peculiar está constituido por las rocas denominadas por Martín-Algarra (1987) granolitas. Están compuestas por cuarzo, feldespatos potásicos, cordierita, plagioclasa cálcica y biotita.



LAMINA I

Foto 1. Capas de clinopiroxenitas con granate mostrando contactos netos con las lertzolitas serpentinizadas.

Foto 2 y 3. Capas de websteritas y clinopiroxenitas con espinela. En la foto 2 se observan contactos difusos entre las piroxenitas y las peridotitas encajantes.



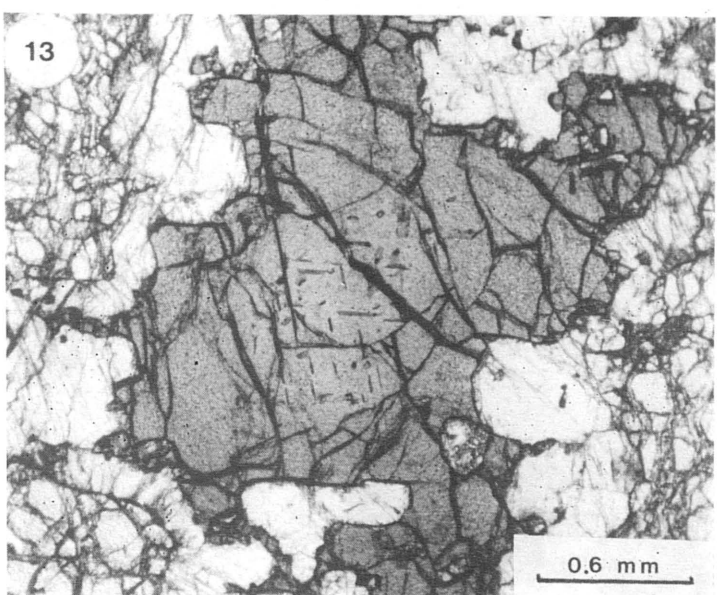
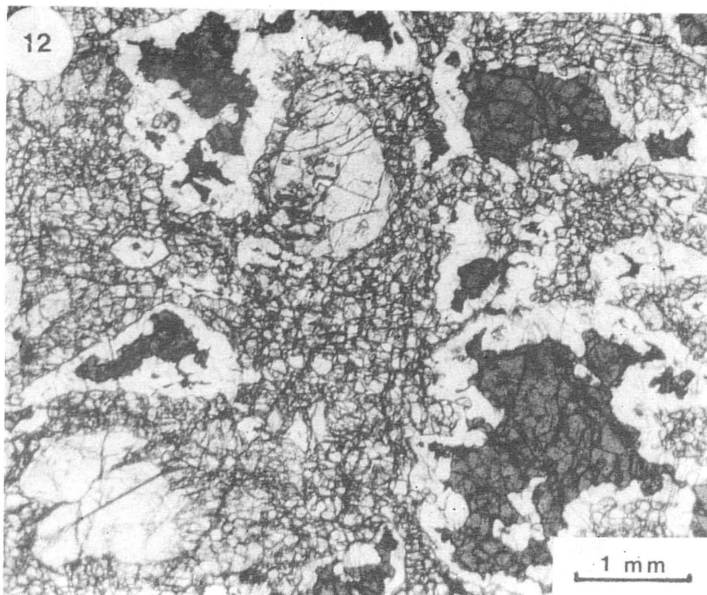
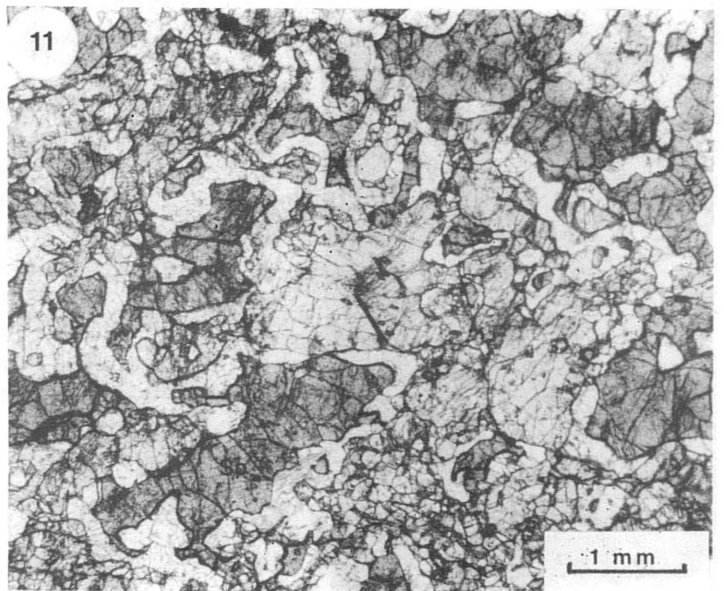
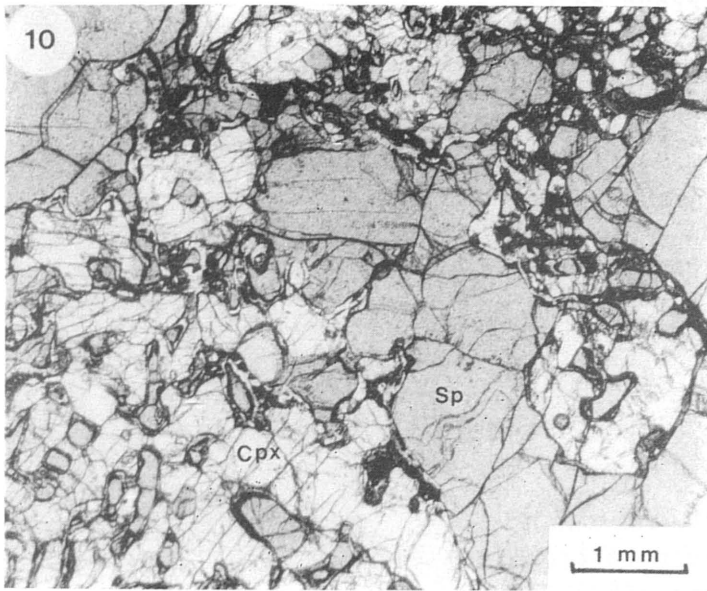
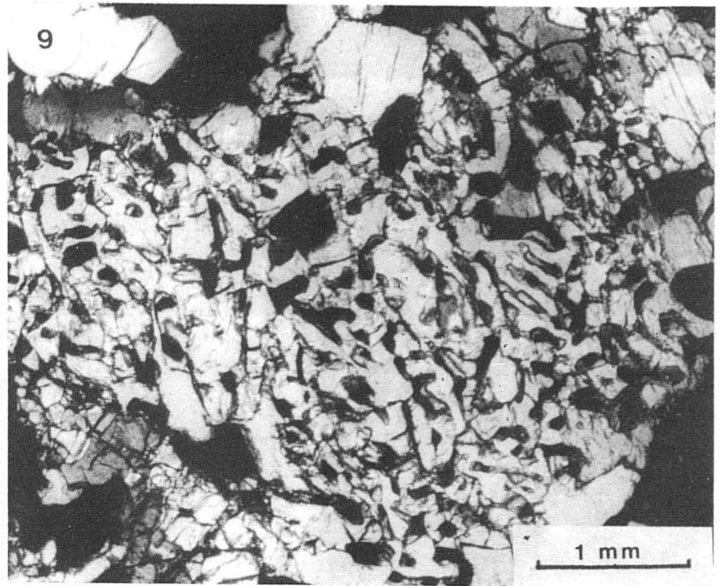
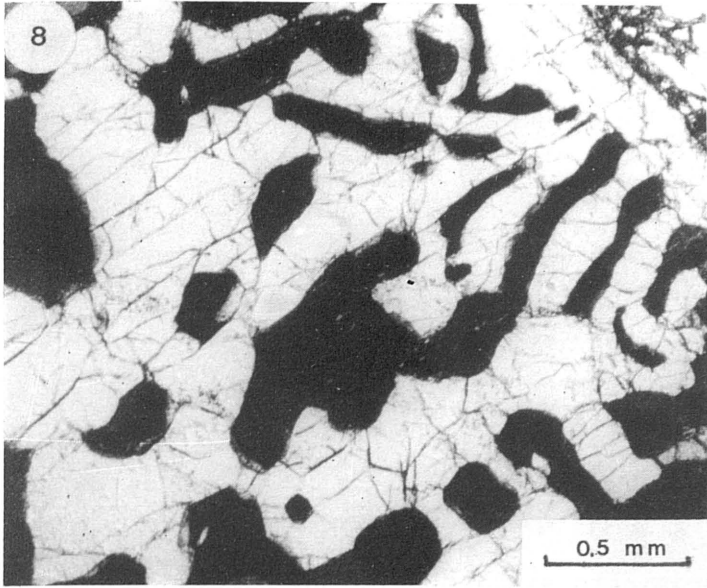
LAMINA II

Foto 4. Pliegues isoclinales que afectan a capas de piroxenitas. Estos pliegues se orientan según N 40 E y muestran una foliación de plano axial.

Foto 5. Detalle de la foto anterior.

Foto 6. Cuerpo dunitico de pequeñas dimensiones que pasa lateralmente a zonas ricas en clinopiroxeno y espinela, con capas de clinopiroxenitas.

Foto 7. Cristal alargado de ortopiroxeno, colocado sobre el plano de foliación de la lertzolita con granate. Se observan las trazas de la exfoliación (100) perpendicular al alargamiento.

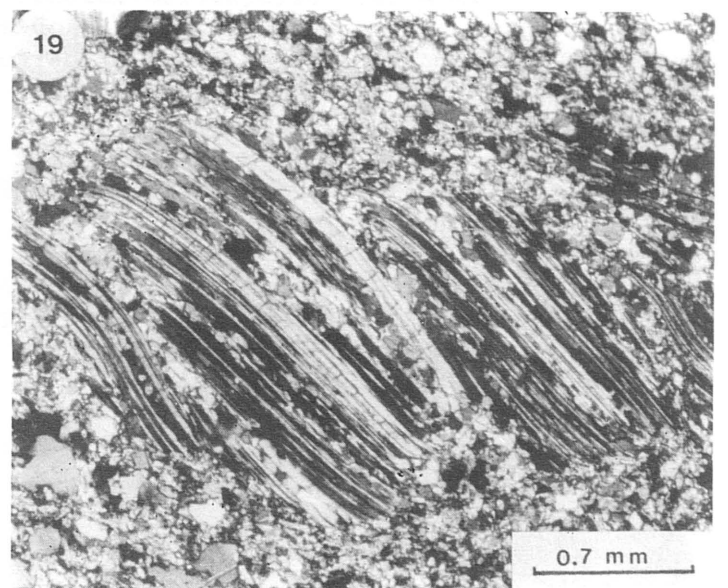
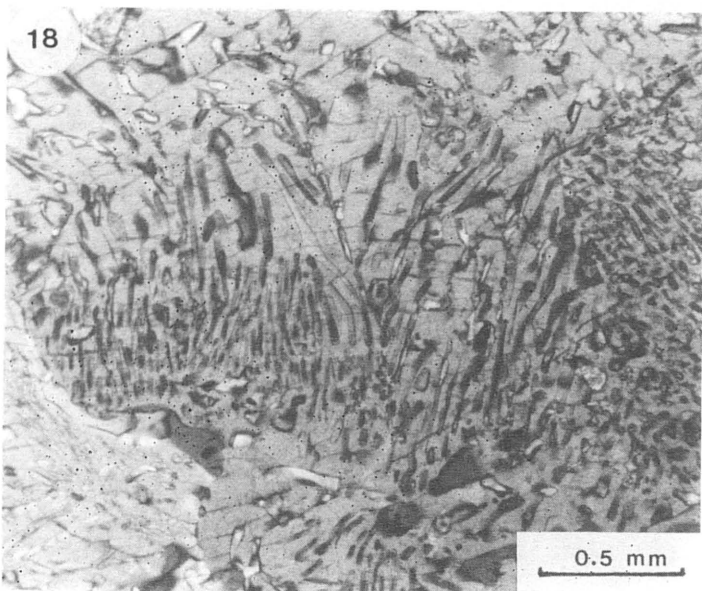
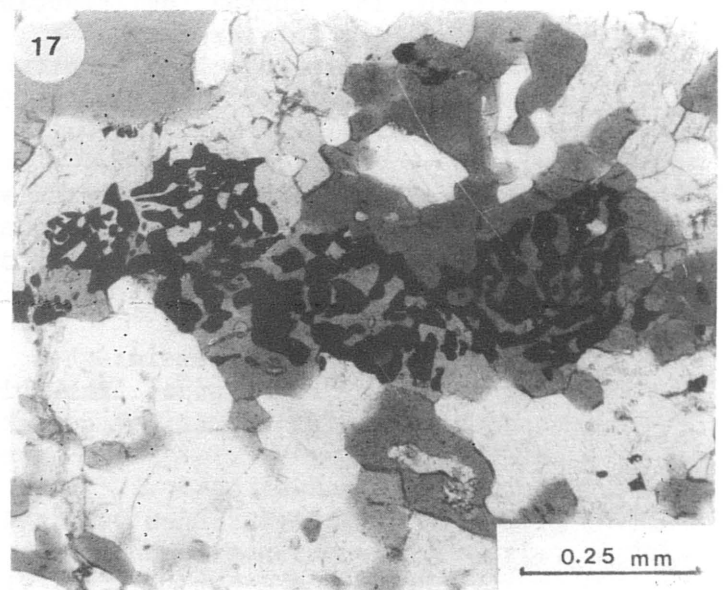
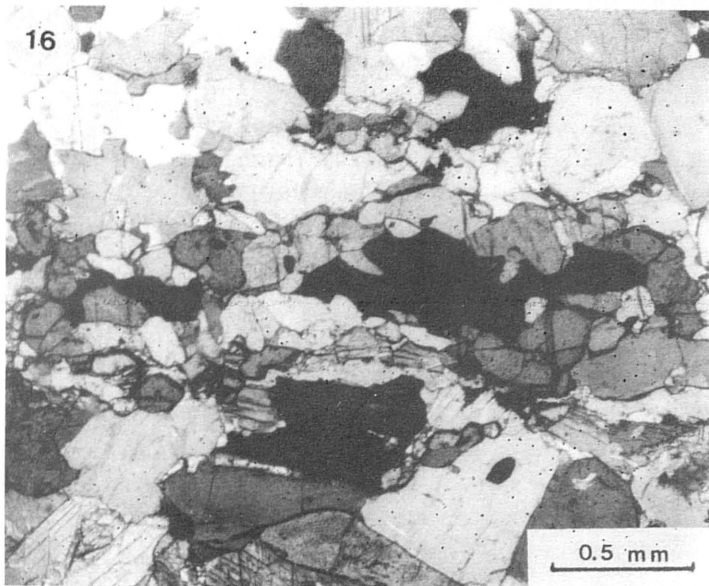
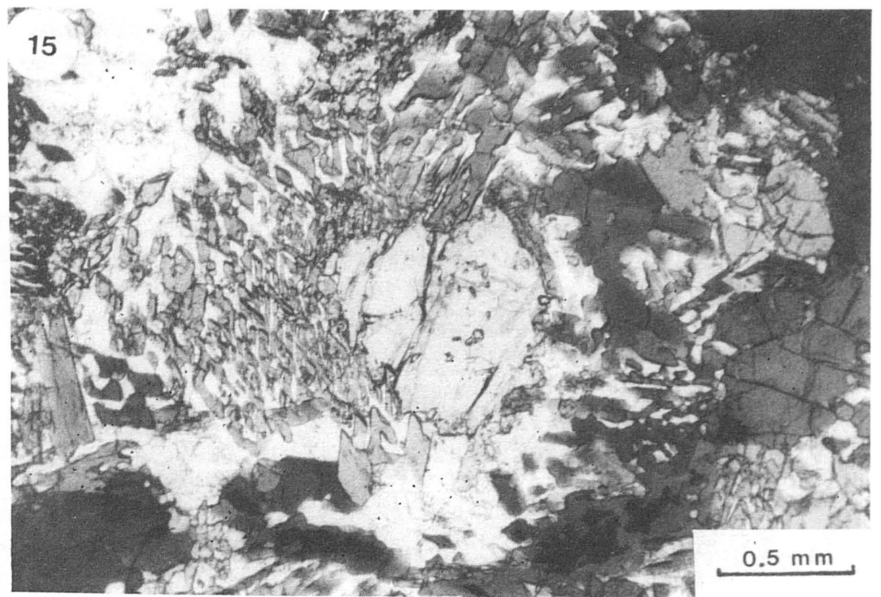
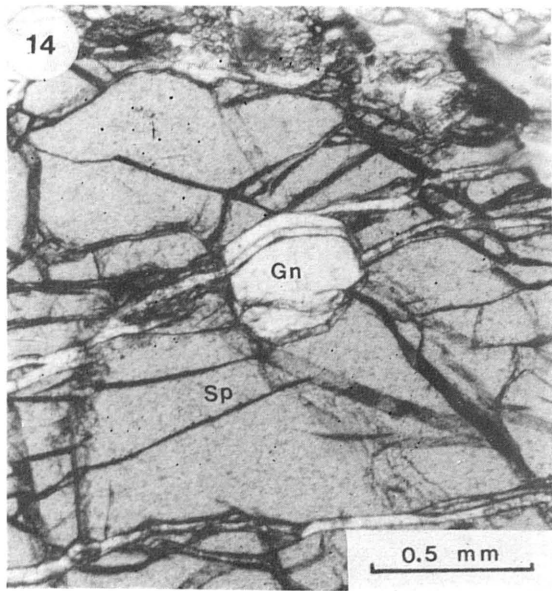


LAMINA III

Fotos 8 y 9. Texturas de intercrecimiento simplectítico entre clinopiroxeno (claro) y espinela (negro) en las capas de espinelas del Arroyo de La Cala. L.T.

Fotos 10 a 12. Variaciones texturales en las capas de espinela del Arroyo de La Cala en función del grado de reacción subsólidas entre espinela (sp) y clinopiroxeno (cpx). Foto 10, la espinela solo muestra películas de plagioclasa y no se observa olivino. Foto 11, entre la espinela y el clinopiroxeno comienza a ser abundante la plagioclasa (blanco) y se observan numerosos neoblastos poligonales de olivino de pequeño tamaño. Foto 12, los clinopiroxenos son muy escasos, aumenta la proporción de plagioclasa y olivino, y la espinela es de un color mucho más oscuro (más rica en Cr). L.T.

Foto 13. Cristal irregular de espinela cromífera rodeado de plagioclasa, que muestra exsoluciones lamelares de rutilo. L.T.



LAMINA IV

Foto 14. Inclusión de granate en espinela. L.T.

Foto 15. Corona de reacción de un granate formada por intercrecimientos gráficos entre hornblenda y plagioclasa dentro de las piroxenitas con anfíbol. L.T.

Foto 16. Textura de reacción subsólidos de la ilmenita (negro) con plagioclasa y anfíbol, formando una corona de titanita alrededor del primer mineral. L.T.

Foto 17. Intercrecimientos simplectíticos entre ilmenita y hornblenda. Probable textura de exsolución a partir de un anfíbol de alta temperatura rico en Ti. L.T.

Foto 18. Inclusiones vermiculares de anfíbol en cristales de clinopiroxeno. L.T.

Foto 19. Deformación milonítica en una lertzolita en el Arroyo de La Cala. Se observa la intensa deformación en un cristal de ortopiroxeno y el extremadamente pequeño tamaño de grano del olivino. L.T.

Aunque no existe ningún estudio sistemático de este tipo de rocas, ni de la posible relación entre su composición y su situación estructural dentro del cuerpo peridotítico, se observa que diversos tipos composicionales tienden a distribuirse según el siguiente dispositivo:

- Las rocas de composición granulítica, similares en muchos casos a las migmatitas de la Unidad de Blanca, se sitúan en la mitad inferior de la lámina de peridotitas, con una mayor frecuencia hacia la base de dicho cuerpo (Dickey y Obata, 1974; Tubía, 1985 a; Martín-Algarra, 1987).
- Los diques leucocráticos de composición granítica a sienítica se distribuyen de una forma heterogénea en las diversas zonas de los macizos, con un máximo de frecuencia en torno al tercio central de la lámina de peridotitas.
- Las cordierititas y las plagioclasitas asociadas a las mineralizaciones de cromita y arseniuros de níquel aparecen, sistemáticamente, en el tércio superior de los cuerpos ultramáficos.
- Un último grupo, quizás el más abundante, está constituido por rocas cuarzofeldespáticas (tanto feldespáto potásico como plagioclasa) con textura pegmatítica a aplítica. Localmente contienen turmalina y micas (flogopita y/o vermiculita). Se concentran a favor de las zonas de fractura. Por esta razón son muy abundantes en el "graben" central de macizo de Ojén, y junto a las fallas del contacto del macizo de Carratraca. Estas rocas han sido explotadas en diversos puntos para la extracción de micas (Luque del Villar et al., 1985, 1986).

La génesis de los diversos tipos de diques leucocráticos está bastante discutida aunque la hipótesis más ampliamente aceptada relaciona este tipo de intrusiones con la inyección de líquidos anatécticos originados por la fusión parcial de las rocas corticales adyacentes (Priem et al., 1979; Tubía, 1985 a). Sin embargo como se discute en esta memoria, los filones de cordierititas y plagioclasitas asociados a las mineralizaciones constituyen ya un caso aparte, y tienen un origen magmático relacionado con un proceso de fraccionación progresivo y complejo de los líquidos basálticos generados mediante la fusión parcial de las peridotitas en el manto.

III.4. ZONACION PETROLOGICA DE LOS DIFERENTES MACIZOS.

Como se ha visto en apartados precedentes, los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda son esencialmente lertzolítico-harzburgíticos, con una distribución de ambos tipos de rocas bastante irregular, difícilmente separables en cartografía. Sin embargo, la distribución de facies minerales definida por la coexistencia de granate, espinela y/o plagioclasa con olivino y/o piroxenos, bien en las peridotitas, o bien en las capas máficas, si responde a un patrón zonal (Obata, 1977, 1980; Dickey et al., 1979) similar, a rasgos generales, en los tres grandes macizos, y relacionado con la disposición relativa de los mismos respecto a la secuencia

metapelítica suprayacente. Este criterio permite, además, reconocer las facies de las peridotitas en aquellas zonas donde el grado de serpentización ha sido muy elevado, ya que los productos de alteración de las fases aluminicas son muy característicos y fácilmente reconocibles: keli-fitas en los granates, bordes de magnetita en las espinelas, y agregados pardo-negrucos de "saussurita" en las plagioclasas.

III.4.1. Macizo de Ronda

En este macizo, Obata (1977, 1980) ha descrito los cuatro tipos de facies minerales definidos por O'Hara (1967). Las facies de lertzolitas con granate se sitúan a lo largo de todo el contacto noroccidental del macizo (Fig. 8), en posición infrayacente respecto a la secuencia metapelítica de la unidad de Los Reales. El resto de las facies se ordenan de forma correlativa hacia posiciones progresivamente más internas, es decir, bajo las lertzolitas con granate aparecen subfacies Ariegita (lertzolitas con espinela), subfacies Seiland (lertzolitas con espinela) y facies de lertzolitas con plagioclasa. No obstante, existe un pequeño afloramiento de lertzolitas con granate en el contacto sur a la altura del río Guadalmanza. La parte oriental del macizo, al este de la carretera de San Pedro de Alcántara a Ronda, no presenta ningún tipo de zonación mineral y está constituido esencialmente por peridotitas con plagioclasa, o bien por facies de transición entre lertzolitas con espinela y lertzolitas con plagioclasa.

La serpentización es escasa a lo largo de todo el macizo. Las zonas donde la intensidad de este proceso ha sido mayor se concentran hacia los contactos de las peridotitas con los materiales corticales adyacentes. Este hecho es especialmente visible al norte del macizo, en el contacto con los materiales carbonatados de la Unidad de Las Nieves, y al sur de una línea imaginaria entre Benahavís e Istán. En este último caso, las peridotitas se encuentran brechificadas y serpentizadas debido al movimiento de la falla del Albornoque (Tubía, 1985 a).

La orientación de la foliación y de las lineaciones de estiramiento mineral son también diferentes en los dos sectores del macizo. En la parte occidental, la foliación se mantiene bastante constante en torno a una dirección NE-SO, sobre todo en la zona próxima al contacto norte, donde presenta un fuerte buzamiento ($> 60^\circ$) hacia el NO. Hacia el contacto sur, la foliación es más irregular y buza hacia el SE, aunque mantiene una dirección análoga. Esta disposición de la foliación define en el sector occidental una suave estructura antiformal. Las lineaciones de estiramiento "a" varían dentro de un abanico de direcciones en torno a N 20 E y N 80 E, con buzamientos tanto al NE como al SO (Darot, 1973 a). En el sector oriental, la foliación se dispone de una forma más aleatoria aunque presenta un máximo según una dirección NO-SE.

III.4.2. Macizo de Ojén

La distribución de facies minerales que presenta este macizo (Fig. 9) es muy peculiar y está condicionada por la intensa deformación tectó-

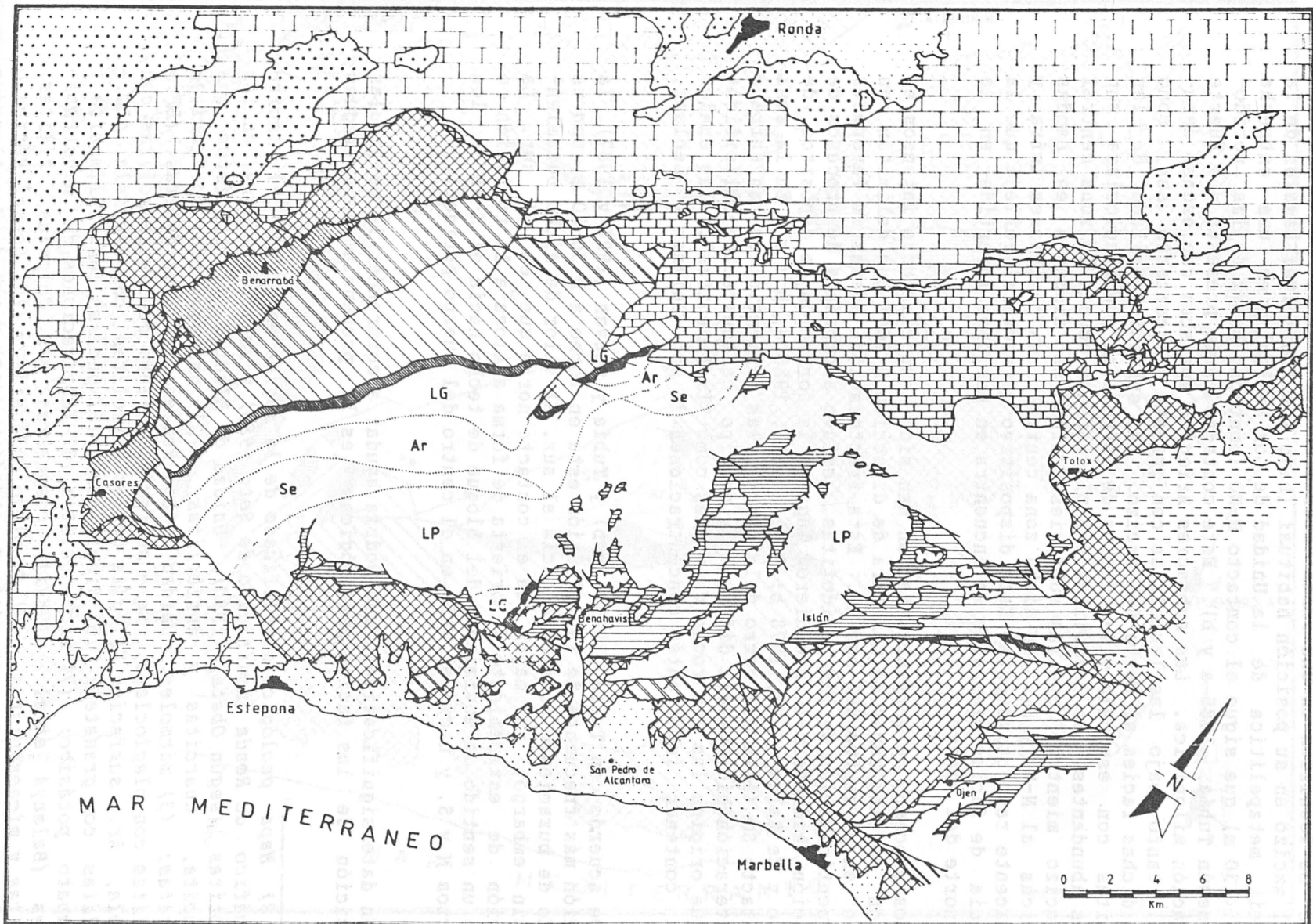


Fig. 8.

nica que ha sufrido. En él se reconocen, al igual que en el de Ronda, los cuatro tipos de facies minerales de O'Hara (1967). Las lertzolitas con granate se localizan en una banda intermitente a lo largo del contacto sur del macizo en su posición habitual (bajo las kinzigitas basales de la secuencia metapelítica de la Unidad de Los Reales) y en una estrecha banda (< 30 m) que sigue el contacto N-NO (contacto basal de las peridotitas según Tubía, 1985 a y b). Este contacto norte presenta una fuerte deformación milonítica. Las subfacies Ariegita aparecen con escaso desarrollo, tanto bajo las lertzolitas con granate del contacto sur, como sobre dichas facies al norte del macizo. Las subfacies Seiland de las lertzolitas con espinela y las facies de lertzolitas con plagioclasa son las más abundantes. Las lertzolitas con plagioclasa ocupan la zona central del macizo mientras que las subfacies Seiland se disponen en bandas simétricas al N-NO y S-SE de dicha zona central, en posiciones infra y suprayacente respectivamente. Este dispositivo estructural refleja que la secuencia de facies minerales se encuentra en posición invertida en la mitad norte del macizo.

Los procesos de serpentización han sido especialmente intensos en relación con las zonas de fractura de dirección N 70 E que delimitan un "graben" en el centro del macizo. Esta fracturación, además de favorecer la serpentización de las peridotitas, estuvo acompañada de procesos de alteración hidrotermal que dieron lugar a la formación de depósitos de asbesto y de talco (IGME, 1978 b; Rode et al., 1980 a, b y c). En la zona de contacto SO (área del cerro del Torrón), las serpentinitas han sufrido una alteración hidrotermal diferente, de tipo carbonatación-silicificación que origina las las rocas conocidas como "listwaenitas", las cuales suelen contener importantes concentraciones de oro (Buisson y Leblanc, 1985).

De acuerdo con Tubía (1985 a y b) y Tubía y Cuevas (1986 y 1987), la dirección más frecuente de la foliación está en torno a N 30-80 E, con un sentido de buzamiento constante hacia el sur. El valor de dicho buzamiento, sin embargo, es mayor en el contacto norte que en el sur. La lineación de estiramiento se orienta de forma análoga a la foliación e indica un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N-NE en los contactos N y S, y hacia el O-SO en el centro del cuerpo peridotítico.

Un dato significativo, que podría ayudar a comprender la particular disposición de las facies petrológicas, es la presencia de pliegues

Fig. 8) Mapa geológico simplificado de la región en torno al macizo ultramáfico de Ronda (modificado de Soto 1986) y zonación mineral en las peridotitas (según Obata, 1980). Unidad de Blanca: (1) Esquistos con andalucita, cuarcitas y anfibolitas; (2) gneises con cordierita, migmatitas; (3) mármoles. Unidad de Los Reales: (4) peridotitas (LP.- lertzolitas con plagioclasa, Se.- subfacies Seiland de las lertzolitas con espinela, Ar.- subfacies Ariegita de las lertzolitas con espinela, LG.- lertzolitas con granate); (5) kinzigitas; (6) gneises con sillimanita y feldespato potásico; (7) micaesquistos (8) Imbricaciones de Benarrabá-Casares (Balanyá et al., 1987)), compuestas por dolomías, filitas, cuarcitas y micaesquistos. (9) Complejo Maláguide. (10) Dorsal Bética o Rondaires. (11) Predorsal. (12) Penibético. (13) Complejo de Alozaina (Balanyá y García-Dueñas, 1987). (14) Flysh del Campo de Gibraltar. (15) Mioceno Superior y Plio-Cuaternario.

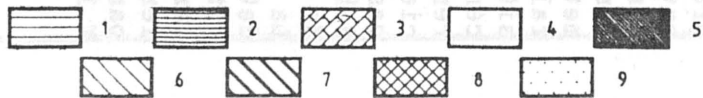
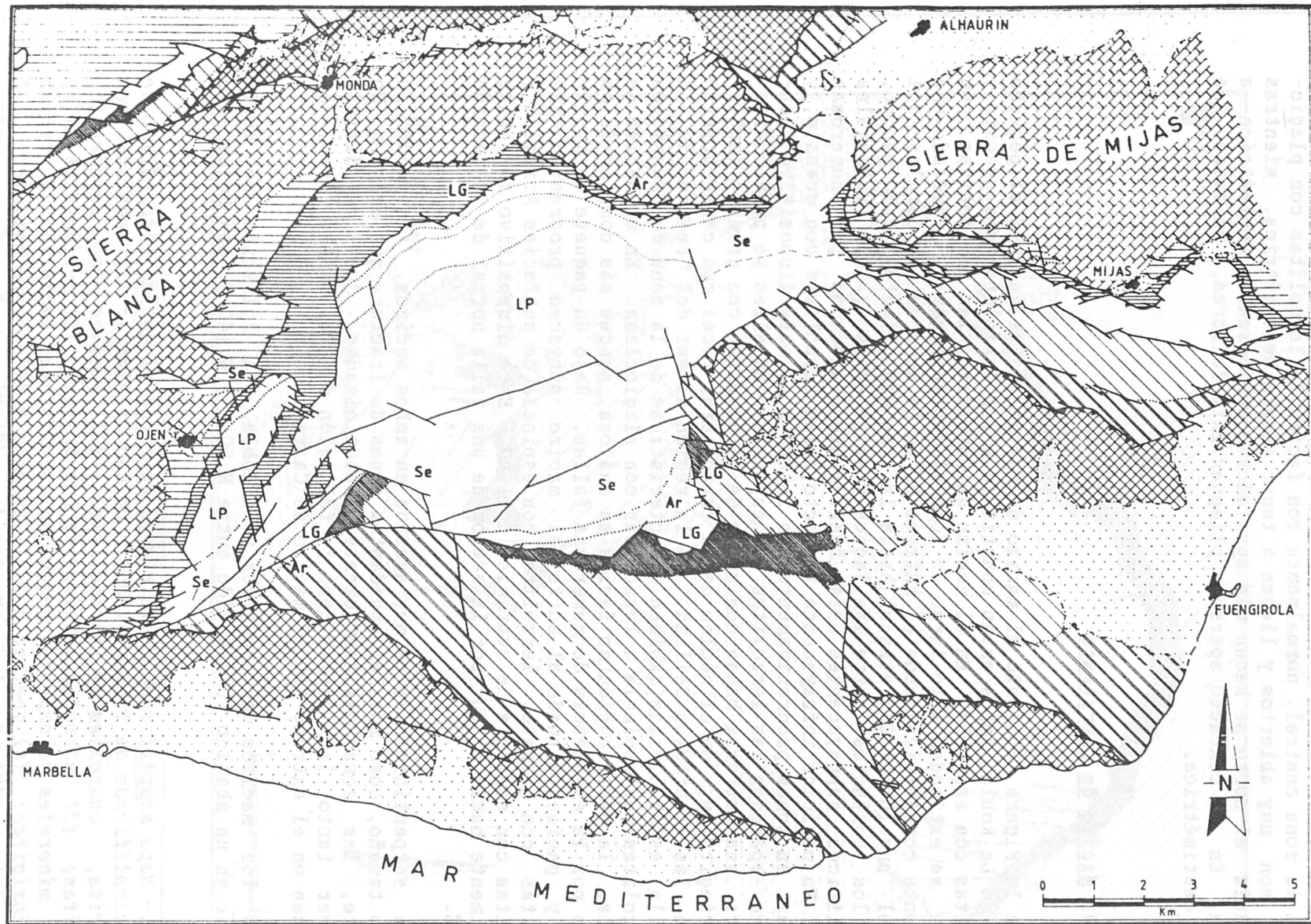


Fig. 9.

isoclinales de dirección N 40 E, con la foliación dispuesta según una esquistosidad de plano axial, y vergencia NO. Nunca he reconocido estos pliegues en la mitad sur del macizo. Sin embargo, en la mitad norte muestran dimensiones diferentes en función de su proximidad al contacto. Así, en la zona central, normalmente con facies de lertzolitas con plagioclasa, son muy abiertos y llegan a tener escala hectométrica, mientras que hacia el norte se hacen más apretados y con escala decimétrica a métrica. En el contacto aparecen pliegues intrafoliares, en vaina, de escala centimétrica.

III.4.3. Macizo de Carratraca

En la Figura 10, junto al macizo de Carratraca se incluye el pequeño macizo de La Robla. Ambos están constituidos por lertzolitas con granate y lertzolitas con espinela. En el macizo de Carratraca las peridotitas con granate se extienden a lo largo de todo el contacto norte, formando una envolvente concéntrica desde el extremo NO de la zona de Los Jarales (al sur del pueblo de Carratraca) hasta la zona más oriental del macizo, donde los contactos entre las facies y entre estas y los materiales metapelíticos suprayacentes están fuertemente dislocados por numerosas fallas. En posición infrayacente respecto a las lertzolitas con granate, y situadas en zonas progresivamente más internas en este dispositivo concéntrico aparecen las lertzolitas con espinela. En ellas se pueden diferenciar: una estrecha banda con capas de piroxenitas con granate (subfacies Ariegita) y, en el núcleo de la estructura, rocas con características de las subfacies Seiland. En la región al sur del Puerto de la Sabanilla, estas últimas exhiben características de la zona de transición de lertzolitas con espinela a lertzolitas con plagioclasa. En el macizo de La Robla, la distribución de facies es análoga, aunque más complicada en detalle por la existencia de numerosas fallas. Bajo un paquete de kinzigitas y gneises situado al norte del macizo subyacen progresivamente lertzolitas con granate, lertzolitas con espinela de subfacies Ariegita y lertzolitas con espinela de subfacies Seiland. Este dispositivo se repite parcialmente hacia el sur por la acción de una falla normal de dirección N 140 E.

La serpentización es muy acusada en ambos macizos, tanto por su pequeño tamaño, como por las abundantes zonas de fractura que existen. No obstante, las zonas más fuertemente serpentizadas, donde es difícil reconocer tanto las facies como la foliación de las peridotitas, se localizan en el extremo SO del macizo de Carratraca.

En los macizos de Carratraca y la Robla, la foliación se suele orientar en un abanico comprendido entre N 60 E y N 140 E, con buzamiento

Fig. 9.- Mapa simplificado de la región en torno al macizo ultramáfico de Ojén (simplificado de Tubía, 1985). Unidad de Blanca: (1) esquistos con andalucita, cuarcitas y anfibolitas; (2) gneises con cordierita, migmatitas; (3) mármoles. Unidad de Los Reales: (4) peridotitas (las facies minerales se expresan según las abreviaturas dadas en la figura 8); kinzigitas; (6) gneises con sillimanita y feldespato potásico; (7) micaesquistos. (8) Complejo Maláguide. (9) Mioceno Superior y Plio-Cuaternario.

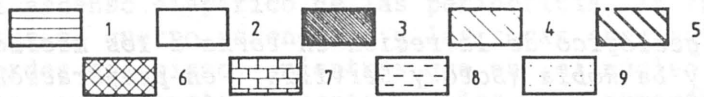
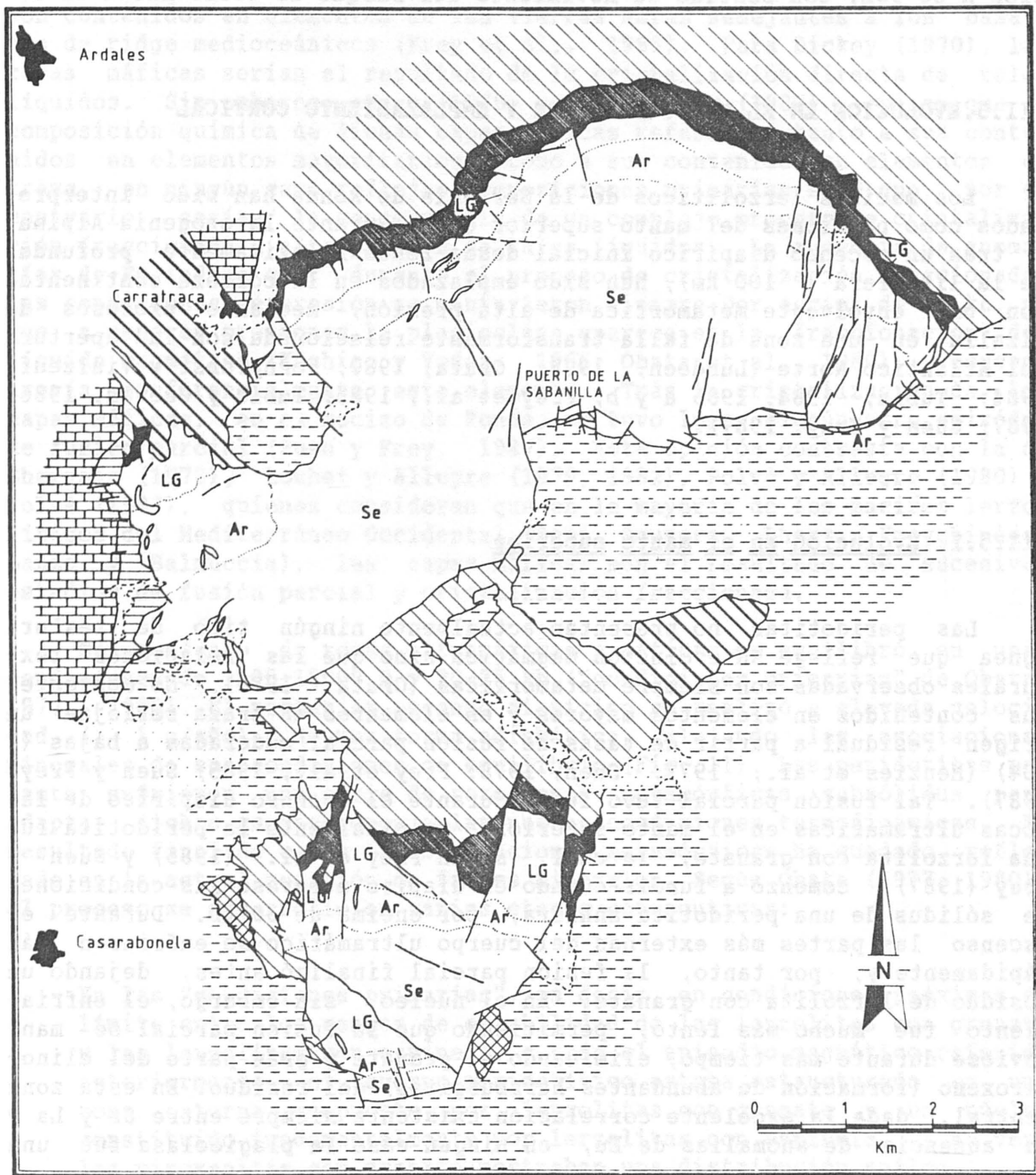


Fig. 10.

variable hacia el norte. En la zona suroccidental del macizo de Carratraca, coincidiendo con los máximos de serpentización, y al sur de La Robla, esta orientación es mucho más irregular. La lineación de estiramiento mineral observada se localiza sobre todo en los contactos superiores de las peridotitas (lerzolitas con granate) y presenta una dirección N 60-90E, con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el E.

III.5. EVOLUCION EN EL MANTO SUPERIOR Y EMPLAZAMIENTO CORTICAL

Los macizos lerzoliticos de la Serranía de Ronda han sido interpretados como porciones del manto superior que, durante la orogenia Alpina, y tras un ascenso diapírico inicial desde zonas relativamente profundas de la litosfera (100 km), han sido emplazados en la corteza continental con una envolvente metamórfica de alta presión, mediante procesos de cizalla en una zona de falla transformante relacionada con la apertura del Atlantico Norte (Lundeen, 1978; Obata, 1980; Kornprobst y Vialzeuf, 1984; Tubía, 1984, 1985 a y b; Frey et al., 1985; Tubía y Cuevas, 1986, 1987; Suen y Frey, 1987).

III.5.1. Evolución en el manto superior

Las peridotitas no presentan actualmente ningún tipo de textura ignea que refleje su evolución magmática sino que las relaciones texturales observadas son siempre metamórficas (Obata, 1980). No obstante, sus contenidos en elementos mayores y en elementos en traza reflejan un origen residual a partir de tasas de fusión parcial moderadas a bajas (< 30%) (Menzies et al., 1977; Suen, 1978; Frey et al., 1985; Suen y Frey, 1987). Tal fusión parcial tuvo lugar durante el ascenso diapírico de las rocas ultramáficas en el manto superior. Originalmente la peridotita fué una lerzolita con granate, la cual, según Frey et al. (1985) y Suen y Frey (1987), comenzó a fundir cuando el diapiro atravesó las condiciones de sólidos de una peridotita anhidra, por encima de 30 kb. Durante el ascenso las partes más externas del cuerpo ultramáfico se enfriaron más rápidamente y, por tanto, la fusión parcial finalizó antes, dejando un residuo de lerzolita con granate. En el núcleo, sin embargo, el enfriamiento fué mucho más lento, permitiendo que la fusión parcial se mantuviese durante más tiempo, eliminando el granate y gran parte del clinopiroxeno (formación de abundantes harzburgitas) del residuo. En esta zona central, dada la excelente correlación existente siempre entre Sr y La y la ausencia de anomalías de Eu, en ningún caso la plagioclasa fué una

Fig. 10.- Mapa geológico de la región en torno a los macizos ultramáficos de Carratraca y La Robla (Soto y Gervilla, en preparación). Unidad de Blanca: (1) Esquistos con andalucita, cuarcitas y anfibolitas. Unidad de Los Reales: (2) peridotitas (las facies minerales se expresan según las abreviaturas usadas en la figura 8); (3) kinzigitas; (4) gneises gneises con sillimanita y feldespato potásico; (5) micaesquistos. (6) Complejo Maláguide. (7) Dorsal Bética o Rondaires. (8) Complejo de Alosaina. (9) Mioceno Superior y Plio-Cuaternario.

fase constituyente del residuo (Frey et al., 1985). Esto implica que la fusión parcial se realizó siempre en condiciones de presión por encima de 10 kb (límite máximo de estabilidad para las lertzolitas con plagioclasa).

Los líquidos generados mediante el proceso de fusión parcial tuvieron una composición de toleitas picricas, infrasaturadas en sílice y con contenidos en elementos de las Tierras Raras semejantes a los basaltos de ridge mediooceánicos (Frey et al., 1985). Para Dickey (1970), las capas máficas serían el resultado de la cristalización directa de tales líquidos. Sin embargo, Suen (1978) y Suen y Frey (1987), opinan que la composición química de dichas capas máficas referida, tanto a sus contenidos en elementos mayoritarios, como a sus contenidos en elementos en traza, en ningún caso reflejan composiciones primarias sino que, por el contrario, serían la consecuencia de un complejo proceso de cristalización fraccionada a alta presión de tales líquidos. La ausencia de anomalías de Eu indica que, durante el proceso de cristalización fraccionada, las condiciones de presión se mantuvieron siempre por encima de 19 kb, ya que a menores presiones la plagioclasa aparece en la fraccionación del líquido magmático (Kushiro y Yoder, 1966; Obata et al., 1980), y concentraría preferencialmente este elemento. Trás la cristalización de las capas máficas, en el macizo de Ronda, no tuvo lugar ningún otro episodio de fusión parcial (Suen y Frey, 1987). Esta opinión contrasta con la de Shervais (1978), Loubet y Allegre (1979, 1982), Polvé y Allegre (1980) y Polvé (1983), quienes consideran que en la mayoría de los macizos lertzolíticos del Mediterráneo Occidental (Beni Bousera, Lherz, Freychinède, Lanzo y Balmuccia), las capas máficas son el resultado de sucesivos estadios de fusión parcial y cristalización fraccionada.

El conjunto de rocas ultramáficas y máficas se equilibró en unas condiciones de 1100-1200° C y 20-25 kb ("condiciones primarias" de Obata, 1977, 1980). El posterior ascenso diapírico se realizó a elevada velocidad (> 1 m/año) y de una forma adiabática, alejando las asociaciones minerales de sus condiciones de equilibrio (Fig. 11). Las peridotitas por tanto sufrieron una serie de reacciones metamórficas subsólidas para adaptar dichas asociaciones a las nuevas condiciones termodinámicas. El resultado final de estas transformaciones metamórficas ha quedado reflejado en la actual zonación de facies minerales. Según Obata (1977, 1980), el proceso se desarrolló en varias etapas consecutivas:

- En las "condiciones primarias", es decir, en condiciones próximas al límite entre los campos de estabilidad de las lertzolitas con granate y las lertzolitas con espinela, y trás el episodio magmático referido anteriormente, el cuerpo peridotítico estaba estructurado en una zona externa compuesta por lertzolitas con granate y un núcleo constituido fundamentalmente por lertzolitas con espinela. A su vez, las piroxenitas con granate mostraban una distribución análoga.
- Durante el ascenso diapírico de las peridotitas, la transferencia de calor entre el cuerpo ascendente y las rocas encajantes fué máxima en los bordes del mismo, mientras que en el núcleo la temperatura se mantuvo casi constante hasta niveles muy superficiales de la litosfera. En consecuencia el brusco descenso relativo de la temperatura en la zona periférica del diapiro, acompañado de un fuerte descenso en la presión debido a la elevada velocidad de ascenso, dió lugar a que las asociaciones minerales de las lertzolitas con granate se mantuviesen metaestables hasta los niveles corticales. En las

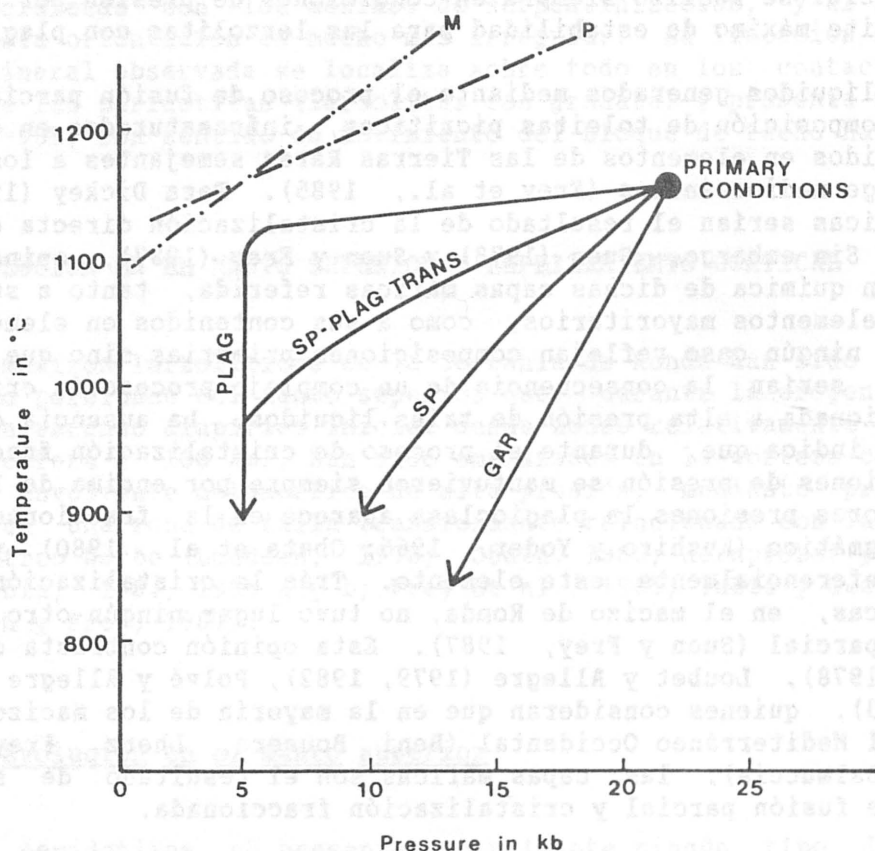


Fig. 11.- Trayectorias P/T para las distintas facies minerales de las lertzolitas: con granate (GAR), con espinela (SP), con plagioclasa (PLAG), y para las facies de transición entre las lertzolitas con espinela y las lertzolitas con plagioclasa (según Obata, 1980). P.- Sólidos de la peridotita. M.- Sólidos de las capas máficas.

peridotitas de la zona intermedia el granate reaccionó con la forsterita formando espinela y piroxenos, mientras que en las capas máficas, el granate, en presencia de piroxenos, se mantuvo estable en las partes más externas de esta zona (subfacies Ariegita), y se transformó en la asociación clinopiroxeno-ortopiroxeno-anortita-espinela en las partes más internas (Subfacies Seiland). En el núcleo del diapiro la temperatura se mantuvo constante incluso por debajo de los 10 kb, lo que permitió que se formasen las lertzolitas con plagioclasa, mediante la reacción de la espinela con clino y ortopiroxenos para dar anortita y forsterita.

Un resultado significativo de este modelo es que la distribución de facies observada actualmente en el campo, refleja la zonación de centro a periferia en el primitivo diapiro del manto (Obata, 1977, 1980). En la

distribución de las capas máficas se observa, así mismo, que los tipos composicionales infrasaturados en sílice encajan en las facies de lertzolitas con plagioclasa y los saturados en sílice (últimos estadios de la fraccionación) encajan en lertzolitas con granate, lo cual implica que el proceso de fracciónación cristal/líquido que originó tales acumulados máficos tuvo lugar durante la migración de los líquidos magmáticos desde el núcleo, (más caliente y sometido a una mayor tasa de fusión parcial) hasta la periferia del diapiro (Suen y Frey, 1987).

En la literatura existen opiniones que discrepan de determinados aspectos de este modelo. Anteriormente ya he citado la controversia establecida en cuanto a la individualización de una zona de facies de lertzolitas con granate (apartado III.3.1.) y en relación con la existencia de procesos de refusión en las capas máficas. Otro punto conflictivo tiene su origen en la interpretación genética de las lertzolitas con plagioclasa. En el macizo de Ronda, Obata (1980) excluye cualquier episodio magmático después de las "condiciones primarias" y explica la formación de la plagioclasa exclusivamente por medio de reacciones subsólidas. En los macizos lertzolíticos de Lanzo (Boudier y Nicolas, 1972) y de Collo (Leblanc y Temagoult, 1989), así como en diversos complejos ofiolíticos (Nicolas y Dupuy, 1984), las facies de lertzolitas con plagioclasa han sido interpretadas como el resultado de la cristalización "in situ" de líquidos generados mediante una pequeña tasa de fusión parcial, durante los últimos estadios del ascenso diapírico de las peridotitas. Esta segunda opinión, aunque no ha sido demostrada explícitamente en las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda está apoyada por la presencia de masas de dunitas que contienen, a veces, clinopiroxeno y/o plagioclasa. Además, de acuerdo con las ideas de Loubet y Allegre (1979, 1982), Polvé y Allegre (1980) y Polvé (1983), para Reisberg y Zindler (1986/87), los contenidos en isótopos radiogénicos (Sr, Nd y Sm) en los clinopiroxenos y en las peridotitas con plagioclasa del macizo de Ronda no pueden ser explicados mediante un único episodio de fusión parcial, sino que es necesario invocar una segunda fase de circulación de líquidos magmáticos, en condiciones de presión moderada a baja.

III.5.2. Emplazamiento cortical

El ascenso diapírico de las peridotitas a través del manto superior hasta la base de la corteza es un proceso generalmente admitido. Sin embargo, la interpretación de su emplazamiento cortical está sujeta a opiniones opuestas. Algunos autores consideran a estos macizos ultramáficos como cuerpos intrusivos enraizados en el manto (Loomis, 1972 b, 1975; Chamón et al., 1978 a y b; Piles et al., 1978 a y b; Torres-Roldán, 1979 a y b) y otros los interpretan como láminas tectónicas alóctonas emplazadas mediante procesos de cizalla simple (Didón et al., 1973; Westerhof, 1977; Lundeen, 1978; Kornprobst y Vialzeuf, 1984; Tubía, 1985 a y b; Tubía y Cuevas, 1986, 1987).

La idea de la intrusión vertical de las peridotitas, aunque señalada anteriormente por Orueta (1917) y Blumenthal (1949), fué desarrollada y documentada ampliamente por Loomis (1972 a y b, 1974). Para este autor las peridotitas intruyeron en la corteza de forma diapírica en condiciones de temperatura entre 1000 y 1200°C, lo que provocó una extensa aureola de metamorfismo de contacto en las rocas adyacentes. El contacto

entre las peridotitas y la secuencia metapelítica de la Unidad de Los Reales ("gneiss series" para este autor) se interpreta, por tanto, como un contacto magmático original relacionado con la intrusión diapírica del cuerpo ultramáfico, mientras que las migmatitas de la unidad de Blanca (definidas por Loomis, 1972 a, como "hornfels series" y situadas sobre las peridotitas) serían rocas profundas arrancadas y arrastradas por la masa ultrabásica durante su ascenso. Este modelo está apoyado además en la distribución de las anomalías gravimétricas existentes en la región del mar de Alborán, las cuales definen dos máximos positivos simétricos respecto al eje central de la cuenca, uno situado al S-SE del macizo de Ojén, y otro al E del macizo de Beni Bousera (Robertson, 1970; Bonini et al., 1971, 1973; Hatzfeld, 1978; Bellot, 1985). En todos los casos estos máximos positivos se han interpretado como las zonas de enraizamiento de los cuerpos peridotíticos.

La hipótesis del emplazamiento tectónico fué inicialmente apuntada por Dürr (1967), Mollat (1968), Buntfuss (1970) y Didón et al. (1973). Más tarde Lundeen (1978) analizó exhaustivamente el contacto entre las peridotitas y las migmatitas de la Unidad de Blanca en el valle del río Guadaiza, y construyó un modelo congruente con los diferentes argumentos tectonometamórficos. Este modelo supone que las rocas ultramáficas se emplazaron tectónicamente sobre la Unidad de Blanca a temperatura suficientemente alta para originar una aureola de metamorfismo de alto grado con procesos de migmatización (a temperaturas entre 700-800°C) en su base, precedido por una intensa deformación milonítica tanto de las peridotitas como de las rocas metapelíticas infrayacentes. Durante este emplazamiento, la secuencia metapelítica de la Unidad de Los Reales (Unidad de Casares según Lundeen, 1978) se habría mantenido pasivamente sobre la masa de rocas ultramáficas.

La interpretación que hacen Kornprobst y Vialzeuf (1984) del emplazamiento de las rocas ultramáficas betico-rifeñas y pirenaicas es análoga a la propuesta por Lundeen (1978). El proceso de emplazamiento se basa en la alternancia de episodios distensivos y compresivos en zonas de falla transformante generadas durante la apertura del Atlántico Norte. La etapa distensiva inicial originó un fuerte adelgazamiento cortical y favoreció la ascensión diapírica de las peridotitas hasta la base de la corteza, donde sobreimpuso una aureola de metamorfismo de alta temperatura a las granulitas de alta presión circundantes. Esta etapa fué seguida de otra de carácter compresivo que dió lugar a los cizallamientos intralitosféricos que provocaron el cabalgamiento de las peridotitas.

Este modelo ha sido refinado recientemente por Tubía (1985 a y b) y Tubía y Cuevas (1986, 1987) mediante el análisis sistemático de las deformaciones producidas tanto en los contactos, como en el interior de los cuerpos ultramáficos. Para estos autores, las peridotitas han sufrido dos etapas de deformación en diferentes condiciones de temperatura. La primera tuvo lugar a temperaturas superiores a 1000°C y fué penetrativa en toda la masa peridotítica. Esta deformación genera una lineación de estiramiento "a" que se orienta siempre paralelamente al máximo alargamiento de los macizos (OSO-ENE) y representa el flujo plástico de las peridotitas durante la etapa distensiva inicial de la falla transformante. La deformación de baja temperatura (900-800°C) se realizó durante la fase compresiva subsiguiente y genera una foliación milonítica y una lineación de estiramiento "a" de la enstatita que oblitera las estructuras previas en las zonas de contacto de la lámina de peridotitas. La orientación de la nueva lineación de estiramiento es también OSO-ENE,

aunque con un sentido de cizallamiento opuesto al que aparece durante la etapa de alta temperatura. Según Tubía (1985 a) estos sentidos de cizallamiento opuestos representan la diferente orientación del flujo plástico durante las etapas extensiva y compresiva. Durante esta última fase, el análisis cinemático de la deformación milonítica localizada en el contacto basal de las peridotitas, tanto en estas rocas como en los materiales infrayacentes, indica una traslación hacia el ENE del bloque de techo, esto es, de la Unidad de Los Reales. Para Cuevas et al. (1986), este cabalgamiento representa una primera fase de empilamiento de los mantos alpujárrides que precede a otra fase con traslaciones hacia el NNO, más ampliamente descrita en el conjunto de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas.

Finalmente, una tercera opción para el emplazamiento de las peridotitas es la propuesta por Martín-Algarra (1987) quien, aunque piensa que las rocas ultramáficas intruyeron en la corteza a través de grandes accidentes tectónicos relacionados con una zona de falla transformante, considera que tales accidentes eran subverticales y por tanto no significaron cabalgamientos importantes. Para este autor, las peridotitas cabalgaron hacia el NO como el resto de los mantos alpujárrides y, actualmente, permanecen enraizados en las zonas de máximos gravimétricos.

III.5.3. Edad del Emplazamiento

La edad del emplazamiento de las peridotitas béticas y del metamorfismo asociado ha sido establecida como Alpina, tanto por métodos geológicos como geocronológicos. Entre los primeros merece destacarse el metamorfismo de contacto progresivo que se observa en los carbonatos mesozoicos de la Unidad de Las Nieves conforme se consideran términos cada vez más próximos al contacto de las rocas ultramáficas (Martín-Algarra, 1987). En los materiales metapelíticos de las unidades alpujárrides no se pueden realizar observaciones comparables. Sin embargo Loomis (1975), usando el método K-Ar en roca total y en biotitas aisladas sobre muestras de metapelitas pertenecientes a las unidades de Los Reales y Blanca, establece una edad aproximada de 22 M.a. Este resultado fué confirmado más tarde por Seideman (1976) mediante el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ y por Priem et al. (1979) quienes usaron el mismo método en biotitas de las rocas del contacto, y dataron mediante el método Rb-Sr un dique ácido de composición granítica, considerado como producto de la cristalización de movilizados anatécnicos originados por la fusión parcial de las metapelitas adyacentes. La isocrona de Rb-Sr obtenida establece una edad de 22 ± 4 M.a. para la formación de estos diques.

Recientemente Zindler et al. (1983) analizaron los contenidos en Nd y Sr en una capa de clinopiroxenita con granate del macizo de Ronda. La isocrona obtenida por este nuevo método (22 ± 2 M.a.) confirma los resultados precedentes.

IV.1. TIPO DE MINERALIZACIONES Y RELACIONES CON LAS FASES DE EVOLUCION

En el conjunto de los macizos hidrotermales de la Serranía de Guadalupe se pueden identificar dos grupos de mineralizaciones: el primero está constituido por una asociación mineral típica de magmas de arcilla y arceniarios de rhyolita, con ganga de pirrotita y magnetita (Ceballos et al., 1971, 1973, 1975, 1980) en el sentido de que el mineral principal está formado por sulfuro de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita. El segundo grupo de mineralizaciones, flogopita y plagioclasa, las relaciones hidrotermales son de tipo magmático y pertenecen al primer grupo este tipo de mineralizaciones diferenciales: mineralizaciones de sulfuro de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita y mineralizaciones de cronita y cronita con ganga de pirrotita y magnetita.

- a) Mineralizaciones de cronita-arceniarios de tipo B.
- b) Mineralizaciones de cronita tipo C.
- c) Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita.

Los diagramas indicados de las muestras distribuidas de los macizos de Guadalupe regular entre los tres macizos más representativos de la Serranía de Guadalupe (Fig. 14).

Esta distribución coincide, sin embargo, con la distribución del elemento menor relacionado con el tipo de mineralización de los macizos de Guadalupe. Tanto las mineralizaciones tipo B, como las mineralizaciones tipo C se encuentran siempre enlazadas en los macizos de Guadalupe con las facies de los macizos de Guadalupe. Las mineralizaciones tipo B se encuentran en las facies de los macizos de Guadalupe con las facies de los macizos de Guadalupe. Las mineralizaciones tipo C se encuentran en las facies de los macizos de Guadalupe con las facies de los macizos de Guadalupe.

IV

DESCRIPCION DE LAS MINERALIZACIONES

IV.1.1. Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita

Aunque las mineralizaciones de sulfuros de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita se encuentran en el macizo de Guadalupe, también se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe. Estas mineralizaciones se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe.

Las mineralizaciones de sulfuros de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe. Estas mineralizaciones se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe.

Las mineralizaciones de sulfuros de Fe-Si con ganga de pirrotita y magnetita se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe. Estas mineralizaciones se encuentran en el macizo de Guadalupe y en el macizo de Guadalupe.

IV.1. TIPOS DE MINERALIZACIONES Y RELACION CON LAS ROCAS ULTRAMAFICAS

En el conjunto de los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda se pueden identificar dos grupos de mineralizaciones: el primero está constituido por una asociación mineral inusual compuesta de cromita y arseniuros de níquel, con ganga de piroxenos y/o cordierita (Oen, 1973; Oen et al., 1971, 1973, 1979, 1980); en el segundo la asociación mineral está formada por sulfuros de Fe-Ni-Cu y/o grafito, con ganga de piroxenos, flogopita y plagioclasa. Las peculiares características mineralógicas y químicas del primer grupo permiten individualizar dos tipos composicionales diferentes: mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel s.s. y mineralizaciones de cromita. Así pues se distinguen tres tipos principales de mineralizaciones:

- a) Mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel (tipo Cr-Ni)
- b) Mineralizaciones de cromita (tipo Cr)
- c) Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y/o grafito (tipo S-G)

Los diversos indicios se encuentran distribuidos de una forma irregular entre los tres macizos más importantes de la región (Fig. 12, 13, 14). Esta distribución responde, sin embargo, a un patrón zonal estrechamente relacionado con el de las facies minerales de las peridotitas encajantes: Tanto las mineralizaciones tipo Cr-Ni como las del tipo S-G se encuentran siempre enclavadas en las zonas periféricas de los macizos, con facies de lertzolitas con espinela y de lertzolitas con granate, mientras que las mineralizaciones tipo Cr encajan exclusivamente en la zona de facies de lertzolitas con plagioclasa.

IV.1.1. Mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel (tipo Cr-Ni)

A este tipo de mineralización pertenecen las minas de El Lentisco, El Nebral y La Gallega en el macizo de Ojén, y las minas de El Sapo, San Agustín y las existentes en el distrito de Los Jarales (San Juan, El Inglés y Pozo Moreno) dentro del macizo de Carratraca.

El Lentisco y El Nebral se encuentran en una zona fuertemente serpentizada ("graben" central del macizo de Ojén). Muestran una asociación mineral pobre en arseniuros de níquel, entre los que domina la maucherita sobre la niquelina, y contienen, con relativa frecuencia, fases como: orcelita, pentlandita, millerita y heazlewoodita (Oen et al., 1980).

En la mina de La Gallega se reconocen dos asociaciones minerales una constituida por cromita, niquelina y ortopiroxeno como minerales mayoritarios, y otra formada por cromita, niquelina y cordierita. En la primera la cromita está asociada a pequeñas cantidades de ilmenita, mientras que en la segunda está asociada a rutilo. Por el contrario la asociación de arseniuros de níquel es análoga en ambos casos y contiene, además de niquelina, pequeñas cantidades de lollingita, gersdorffita, maucherita y

INDICIOS DEL MACIZO DE RONDA

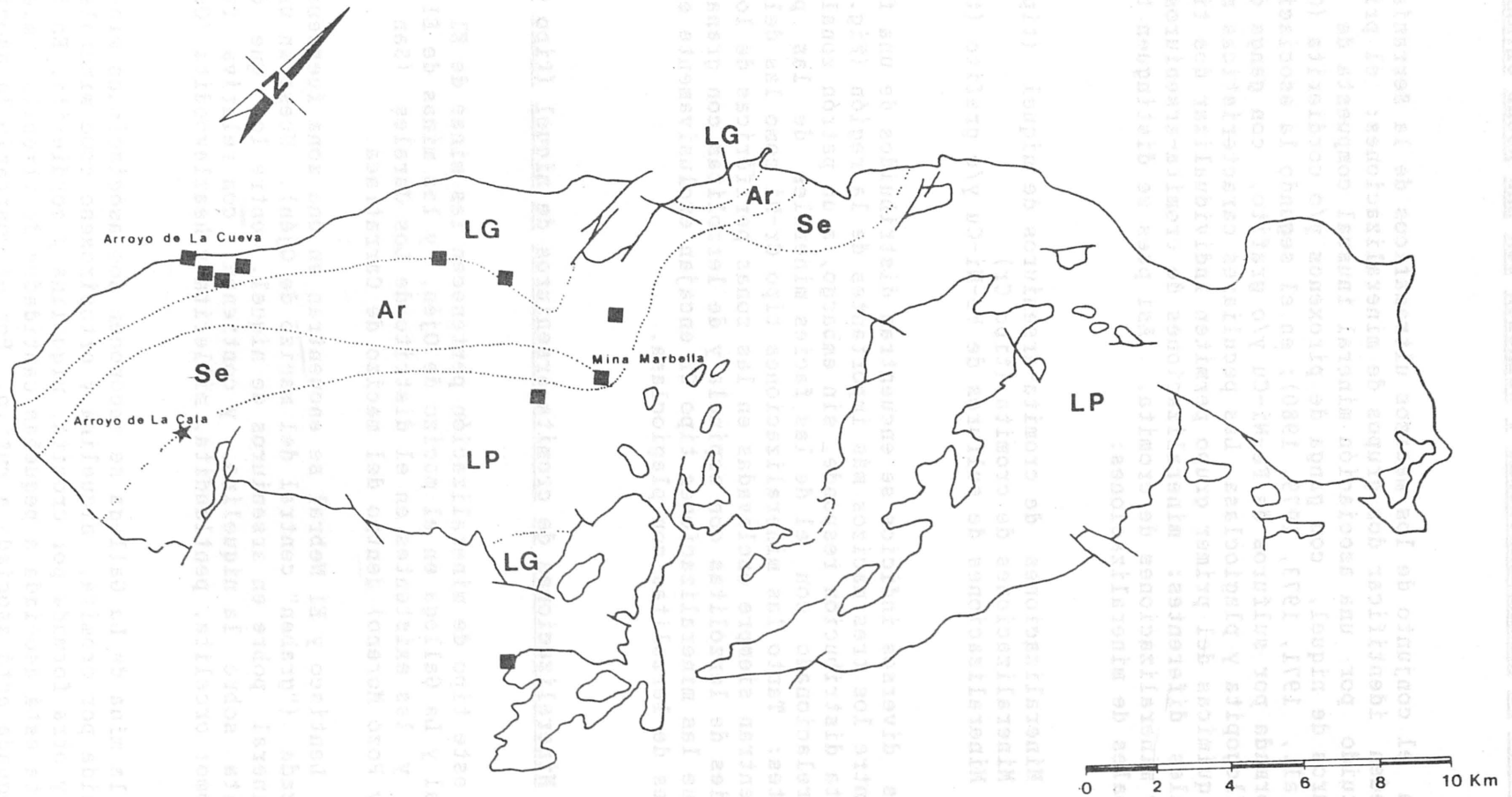


Fig. 12.

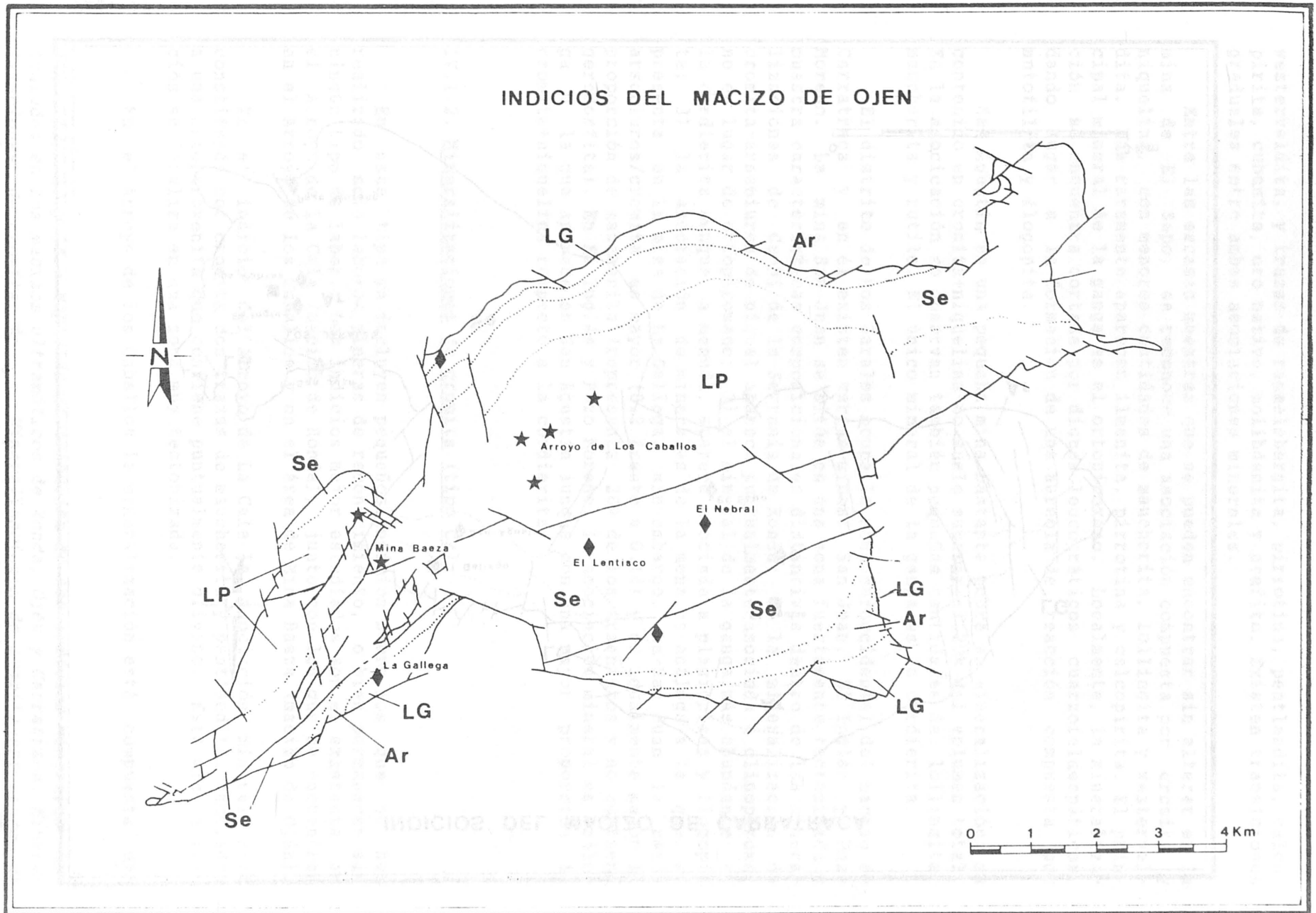


Fig. 13

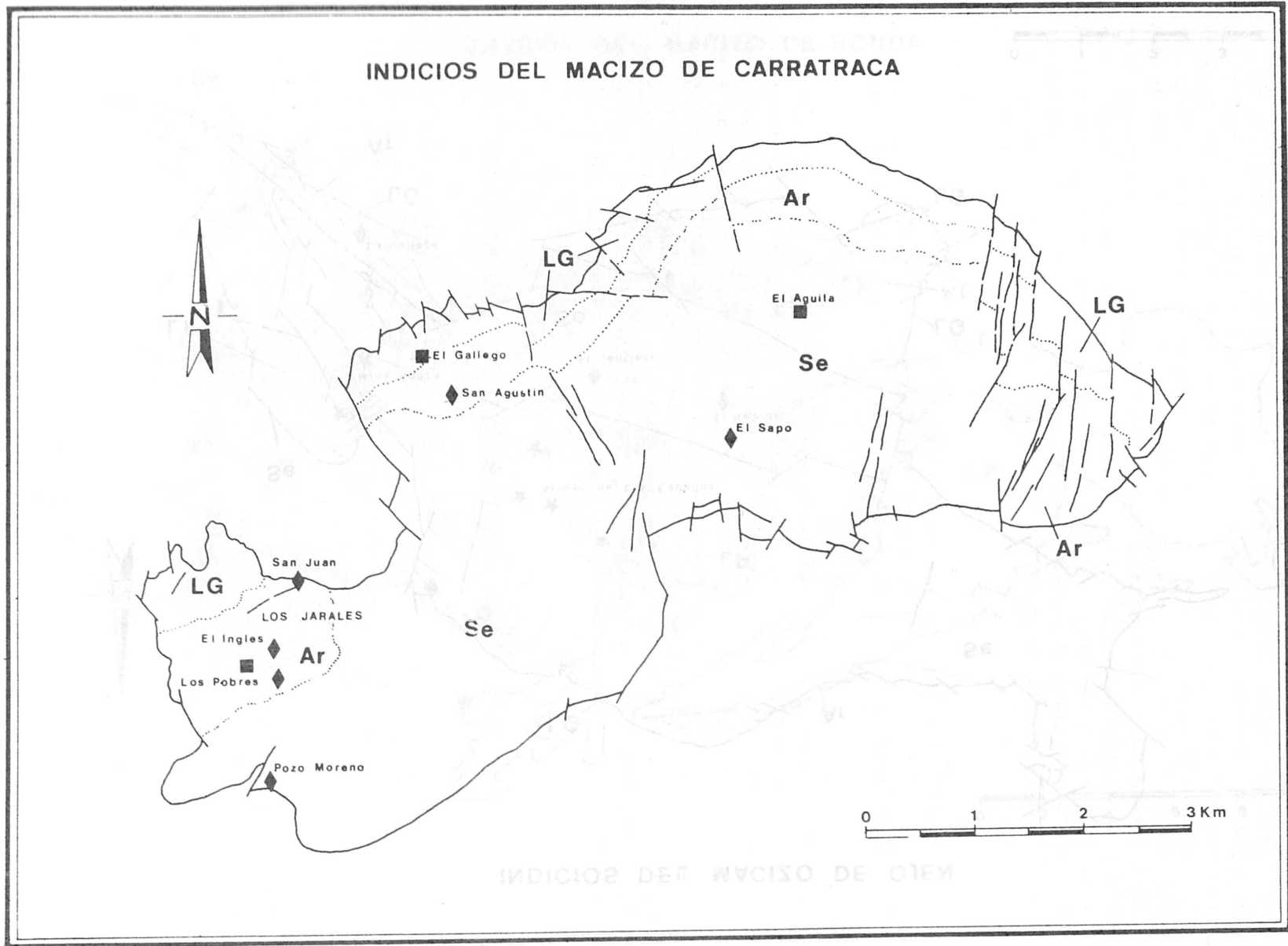


Fig. 14.

westerveldita, y trazas de rammelsbergita, pirrotina, pentlandita, calcopirita, cubanita, oro nativo, molibdenita y grafito. Existen transiciones graduales entre ambas asociaciones minerales.

Entre las escasas muestras que se pueden encontrar sin alterar en la mina de El Sapo, se reconoce una asociación compuesta por cromita y niquelina, con menores cantidades de maucherita, lollingita y westerveldita. Más raramente aparecen ilmenita, pirrotina y calcopirita. El principal mineral de la ganga es el ortopiroxeno. Localmente, la mineralización se encuentra cortada por diques leucocráticos cuarzofeldespáticos, dando lugar a la formación de una aureola de reacción compuesta por antofilita y flogopita.

San Agustín es una pequeña mina bastante pobre en mineralización: su contenido en cromita+niquelina no suele superar el 20% del volumen total. En la asociación se observan también pequeñas cantidades de lollingita, maucherita y rutilo. El único mineral de la ganga es la cordierita.

El distrito de Los Jarales ocupa la zona suroccidental del macizo de Carratraca y en él existen varias minas: San Juan, El Inglés y Pozo Moreno. La mina San Juan se sitúa en una zona fuertemente tectonizada y muestra características composicionales distintivas dentro de las mineralizaciones de Cr-Ni de la Serranía de Ronda: 1) la mineralización de cromita-arseniuros de níquel aparece puntualmente asociada a clinopiroxeno en lugar de ortopiroxeno; 2) el mineral de la ganga más abundante es la cordierita aunque, a menudo, aparece asociada a plagioclasa y flogopita; 3) la asociación de minerales de la mena es análoga a la que se presenta en la mina de La Gallega, sin embargo, en San Juan la razón arseniuros/cromita es mayor (0.2 frente a 0.14) y es igualmente mayor la proporción de maucherita (representa 20% de los arseniuros y no contiene gersdorffita). En El Inglés y Pozo Moreno, la asociación mineral es análoga a la que aparece en San Agustín aunque con una mayor proporción de cromita+niquelina respecto a la cordierita.

IV.1.2. Mineralizaciones de cromita (tipo Cr)

En este tipo se incluyen pequeños indicios sobre los que se han realizado solo labores mineras de reconocimiento, o bien permanecen sin ningún tipo de labor. Los indicios mejor estudiados son el existente en el Arroyo de la Cala (macizo de Ronda), junto con los que se encuentran en el Arroyo de los Caballos y en el área de Mina Baeza (macizo de Ojén).

En el indicio del Arroyo de La Cala la asociación mineral está constituida por cromita con trazas de maucherita y pentlandita, asociadas a una ortopiroxenita que contiene puntualmente olivino. Esta mineralización se localiza en una zona muy tectonizada.

En el Arroyo de los Caballos la mineralización está compuesta ex-

Fig. 12, 13 y 14.- Mapas de distribución de los indicios minerales estudiados en los macizos ultramáficos de Ronda, Ojén y Carratraca. Mineralizaciones de cromita: ★ . Mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel: ◆ . Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y grafito: ■ .

clusivamente por cromita, con ganga de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los cuerpos minerales presentan una envolvente dunitica.

El área de Mina Baeza se sitúa en la parte occidental del macizo de Ojén. En este área existen varios puntos con labores mineras realizadas sobre diversos filoncillos de cromita, asociados a dunitas. Estos filones contienen ortopiroxeno y pequeñas cantidades de maucherita (hasta un 2% en volumen). Se observan también trazas de sulfuros de níquel relacionados con la serpentización (pentlandita, millerita, heazlewoodita, parkerita y shandita). Esporadicamente se encuentran venillas irregulares y agregados de cromita diseminados en las dunitas.

IV.1.3. Mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y/o grafito (tipo S-G)

Los diferentes indicios estudiados dentro se distribuyen principalmente entre los macizos de Ronda y Carratraca. En el primer macizo se encuentran Mina Marbella y las minas del Arroyo de la Cueva (Mina San Pedro, Mina del Majar del Toro, Mina Piña y El Robledalillo); en el segundo están las minas del Aguila, El Gallego y, dentro del distrito de Los Jarales, Los Pobres. El rasgo más frecuente de estas mineralizaciones es que los sulfuros se encuentran fuertemente alterados, dando masas terrosas de oxi-hidróxidos de Fe en las que se preservan nódulos de grafito.

En Mina Marbella la asociación mineral suele estar constituida en más del 90% por grafito, con algo de cromita y trazas de sulfuros y arseniuros de níquel y/o cobalto. Aunque el grafito puede aparecer en contacto directo y nítido con la peridotita, los nódulos de grafito suelen encontrarse incluidos dentro de masas de limonita (Orueta, 1917).

El área del arroyo de la Cueva está situada junto al contacto entre las peridotitas y las kinzigitas de la unidad de Los Reales, al norte del macizo de Ronda. En ellas la asociación mineral está compuesta esencialmente por pirrotina, calcopirita, cubanita y pentlandita (parcialmente alterada a bravoita), con cantidades minoritarias de esfalerita, cobaltina y mackinawita. Como minerales de la ganga aparecen productos de alteración hidrotermal de la peridotita (talco, clorita y moscovita principalmente). Es significativo señalar que en estas mineralizaciones no aparece grafito ni cromita.

Tanto en las minas de El Aguila como en Los Pobres se encuentran únicamente grafito y cromita, con limonita. Se observan, no obstante, restos de sulfuros y arseniuros en la limonita, y en forma de inclusiones polifásicas dentro de la cromita.

La mina El Gallego es la que muestra una asociación mineral mejor preservada y en ella se reconocen diversas fases de sulfuros de Fe-Ni-Cu (pirrotina, pentlandita, calcopirita y cubanita) con grafito, rutilo y cromita, y pequeñas cantidades de pirita, magnetita, ilmenita, molibdenita y cobaltina. El principal mineral de la ganga es la flogopita y, más raramente orto y clinopiroxenos.

IV.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS MINERALIZACIONES

IV.2.1. Mineralizaciones tipo Cr-Ni

IV.2.1.a. Morfología y dimensiones

Estas mineralizaciones se presentan en filones o "capas" dispuestas, bien concordantes bien discordantes, respecto a la foliación de las peridotitas encajantes, y siempre con contactos netos. Las dimensiones de los cuerpos minerales son variables. En general, su extensión lateral está comprendida entre 20 y 50 m (localmente supera los 100 m en las minas de La Gallega y San Juan). No obstante, estos valores son aproximados, puesto que la continuidad de dichos cuerpos es difícil de seguir debido a la existencia de numerosas fallas. Sus espesores oscilan entre 5 y 70 cm, con un valor más frecuente próximo a 50 cm.

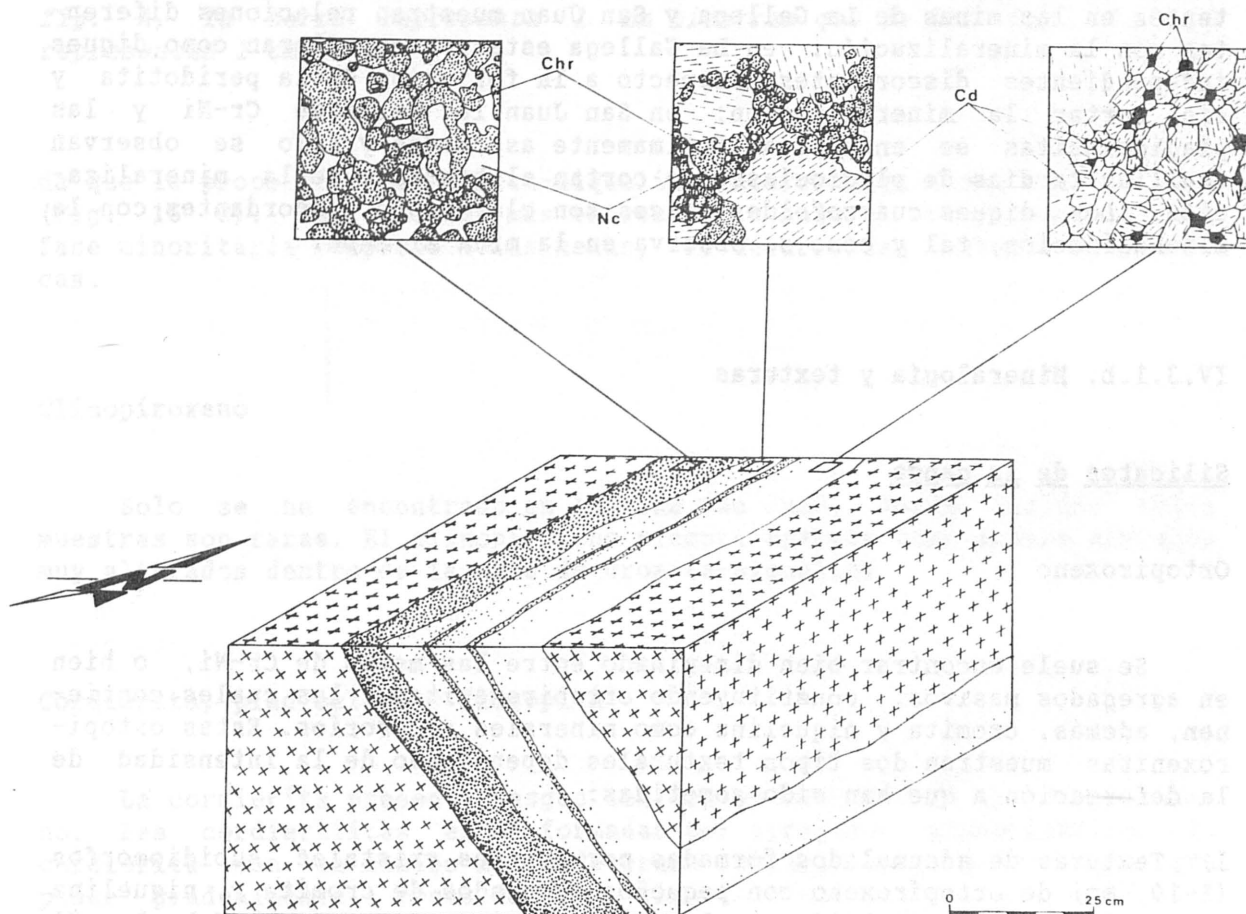


Fig. 15. Morfología y estructura interna de un filón de cromita, arseniuros de níquel y cordierita en la mina La Gallega. Se señalan así mismo las variaciones texturales que muestran los diferentes componentes minerales en las distintas partes del cuerpo mineral.

Estos filones están compuestos por bandas de cromita y niquelina que pasan lateral y gradualmente a otras ricas en ortopiroxeno y/o cordierita (Fig. 15). El espesor y la proporción relativa de bandas de cromita-niquelina decrece desde un hastial a otro.

En la mina San Juan (Los Jarales) el bandeo composicional se encuentra plegado isoclinalmente. Siguiendo la descripción de Alvarez de Linera (1851) (en Orueta, 1917), los cuerpos minerales tienen forma de "bolsadas elípticas que se alinean aproximadamente en dirección Suroeste a Nordeste... Dentro de estas bolsadas el mineral aparece en nódulos casi puros, de forma esférica y de 100 a 150 kilos de peso... las bolsadas tienen forma de rosario, tanto en su corrida superficial como en profundidad".

En muchos puntos existen diferentes tipos de diques leucocráticos asociados espacialmente con las áreas de mineralización. Las relaciones geométricas entre ambos tipos de rocas varían según la naturaleza de los diques. Las cordieritas constituyen la roca encajante de las menas de Cr-Ni, sin embargo, las plagioclasitas con cordierita y flogopita existentes en las minas de La Gallega y San Juan muestran relaciones diferentes con la mineralización: en La Gallega estas rocas afloran como diques independientes discordantes respecto a la foliación de la peridotita y sin cortar la mineralización; en San Juan las menas de Cr-Ni y las plagioclasitas se encuentran íntimamente asociadas y solo se observan venillas tardías de plagioclasa que cortan el bandeo de la mineralización. Los diques cuarzofeldespáticos son claramente discordantes con la mineralización, tal y como se observa en la mina El Sapo.

IV.3.1.b. Mineralogía y texturas

Silicatos de la ganga

Ortopiroxeno

Se suele encontrar bien diseminado entre las menas de Cr-Ni, o bien en agregados masivos, constituyendo ortopiroxenitas, las cuales contienen, además, cromita y niquelina como minerales accesorios. Estas ortopiroxenitas muestran dos tipos texturales dependiendo de la intensidad de la deformación a que han sido sometidas:

1) Texturas de acumulados formadas por grandes cristales subidiomorfos (1-10 mm) de ortopiroxeno con pequeños agregados de cromita y niquelina intersticiales y/o incluidos en los bordes (Fig. 16 B). En El Nebral y El Lentisco se encuentran ortopiroxenitas con un tamaño de cristal de hasta 1.5 cm.

2) Texturas nematoblásticas con cristales prismáticos alargados, con sus planos de exfoliación oblicuos al máximo alargamiento, y con desarrollo de neoblastos poligonales en sus bordes (Fig. 16 A) (Foto 20).

Las texturas de acumulados evolucionan hacia ortoacumulados a medi-

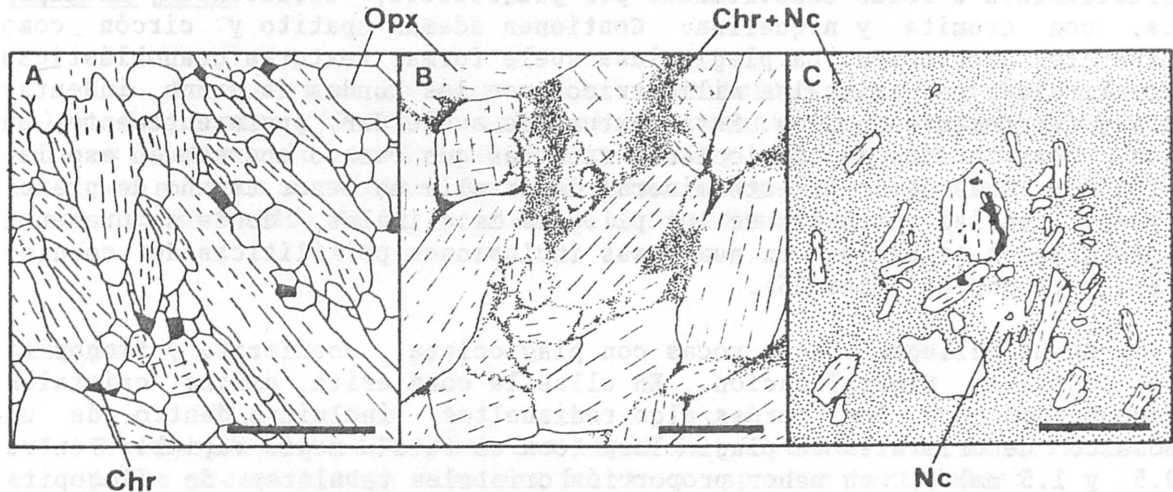


Fig. 16. *Diferentes aspectos texturales de los ortopiroxenos y su relación con las menas de Cr-Ni. Chr.- chromita; Nc.- niquelina. En la fig. A, la barra representa 1 mm mientras que en las fig. B y C representan 1 cm)*

da que la proporción de cromita-niquelina intercumulus aumenta (Foto 21) (Fig. 16 C). En los casos más extremos, cuando el ortopiroxeno es una fase minoritaria respecto a las menas, se desarrollan texturas sinneuticas.

Clinopiroxeno

Solo se ha encontrado en la mina San Juan, donde incluso tales muestras son raras. El clinopiroxeno siempre aparece como granos aislados muy alterados dentro de la masa de cromita-niquelina.

Cordierita, plagioclasa y flogopita

La cordierita presenta rasgos texturales comparables al ortopiroxeno. Las cordierititas están formadas por agregados granoblásticos de cordierita con un tamaño medio de grano variable entre 0.5 y 1 cm que pasan gradualmente a rocas de grano fino (< 1 mm) con textura poligonal (Foto 23). Contienen cromita y niquelina bien como inclusiones o bien intersticiales. Solo en la mina La Gallega, y de forma esporádica, se han encontrado cordierititas con cristales prismáticos de ortopiroxeno de un tamaño de hasta 2 cm (Foto 22) (Hernandez-Pacheco, 1967). El aumento de la proporción de cromita-niquelina intersticial en los agregados granoblásticos de cordierita da lugar, en primer lugar, a texturas bandeadas y, en el caso más extremo, a la formación de texturas de cordieritas ocluidas (Oen, 1973).

En la mina San Juan (Los Jarales), las cordieritas pasan lateral y gradualmente a rocas constituidas por plagioclasa, cordierita y flogopita, con cromita y niquelina. Contienen además apatito y circón como minerales accesorios. La plagioclasa suele formar texturas granoblásticas constituidas por cristales milimétricos con los bordes de grano indentados y fuertemente zonados. Esta textura se suele dar, preferentemente, en las venas tardías de plagioclasa, mientras que cuando aparece en asociación con menas de Cr-Ni este mineral desarrolla un menor tamaño de grano, excepto en las charnelas de los pliegues isoclinales, donde se presenta como grandes cristales con numerosas inclusiones poikilíticas de cordierita y flogopita (Foto 26).

En La Gallega, estas rocas con plagioclasa, cordierita y flogopita no contienen mineralización. En ellas la cordierita exhibe cristales redondeados con los bordes algo redisueltos, incluidos dentro de un mosaico de cristales de plagioclasa (con un tamaño medio variable entre 0.5 y 1.5 mm) y, en menor proporción cristales tabulares de flogopita (Fotos 27 a 29). El apatito y el circón son relativamente abundantes: el primero muestra diferentes hábitos, desde pequeños prismas exagonales más o menos redondeados, hasta granos xenomorfos con bordes lobulados (Foto 30); el segundo suele cristalizar en forma de prismas alargados con bordes parcialmente redondeados (Foto 31). Puntualmente se observa turmalina intersticial.

Las rocas de la Gallega, San Agustín, El Inglés y Pozo Moreno no muestran una deformación clara, solo "annealing". Por contra, en San Juan la cordierita está deformada plásticamente y presenta numerosas fracturas de "pull-apart" (Foto 24 y 25). La plagioclasa, en cualquier caso, es una fase posterior que cristaliza bien en filones adyacentes a la mineralización (La Gallega), bien en venas tardías o en zonas de menor presión (charnelas de los pliegues) dentro de la zona de mineralización (San Juan), y nunca se ha encontrado deformada plásticamente. La flogopita acompaña siempre a la plagioclasa o está relacionada con procesos de alteración hidrotermal.

Otros silicatos de la ganga

En zonas serpentinizadas aparecen anfíboles tipo edenita-hornblenda magnésica en cristales de morfología irregular, a veces con inclusiones de niquelina y/o lollingita (Fotos 38 y 39). La clorita es también un mineral frecuente en los diversos indicios. Suele desarrollar formas tabulares y, a menudo, se encuentra incluida en la niquelina y la cromita.

La flogopita también se encuentra como una fase de alteración de los ortopiroxenos, asociada a los anfíboles. La alteración de la cordierita origina un agregado microcristalino compuesto principalmente por mica blanca y clorita que se denomina pinnita.

Menas de Cr-Ni

Las bandas ricas en menas están constituidas por agregados poligonales de cromita (60-90% en volumen) con arseniuros de níquel intergranulares. Entre estos predomina la niquelina y, puntualmente, la maucherita, con menores cantidades de lollingita. Hay que señalar así mismo, la presencia de óxidos de Ti en algunas mineralizaciones.

Cromita

En conjunto y para todos los tipos de asociaciones minerales, la cromita se presenta bajo diversas formas y aspectos texturales:

- 1) Pequeños cristales euhédricos a redondeados incluidos en piroxenos y/o cordierita o dispersos intergranularmente. Los tamaños de los cristales están comprendidos entre 10 y 100 micras. Aquellos incluidos en cordierita con frecuencia muestran textura "sinneutica".
- 2) Agregados de cristales poligonales constituyendo zonas masivas de menas, o bien en masas intersticiales.
- 3) Cristales o agregados de cristales con rasgos de disolución en zonas serpentinizadas.
- 4) Cristales esqueléticos asociados a las rocas con plagioclasa, cordierita y flogopita. Este caso solo está presente en la mina San Juan.

La cromita en masas intersticiales y, sobre todo, en zonas masivas de menas muestra texturas poligonales con puntos triples a 120° . El tamaño de los cristales está comprendido entre 0.6 y 0.005 mm, con una mayor frecuencia en torno a 0.25-0.30 mm. El hábito de la cromita varía en función de la proporción de arseniuros, de forma que cuando estos están en escasa proporción, la cromita muestra su típica textura poligonal; cuando, por el contrario, la proporción de arseniuros aumenta, en la cromita se observan huellas de disolución, hábitos amebóides y granos redondeados de pequeño tamaño ($\sim 0.1-0.2$ mm) (Fig. 17) (Fotos 32 a 37). También se pueden observar cristales de cromita con formas ameboides y/o en atolón, rodeando granos de ortopiroxeno, principalmente en muestras procedentes de El Nebral y El Lentisco. En la mina San Juan, las cromitas muestran abundantes fracturas de "pull-apart", bordes corroidos y texturas cataclásticas (Fotos 46 a 48).

Dentro de los granos de cromita aparecen inclusiones de naturaleza diversa: ortopiroxeno, mica roja (variable en composición desde el término flogopita hasta el término wonesita), clorita magnésica, cuarzo, niquelina, lollingita, rammelsbergita, pirrotina, pentlandita y calcopirita. Las inclusiones de arseniuros y sulfuros tienen formas exagonales a redondeadas y a menudo son polifásicas, representando, según Oen (1973), diminutas gotas de líquido arseniado inmisible atrapadas durante la cristalización de la cromita. En las minas del distrito de Los Jarales, en San Agustín y en La Gallega, la cromita muestra frecuentemente inclusiones lamelares de óxidos de Ti, orientadas según los planos (111). Más esporádicamente se han observado inclusiones ($< 10 \mu$) de oro y bis-

muto nativos, así como aleaciones de ambos elementos.

En zonas que han sufrido importantes procesos de alteración de los silicatos primarios, la cromita presenta rasgos de disolución y una mayor reflectividad en las zonas de borde y alrededor de fracturillas y planos de exfoliación (Fot 56). Este aumento de reflectividad se debe a la pérdida de Al y Mg, y consecuente enriquecimiento en Cr y Fe durante el proceso de alteración hidrotermal (Friedrich et al., 1987).

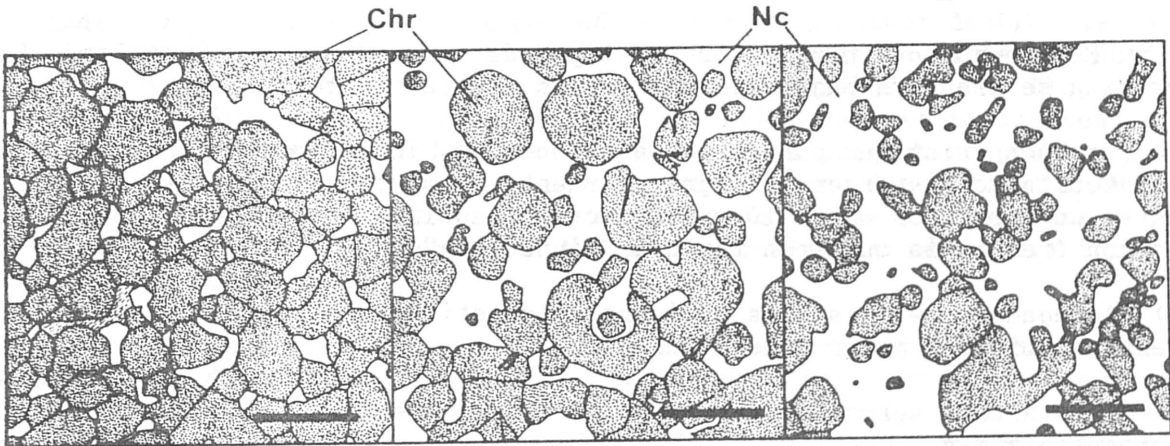
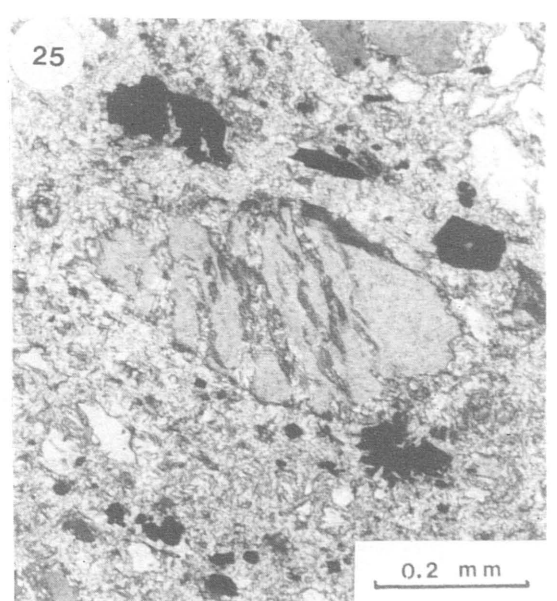
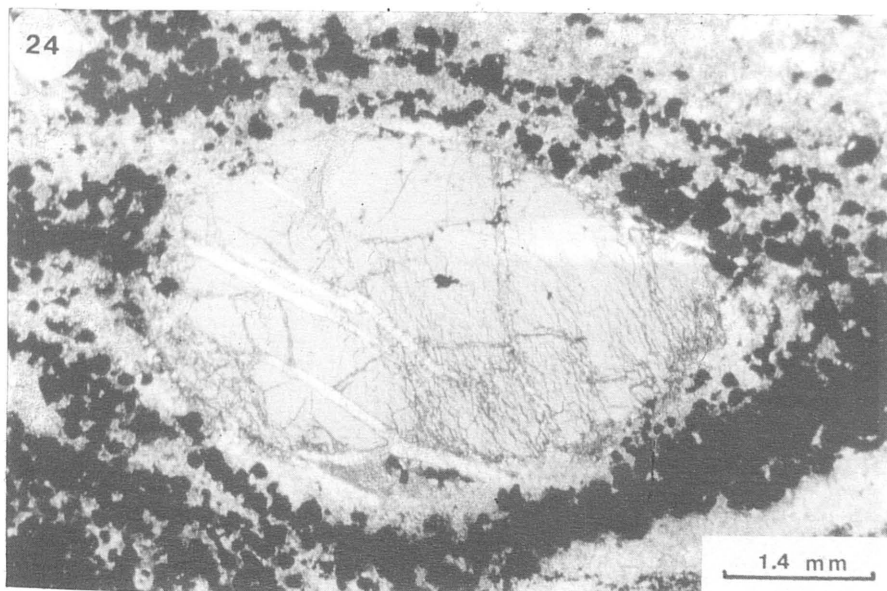
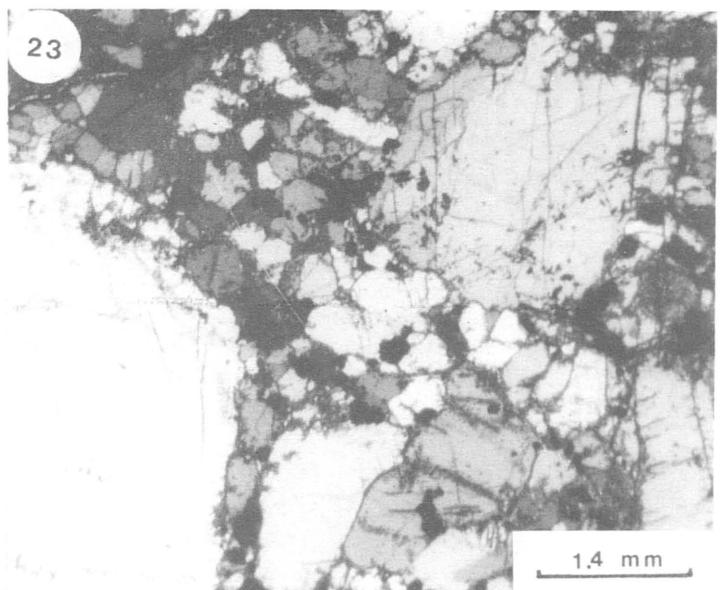
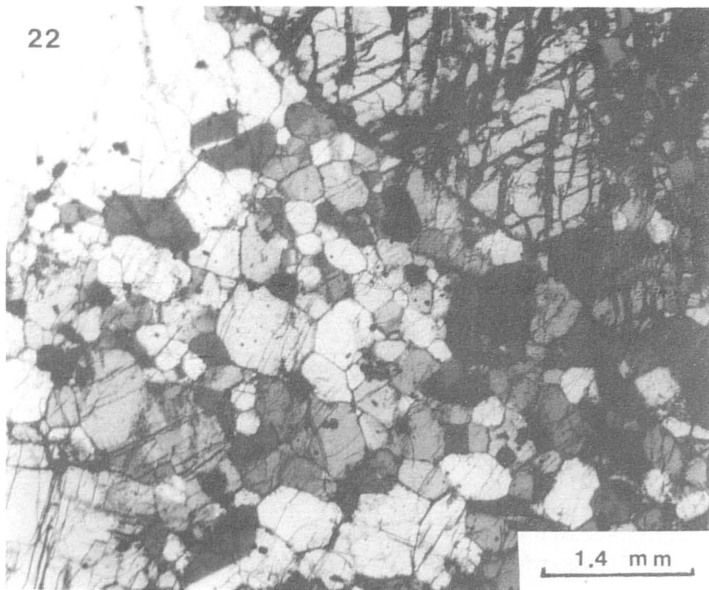
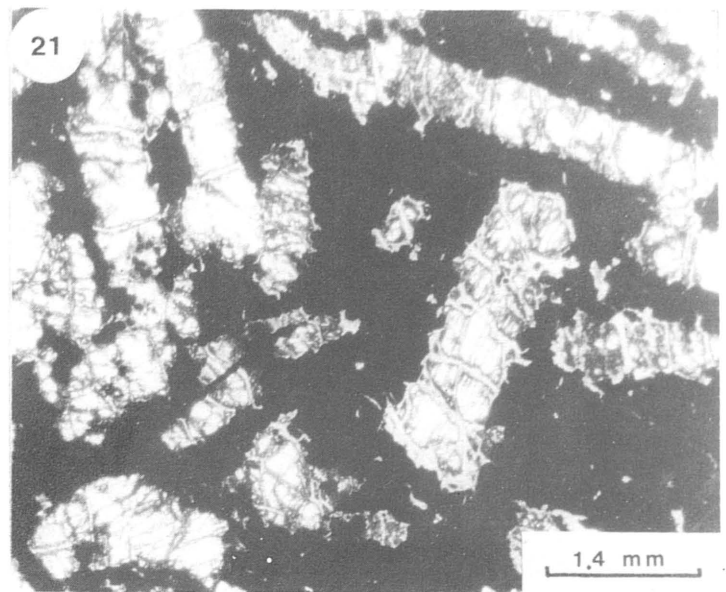
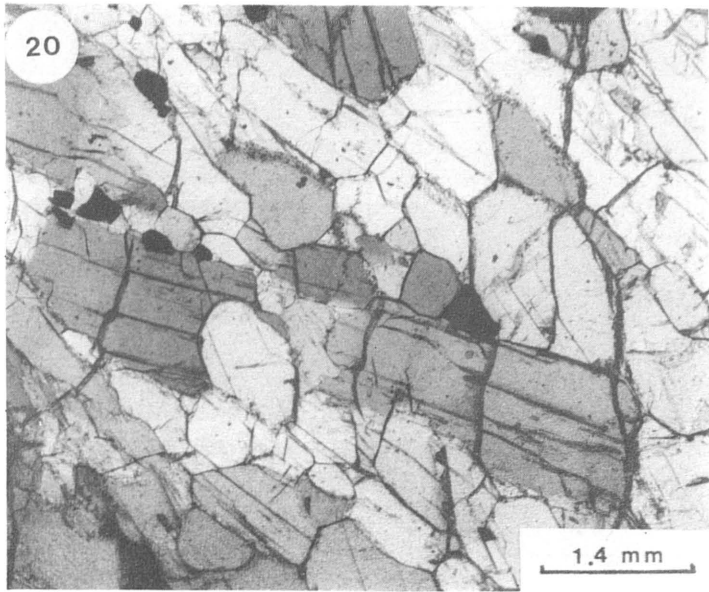


Fig. 17. Variaciones texturales de la cromita en función del contenido en arseniuros de níquel. Chr.- cromita; Nc.- níquelina. Las barras representan 0.4 mm.

Las cromitas esqueléticas de la mina San Juan (Fotos 49 y 50) se desarrollan preferentemente en contacto con las zonas más ricas en plagioclasa. Se pueden observar todos los casos intermedios entre cromitas poligonales y esqueléticas. Estas últimas presentan tamaños de grano muy variables (entre 0.2 y 1 mm) aunque, en general superiores a los de las cromitas poligonales. Pueden aparecer como inclusiones en cristales poikilíticos de flogopita, en cordierita y plagioclasa y, a su vez presentan inclusiones de flogopita, plagioclasa y/o níquelina. En tres dimensiones muestran una textura como una "esponja".

Arseniuros primarios

Como ya se ha señalado, sus porcentajes respecto a la cromita varían de unas mineralizaciones a otras. En general, la níquelina es el mineral más abundante, representando más del 90% del volumen total; sin embargo, en el Nebral y El Lentisco, domina la maucherita, y en San Juan, este último mineral llega a encontrarse en porcentajes de hasta un 20-30% del volumen total de arseniuros.



LAMINA V

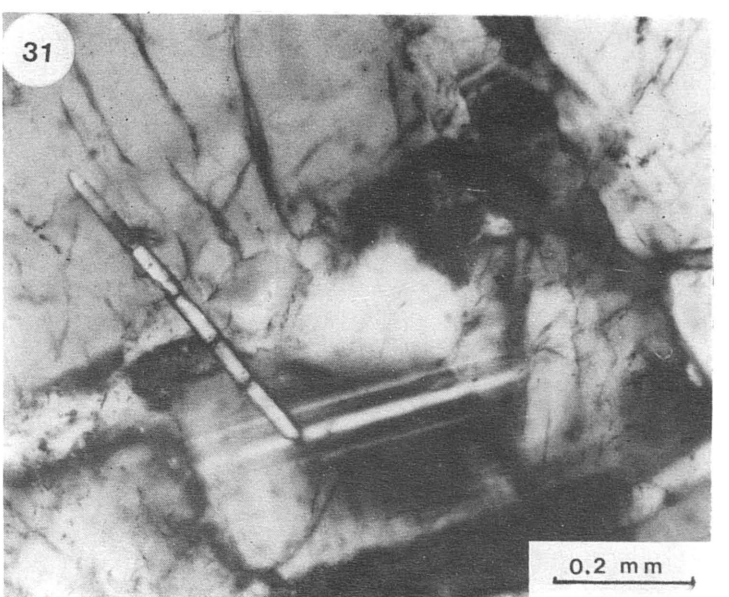
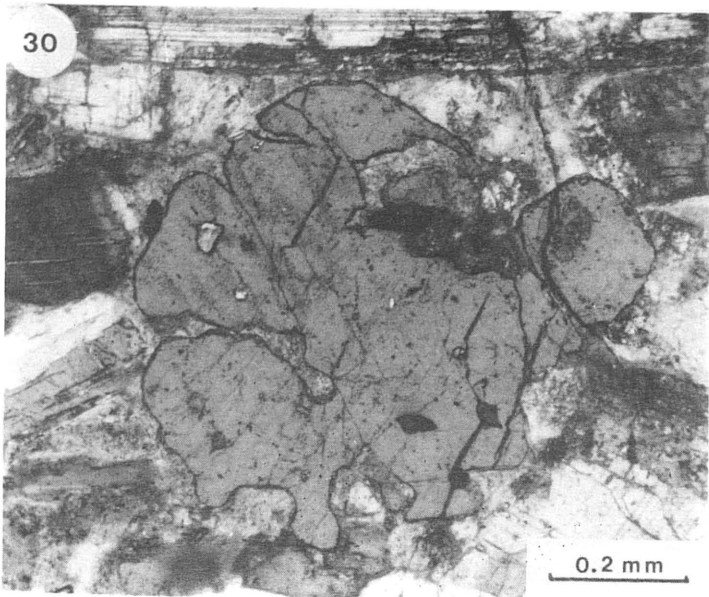
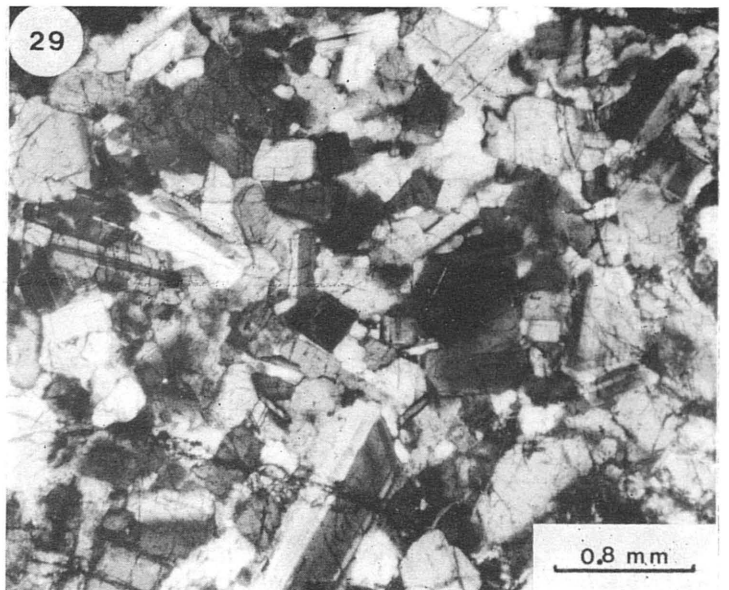
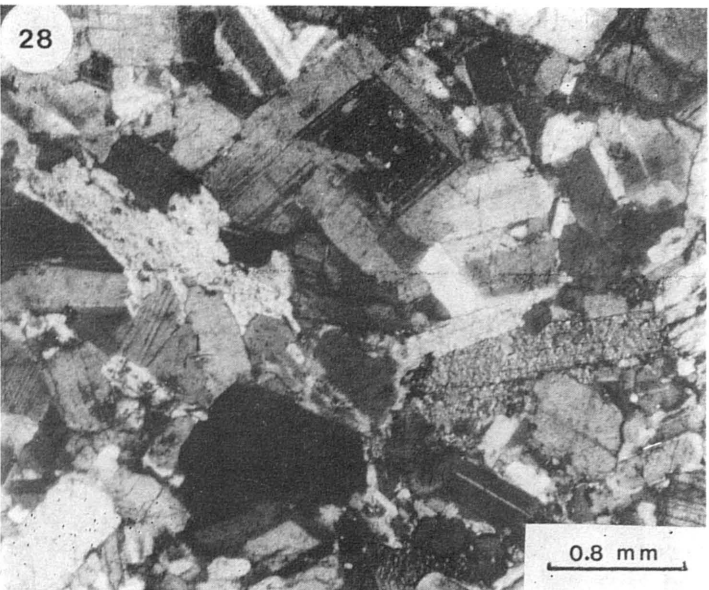
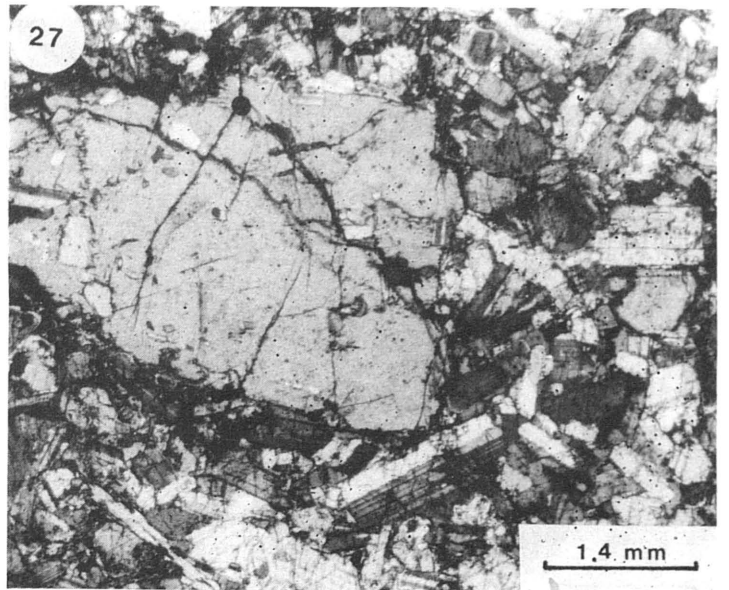
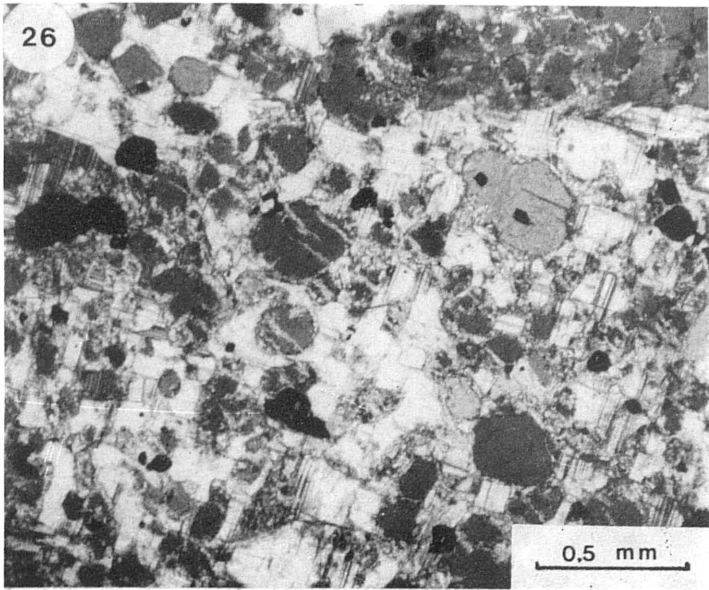
Foto 20. Textura nematoblástica de una ortopiroxenita con esporádicas inclusiones de cromita y niquelina. L.T.

Foto 21. Cristales subidiomorfos de ortopiroxeno dispuestos en una masa de cromita-arseniuros de níquel. L.T.

Foto 22. Roca compuesta por cordierita y ortopiroxeno. Se observa una intensa recristalización ("annealing") en la cordierita. L.T.

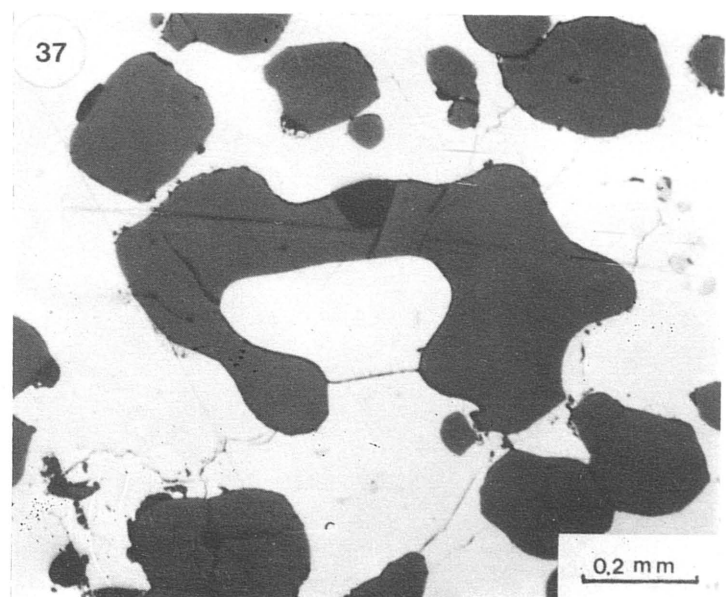
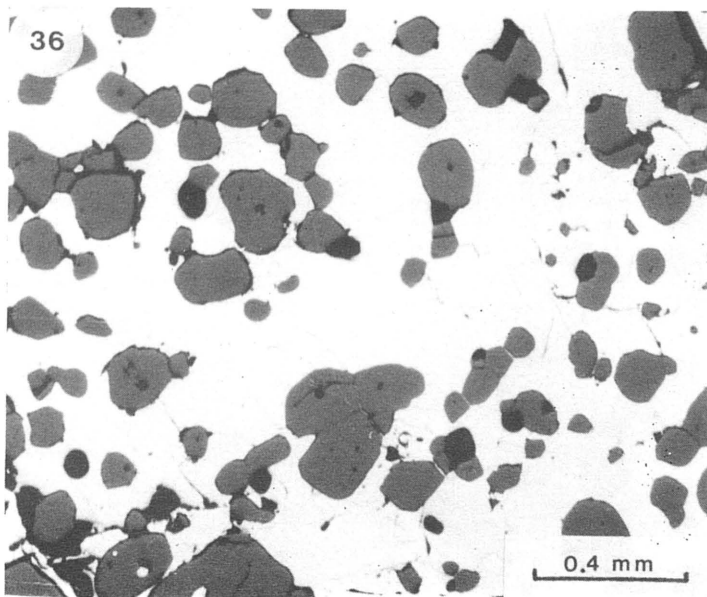
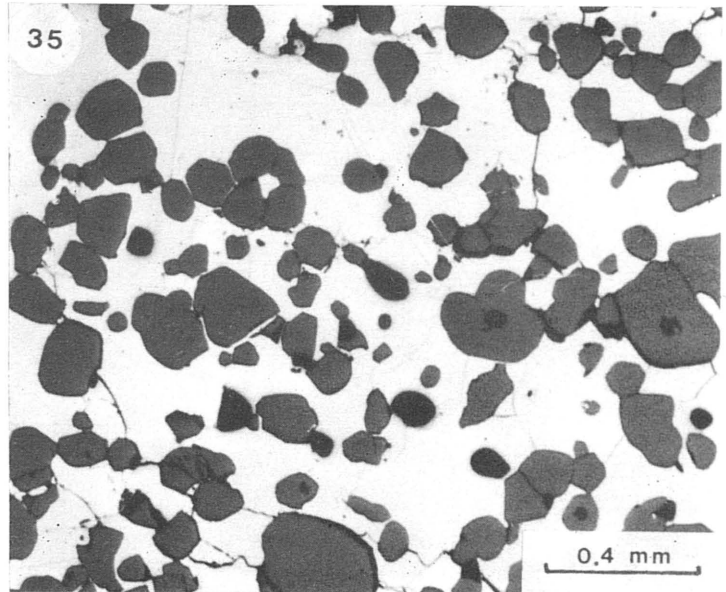
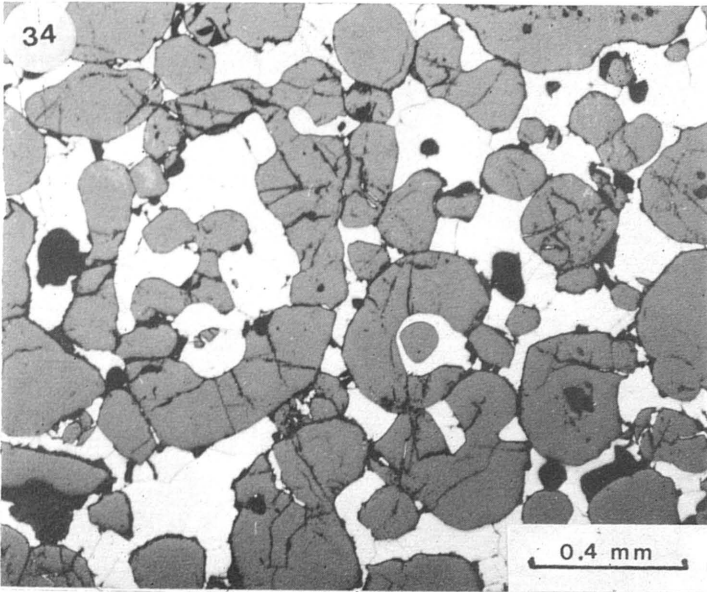
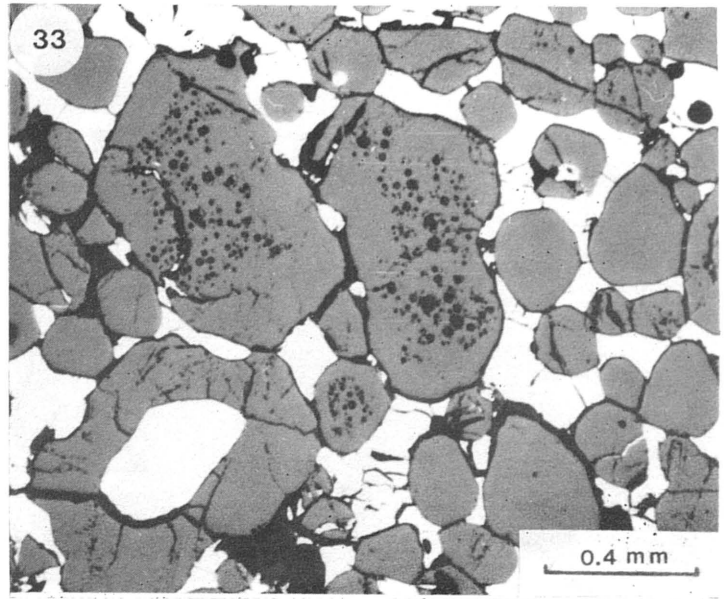
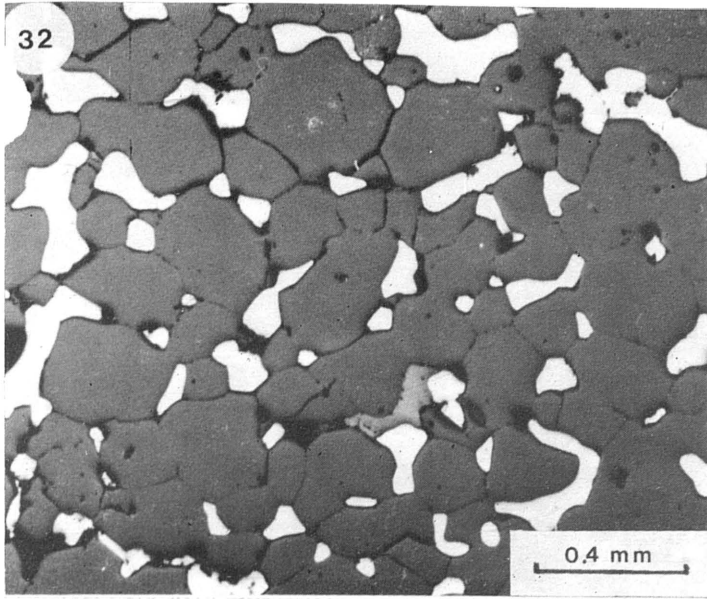
Foto 23. Porfiroblastos redondeados de cordierita, rodeados por neoblástos poligonales de este mismo mineral, con algunas inclusiones de cromita y niquelina. L.T.

Fotos 24 y 25. Porfiroblastos de cordierita deformados plásticamente (texturas ocluidas de Oen 1973). Se observan fracturas de "pull apart". En la foto 24 existen también otras fracturas de mayor tamaño posteriores a las de "pull apart". L.T.



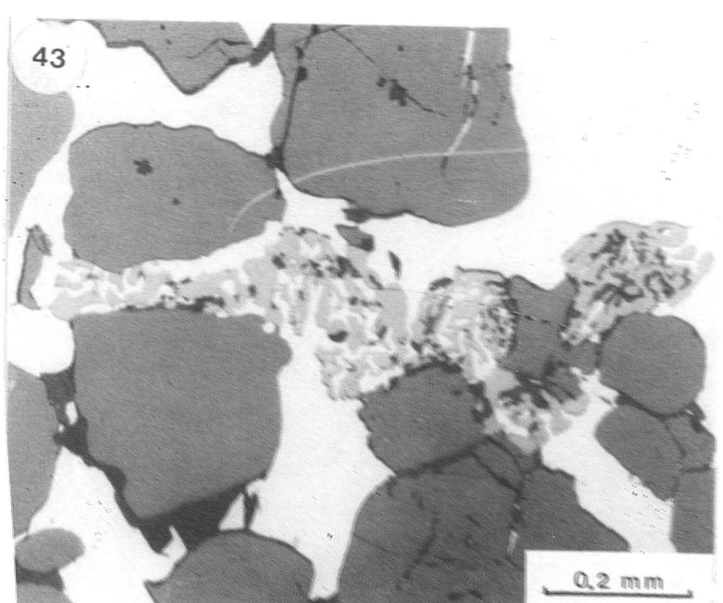
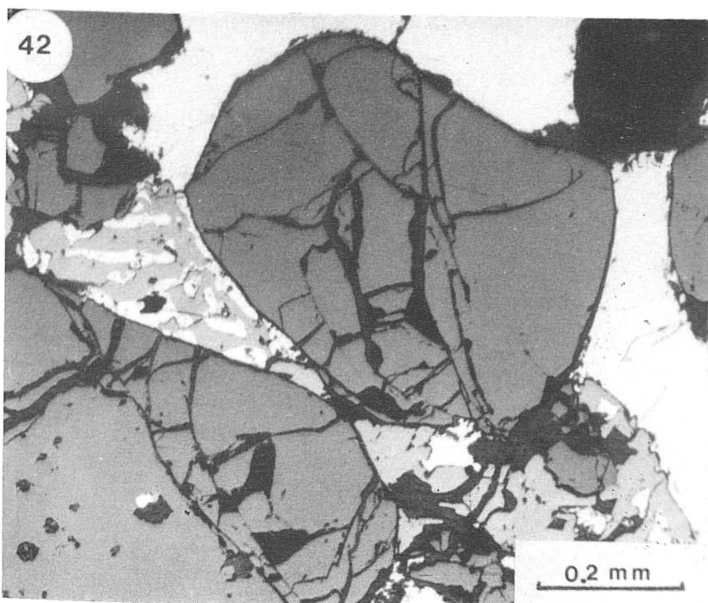
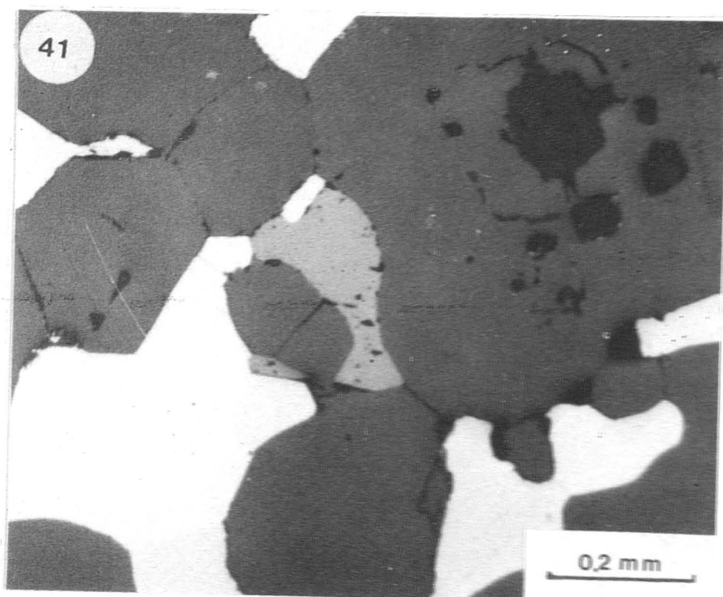
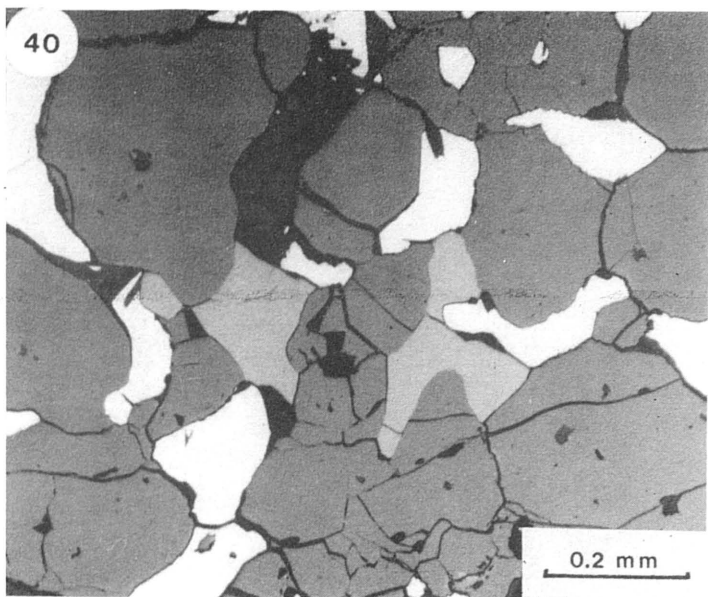
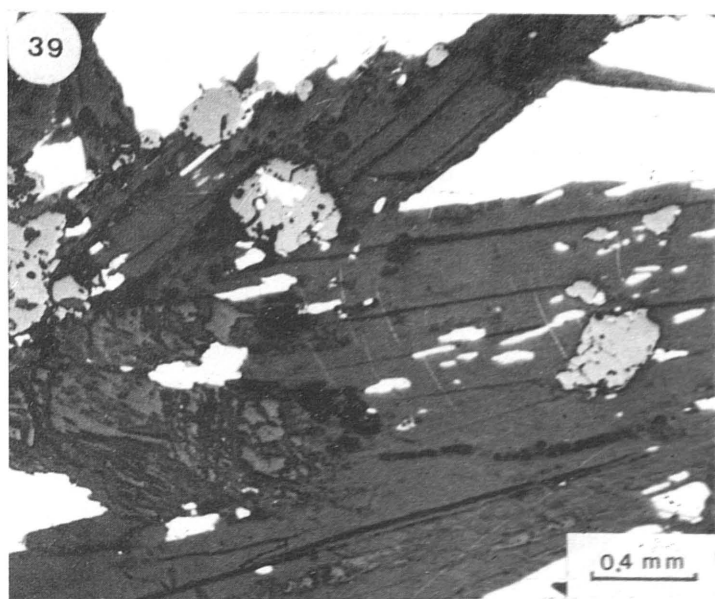
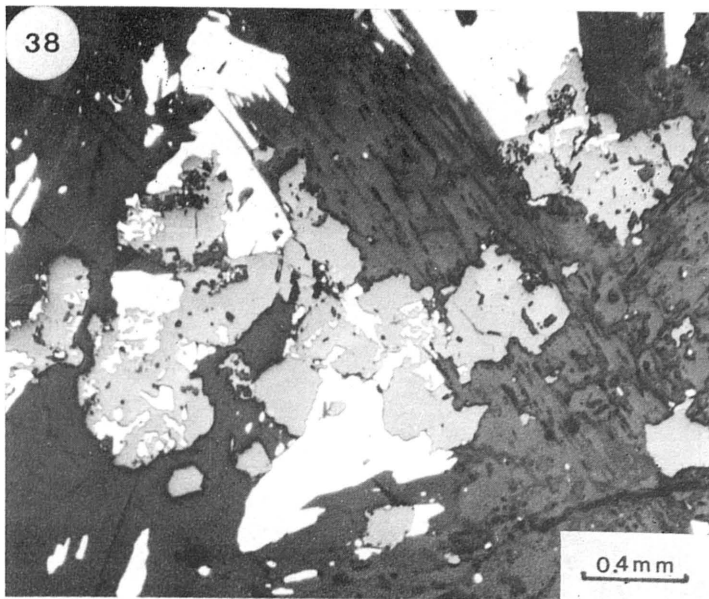
LAMINA VI

- Foto 26. Gran cristal de plagioclasa con textura poikilítica que contiene abundantes inclusiones de cordierita. Se observan fracturas de "pull apart" en algunos granos de cordierita. La foto corresponde a la charnela de un pliegue isoclinal observado en la mineralización de Cr- Ni de mina San Juan. L.T.
- Foto 27. Cristal de cordierita en las plagioclasitas de la mina La Gallega. L.T.
- Fotos 28 y 29. Diferentes aspectos texturales de las plagioclasitas de la mina La Gallega. L.T.
- Foto 30. Cristal de apatito en las plagioclasitas de La Gallega. L.T.
- Foto 31. Cristal acicular de circón en las plagioclasitas de La Gallega. L.T.



LAMINA VII

Foto 32 a 37. Diferentes aspectos texturales de la asociación cromita (gris)-arseniurose de níquel (blanco), en función de la proporción relativa de ambas fases.
L.R.

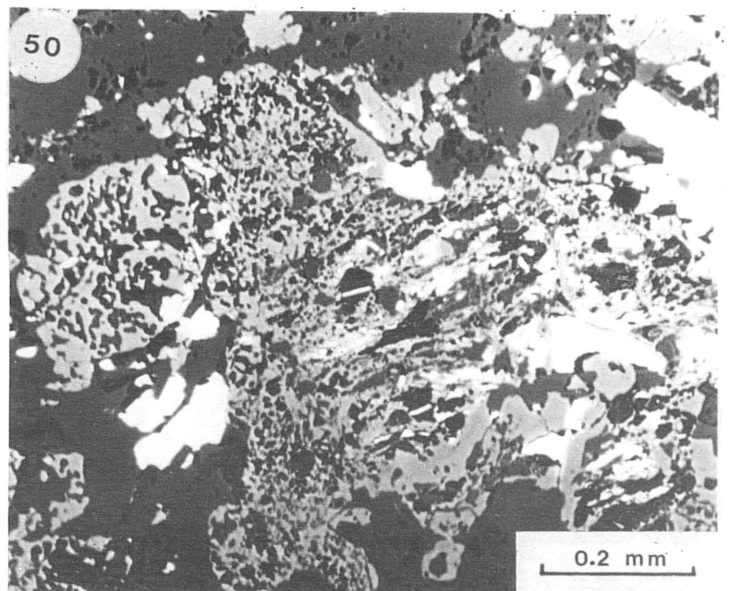
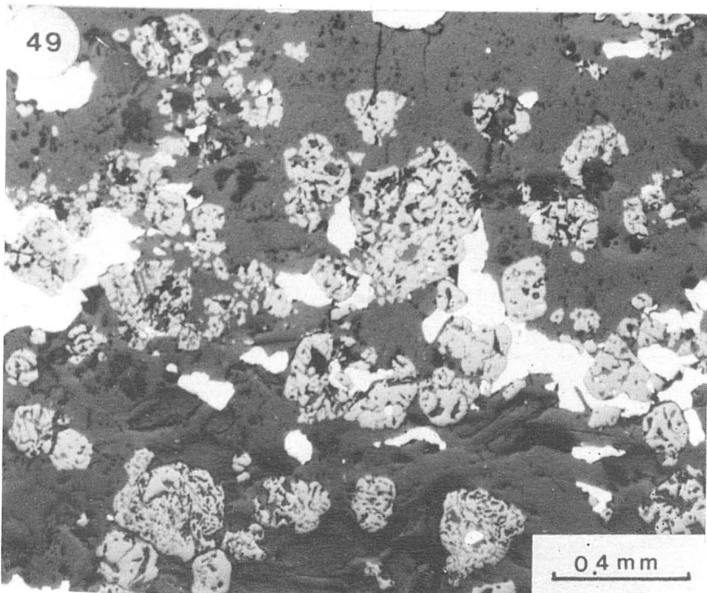
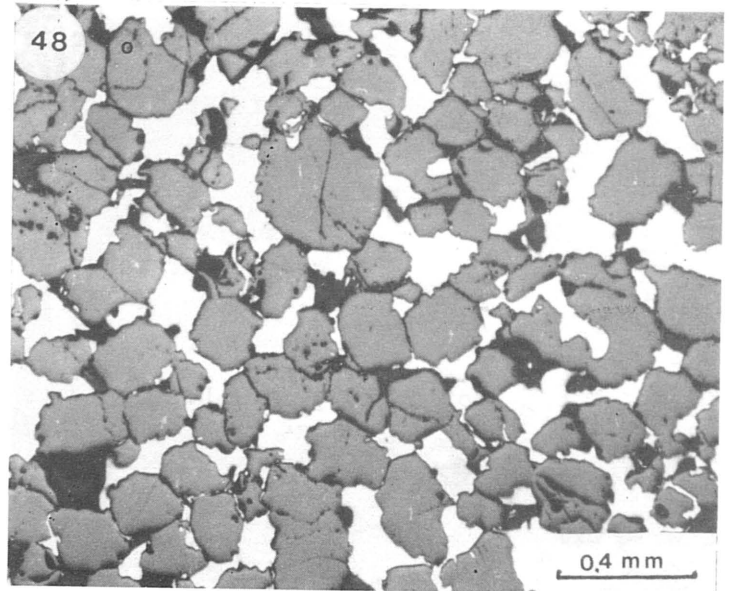
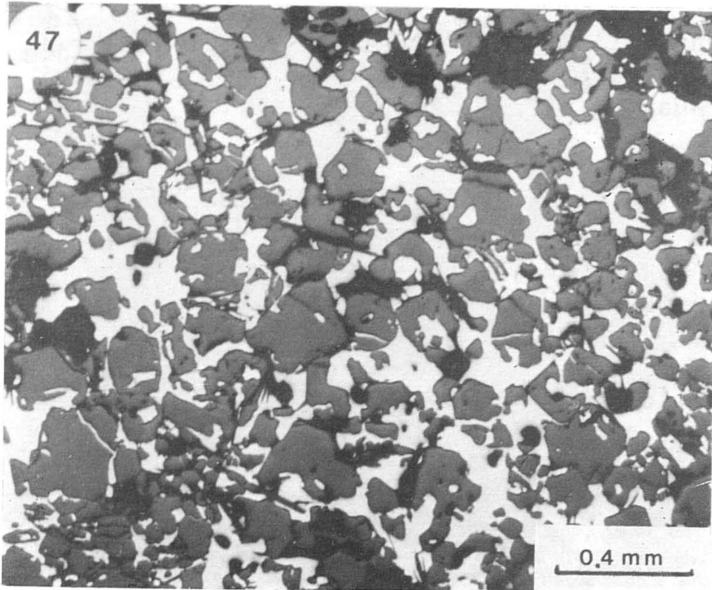
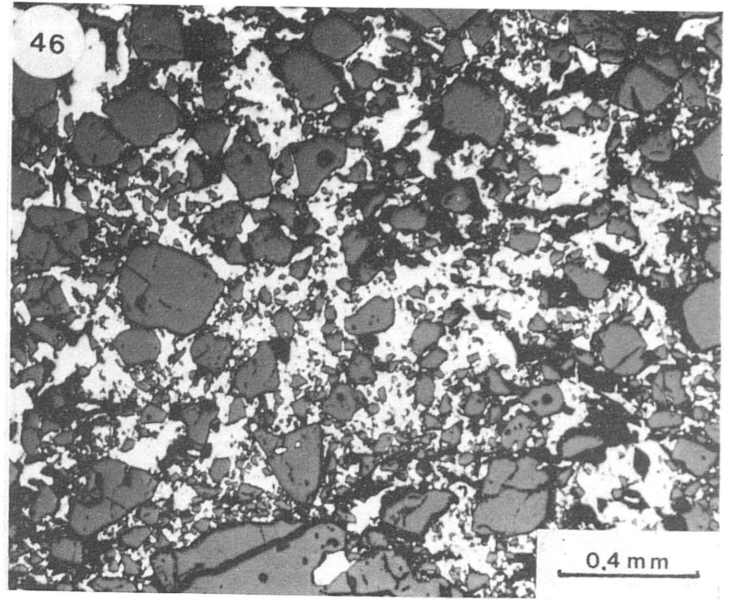
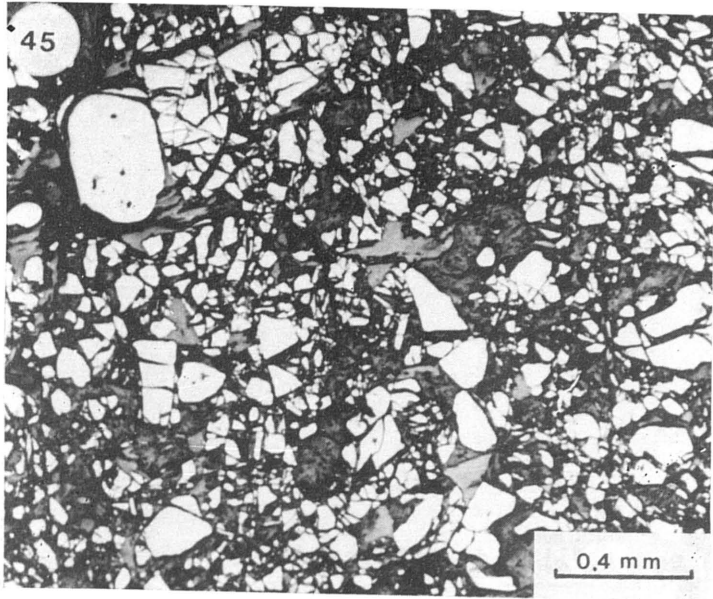


LAMINA VIII

Fotos 38 y 39. Cristales redisueltos de cromita asociados a anfíbol de tipo edenita originados por alteración hidrotermal de los piroxenos preexistentes. La Gallega. L.R.

Fotos 40 a 41. Cristales xenomorfos de ilmenita (gris claro) intergranulares entre la cromita (gris obscuro) y la niquelina (blanco). L.R.

Fotos 42 y 43. Cristales vermiculares de rutilo (gris claro) incluidos en niquelina (blanco), ambos intergranulares respecto a la cromita (gris oscuro). L.R.



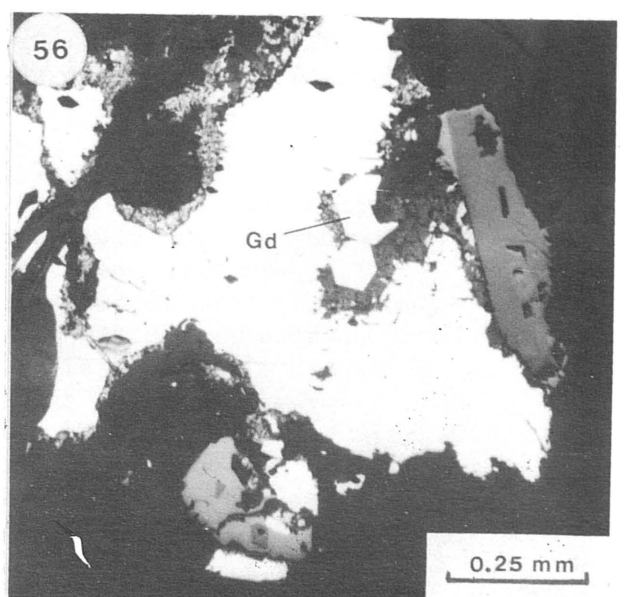
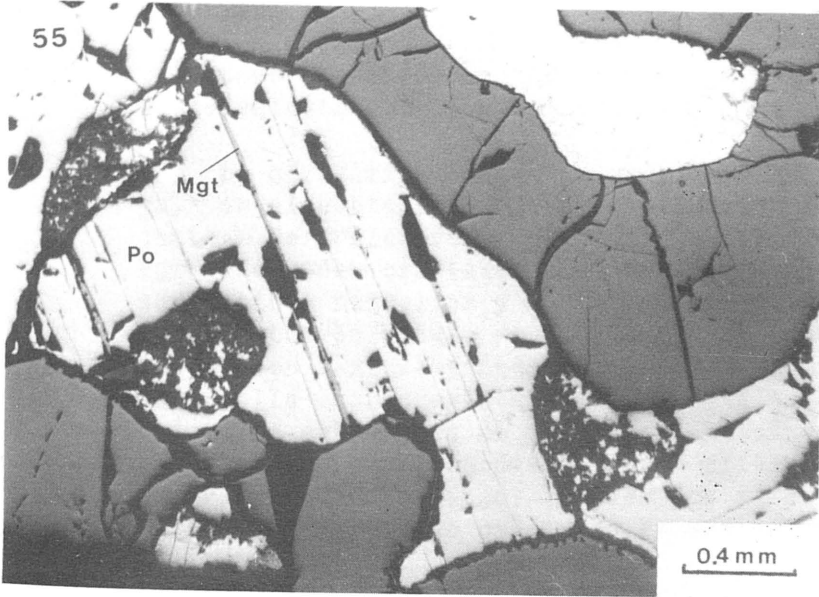
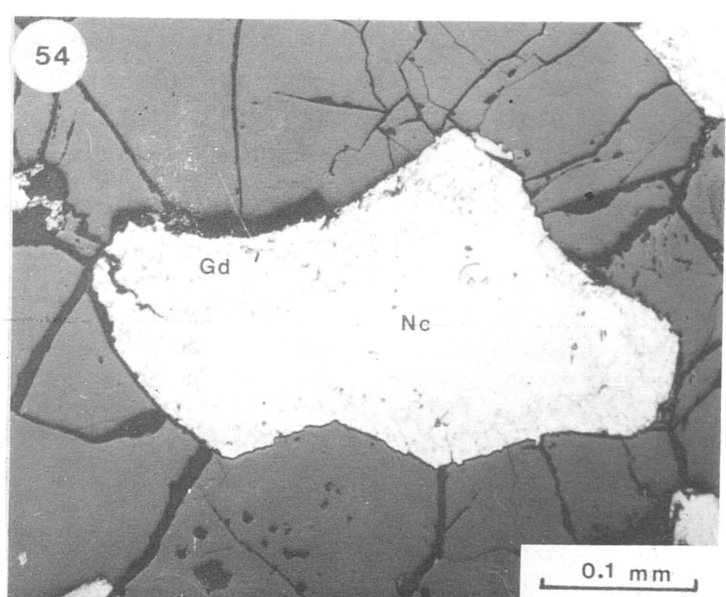
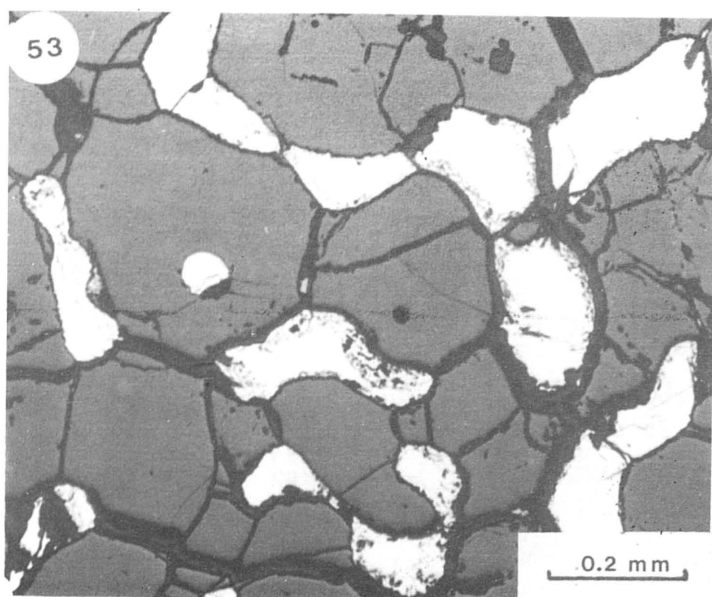
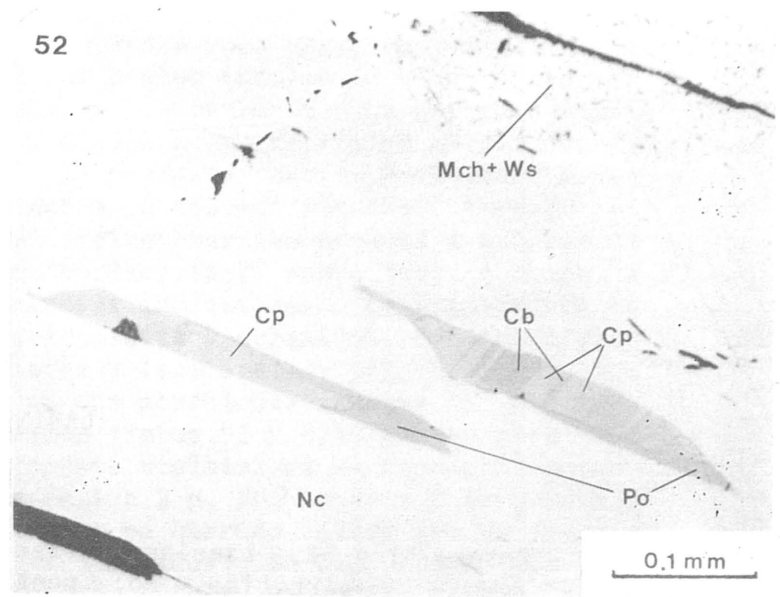
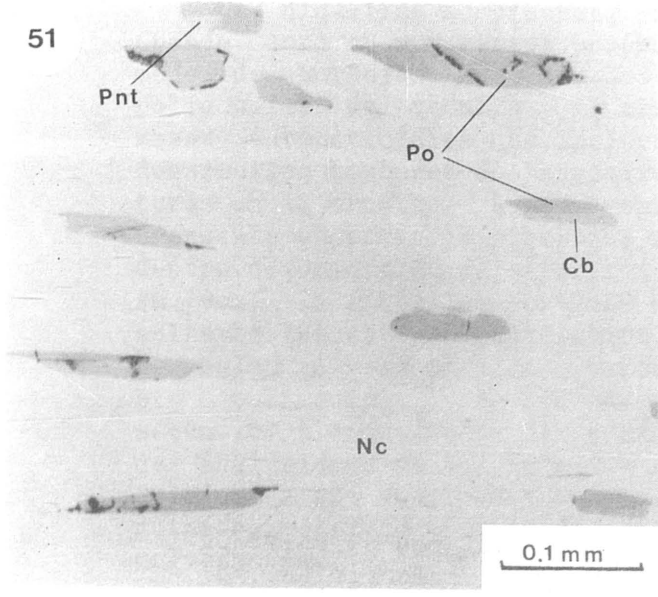
LAMINA IX

Foto 45. Textura cataclástica en el filón de cromita de El Nebral. L.R.

Foto 46. Textura cataclástica de la cromita (gris oscuro) dentro de la masa de niquelina (blanco), en la mineralización de San Juan. L.R.

Fotos 47 y 48. Diferentes morfologías de disolución de los cristales de cromita en la mineralización de cromita-arseniuros de níquel de la mina San Juan. L.R.

Fotos 49 y 50. Dos aspectos particulares de la morfología de las cromitas esqueléticas asociadas a plagioclasa y flogopita en la mina San Juan. L.R.



LAMINA X

Fotos 51 y 52. Lamelas de exsolución de sulfuros de Fe-Ni-Cu (pirrotina, Po; pentlandita, Pnt; calcopirita, Cp; cubanita, Cb) dispuestas según los planos (0001) de la niquelina (Nc). Se observan también morfologías de alteración de la niquelina a maucherita y westerveldita (mch+ws). L.R.

Fotos 53 y 54. Texturas de alteración de la niquelina (Nc) a gersdorffita (Gd). La Gallega. L.R.

Foto 55. Pirrotina (Po) intersticial, con exsoluciones de magnetita (Mgt). La Gallega. L.R.

Foto 56. Cristal idiomorfo de gersdorffita (Gd) en una zona fuertemente alterada. Se observan también bordes de ferricromita en los granos de cromita. La Gallega. L.R.

La niquelina se presenta principalmente en posición intergranular. Cuando está en muy escasa proporción aparece como pequeños cristales, a modo de burbujas, localizados en los puntos triples de los agregados poligonales de cromita. Al aumentar su contenido llegan a constituir masas intersticiales que incluyen y aíslan a los cristales de cromita y desarrollan texturas de "annealing". Se presenta también rellenando fracturas en la cromita. Aunque representan un volumen pequeño, también es frecuente observar la niquelina como inclusiones redondeadas a exagonales dentro de cristales de ortopiroxeno, cordierita y, sobre todo, cromita. A su vez, la niquelina contiene numerosas inclusiones, principalmente de sulfuros (pirrotina, pentlandita, calcopirita y cubanita). Estas inclusiones suelen ser redondeadas, irregulares y lamelares, y frecuentemente son bi o polifásicas. Las que presentan una morfología lamelar se orientan según los planos (0001) de la niquelina (Fotos 51 y 52). Existe otro tipo de inclusiones en la niquelina raramente visibles al microscopio petrográfico ya que muestran dimensiones de 1 a 2 μ . Son escasas y su análisis químico mediante microscopio electrónico de barrido indica que no siempre corresponden a compuestos minerales conocidos. Se han encontrado inclusiones de Au, AuCu, AuCuTe, AuBiTe, AuAgCu, Bi, BiTe, BiPbTe, y muy puntualmente de esperrilita (Pt(Cu,Fe)As₂).

En zonas serpentinizadas, en los hastiales de los cuerpos minerales y a favor de fracturas, la niquelina se encuentra transformada a maucherita o a agregados de maucherita y westerveldita (Foto 52) (Oen et al., 1972). En ocasiones (especialmente en la mina La Gallega) aparece alterada a gersdorffita (Fotos 53, 54 y 56).

La lollingita presenta texturas similares a las de la niquelina con la que se encuentra íntimamente asociada, disponiéndose bien alrededor de sus cristales, o bien intercrecida con ella dando formas muy variables, desde idiomórficas a muy irregulares, a veces dando texturas gráficas. Así mismo puede aparecer incluida en la cromita y contener inclusiones de sulfuros, de Au y de AuCu.

La rammelsbergita es muy escasa y se dispone como granos irregulares en contacto con, o incluidos, en niquelina y/o lollingita.

Arseniuros y sulfoarseniuros de níquel de transformación

Como se ha citado anteriormente aparecen gersdorffita, maucherita y westerveldita como productos de alteración de la niquelina.

La gersdorffita se ha encontrado principalmente en la mina La Gallega, en el contacto de la mineralización de Cr-Ni con la peridotita encajante. Se suele presentar bajo dos aspectos texturales diferentes: como agregados de cristales xenomorfos o esqueletales con inclusiones de serpentina, niquelina y rutilo siguiendo los bordes de grano de la niquelina (Fotos 53 y 54), o bien con hábito subidiomorfo a idiomorfo, localmente con textura zonada (Foto 56). En este último caso la gersdorffita desarrolla caras cristalinas hacia la niquelina o bien se encuentra como cristales euhédricos en zonas serpentinizadas. La zonación viene definida por alternancia de bandas de gersdorffita con otras en las que abundan los minerales de la ganga, o bien por alternancias rítmicas gersdorffita-lollingita, en cuyo caso, las bandas de gersdorffita más externas son más

ricas en Fe (Oen et al ., 1971).

La **maucherita** normalmente es un mineral minoritario. Se localiza en los bordes de grano de la niquelina, asociada a serpentina, a anfíbol y, puntualmente, flogopita. En la mina San Juan, este mineral llega a constituir entre el 20 y el 30 % del total de los arseniuros y se presenta en cristales xenomorfos intersticiales, de forma similar a como cristaliza la niquelina. Esta textura llevó a Oen et al. (1971) a considerar que parte de la maucherita no sea un producto de transformación de la niquelina, sino que se ha formado por precipitación directa.

La **westerveldita** es un nuevo mineral descrito por primera vez en la mina La Gallega por Oen et al. (1972). Se presenta invariablemente intercrecida con maucherita, ambas dispuestas según formas radiales, irregulares, vermiculares..., y exhibe, en todos los casos, un tamaño de grano muy pequeño ($\sim 10-30 \mu$). Los intercrecimientos de maucherita-westerveldita a menudo contienen inclusiones de serpentina y clorita.

La **orcelita** es otro arseniuro descrito como producto de transformación en las mineralizaciones de Cr-Ni de la Serranía de Ronda. Este mineral se ha encontrado exclusivamente en la mina El Nebral, asociado a maucherita, pentlandita, heazlewoodita, millerita y parkerita, y ha sido descrito exhaustivamente por Oen et al. (1980).

Un rasgo significativo de la alteración de los arseniuros está definido por la concentración de numerosas inclusiones de oro nativo y de las diversas aleaciones citadas, en el contacto entre los minerales primarios y los de alteración.

Sulfuros

En el conjunto de las mineralizaciones son bastante escasos. Han cristalizado en dos generaciones claramente separadas: 1) como inclusiones redondeadas o lamelares en la niquelina, lollingita o cromita; 2) asociados con serpentina, clorita, gersdorffita y otros minerales de alteración, dentro de fracturas tardías y en zonas fuertemente serpentinizadas. En el primer caso aparecen inclusiones de **pirrotina**, **pentlandita**, **calcopirita** y **cubanita** bien como lamelas individuales, bien como lamelas polifásicas (pirrotina-pentlandita, pirrotina-calcopirita, calcopirita-cubanita, pirrotina-calcopirita-cubanita), en las que es posible observar texturas de exsolución tales como "flames" de pentlandita en pirrotina (Foto 51) e intercrecimientos lamelares según (111) entre calcopirita y cubanita (Foto 52). Las lamelas de sulfuros están orientadas según los planos (0001) de la niquelina. En fracturas y zonas serpentinizadas aparecen: pirrotina, pentlandita, calcopirita y pirita. La pirrotina contiene localmente inclusiones de magnetita (Foto 55); la pentlandita suele estar más o menos transformada a **heazlewoodita**, **millerita**, o a oxi-hidróxidos de Fe; la calcopirita se presenta en granos xenomorfos o con formas más o menos dentríticas; la pirita se ha encontrado solo en la mina San Juan, asociada a niquelina, maucherita y a anfíboles.

La **molibdenita** es otro sulfuro que aparece en trazas en diversos indicios, tanto como inclusiones en la niquelina como en zonas serpenti-

nizadas.

Oxidos de titanio

Aparecen en las mineralizaciones con una razón arseniuros/cromita elevada (Los Jarales, San Agustín, La Gallega). En las mineralizaciones con ortopiroxeno cristaliza ilmenita (Fotos 40 y 41), mientras que en las asociadas a cordierita cristaliza rutilo (Fotos 42 y 43). Textualmente se encuentran como finísimas lamelas ($< 10 \mu$ de espesor) orientadas según los planos (111) de la cromita o en forma de cristales intergranulares. En este último caso, el rutilo suele mostrar formas vermiculares, intercrecido con niquelina, gersdorffita y/o serpentina. El rutilo se encuentra también como inclusiones en flogopita más o menos alterada, en forma de maclas de tipo sagénítico.

Otros minerales

El grafito siempre aparece en trazas disperso en la masa de cromita-arseniuros de níquel.

El oro se encuentra en forma de inclusiones redondeadas dentro de la niquelina (de 1 a 80μ de diámetro) especialmente en los contactos entre niquelina y gersdorffita, maucherita y/o westerveldita, o como granos xenomorfos intergranulares de tamaño muy variable, desde 5 a 60μ (Fotos 60 a 62).

Los minerales de elementos del grupo del platino son rarísimos; solo se ha encontrado un pequeño grano de esperrilita ($1-2 \mu$) en una inclusión compuesta por niquelina, pirrotina y cromita, dentro de un cristal de ortopiroxeno en La Gallega.

Otros minerales encontrados en cantidades muy minoritarias son la altaíta, bismuto nativo y telururos de bismuto, siempre incluidos en la niquelina.

Como productos de meteorización de los arseniuros de níquel aparece annabergita en forma de masas pulverulentas rodeando nódulos de mineralización y rellenando fracturas. Así mismo, hay diversas cantidades de limonita, como resultado de la meteorización de los sulfuros.

IV.2.1.c. Quinismo mineral

Solo la cromita y, en menor medida, el ortopiroxeno, muestran variaciones composicionales significativas que dependen tanto de la asociación mineral, como de las facies de las lertzolitas en las que encaja la mineralización. El resto de las menas primarias (arseniuros, sulfuros y óxidos de Ti) y algunos silicatos de la ganga (cordierita) no muestran variaciones composicionales importantes. Otros minerales con una distribución más restringida (plagioclasa y flogopita), o que se originan por

transformación de las asociaciones primarias (gersdorfita y clorita), presentan composiciones diferentes relacionadas con su génesis o con la composición de las fases preexistentes.

Cromita

Su composición oscila entre unos márgenes amplios: $\text{Cr}_2\text{O}_3=20-44\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=20-40\%$; $\text{FeO}=21-31\%$; $\text{MgO}=2-10\%$ en peso, y contiene, además, Zn y V en proporciones que llegan a ser inusualmente elevadas ($\text{ZnO}=0-1.5\%$ y $\text{V}_2\text{O}_5=0.75-2.6\%$ en peso); el contenido en Fe_2O_3 suele ser $< 1\%$ en peso, salvo puntuales excepciones; y el de TiO_2 oscila entre 0.1 y 1.0% en peso (apendice).

Sobre un diagrama Y_{Cr} frente a X_{Mg} (Fig. 18), la composición de la cromita se proyecta en un área caracterizada por valores moderados a bajos, comprendidas entre 0.57 a 0.25 y entre 0.47 a 0.18, respectivamente. Se observa además que:

1.- En el conjunto de las mineralizaciones, la proporción de Cr y Mg disminuye progresivamente (y, en consecuencia aumenta la de Al y Fe) desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) (minas de El Lentisco, El Nebral y El Sapo) a las enclavadas en lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita) (minas del distrito de Los Jarales y San Agustín), hasta las enclavadas en lertzolitas con granate (mina de La Gallega).

2.- Dentro de cada indicio individual la proporción de Al y Fe en las cromitas es mayor en aquellas asociadas a cordierita que en las asociadas a ortopiroxeno.

3.- A escala de muestra, e incluso de cada indicio individual, los granos de cromita presentan generalmente un intervalo composicional restringido, excepto en las muestras de cromita-niquelina con cordierita-plagioclasa-flogopita de San Juan. En ellas se observa un fuerte enriquecimiento en Cr y algo más débil en Fe, desde las cromitas poligonales hasta las que presentan una textura esquelética situadas en el contacto con venillas tardías de plagioclasa. Este enriquecimiento en Cr se correlaciona positivamente con el aumento de Na en las plagioclasas (Fig. 19).

4.- Dentro de un mismo indicio, las proporciones de arseniuros de níquel pueden oscilar entre el 5 y el 40 % de la mena, sin que la composición de la cromita se modifique.

5.- Los granos individuales de cromita no suelen mostrar zonación composicional. Sin embargo, en determinadas muestras con cierto grado de alteración, donde el ortopiroxeno se encuentra anfibolitizado o la cordierita pinnitizada, la cromita exhibe un borde externo de unas 5 a 10 micras de espesor, más rico en Cr y Fe. También se observa, puntualmente una zonación inversa.

De acuerdo con los márgenes composicionales expuestos anteriormente, las cromitas de las mineralizaciones de Cr-Ni contienen proporciones inusuales de Zn y V, y el contenido en Ti es relativamente bajo. Representando los contenidos en estos elementos minoritarios de las cromita

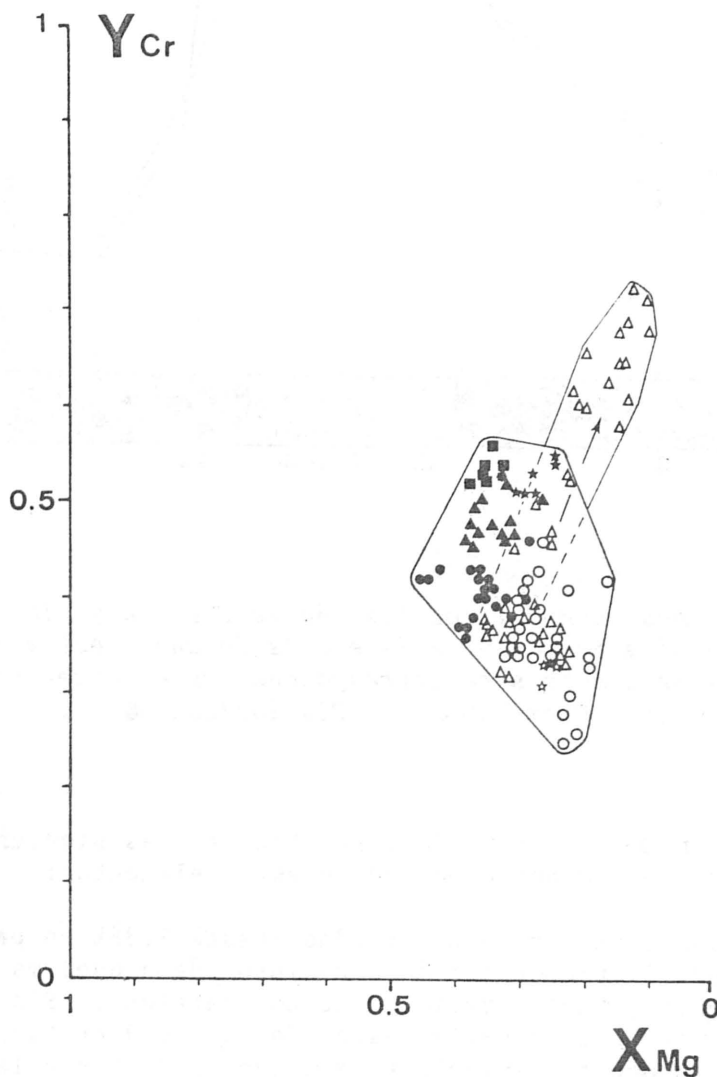


Fig. 18.- Proyección de la composición de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Los símbolos en negro corresponden a cromitas asociadas a ortopiroxeno o clinopiroxeno, mientras que los símbolos en blanco corresponden a cromitas asociadas a cordierita o a cordierita-plagioclasa-flogopita. El Lentisco: ■ . El Nebral: ★ . El Sapo: * . Los Jarales: ▲ y △ . San Agustín: ☆ . La Gallega: ● y ○ . La flecha indica la evolución composicional de las cromitas en la mina San Juan, desde las cromitas poligonales a las esqueletales.

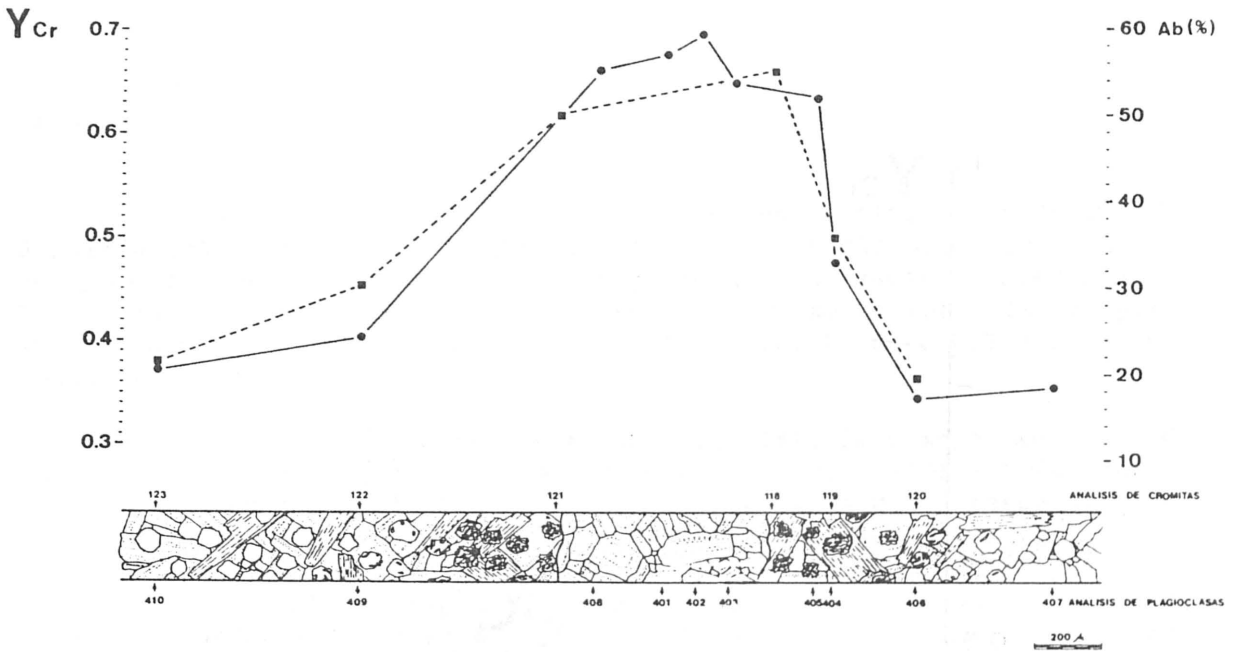


Fig. 19.- Variaciones composicionales de la cromita y la plagioclasa coexistentes en la mina San Juan, a la escala de una muestra de mano (Ro-28). Los números de análisis se corresponden con el orden utilizado en las tablas del apéndice. Cromita: ■ . Plagioclasa: ● .

frente a su relación X_{Mg} (Fig. 20), se observan las siguientes tendencias en las variaciones composicionales de estos elementos:

Las proporciones de cinc más elevadas (hasta 1.36% en peso) tienden a concentrarse donde la proporción de arseniuros de níquel es mayor (caso de las cromitas de las mineralizaciones de Los Jarales). Sin embargo, la tendencia que muestran las cromitas asociadas a cordierita-plagioclasa-flogopita define un empobrecimiento progresivo en Zn desde las cromitas poligonales a las esqueléticas. Esta distribución sugiere una correlación positiva del contenido en Zn de las cromitas con el porcentaje de arseniuros de níquel.

El contenido en vanadio no muestra una distribución significativa, aunque se observa un aumento más o menos regular desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) hasta las enclavadas en lertzolitas con granate (Las cromitas más ricas en este elemento son las de la Gallega).

El contenido en titanio es mucho más variable. En las mineralizaciones de Los Jarales, San Agustín y La Gallega existen cromitas con contenidos muy variables de TiO_2 coexistentes con óxidos de Ti intergranulares y/o en forma de lamelas de exsolución en la cromita.. En las tablas del apéndice I se observa que existen varios análisis donde el porcentaje en peso de TiO_2 supera el 1%, hasta valores de 15,52% en peso. La razón de estos bruscos enriquecimientos y de algunos otros de menor significación, se debe a que en la región analizada existía alguna mi-

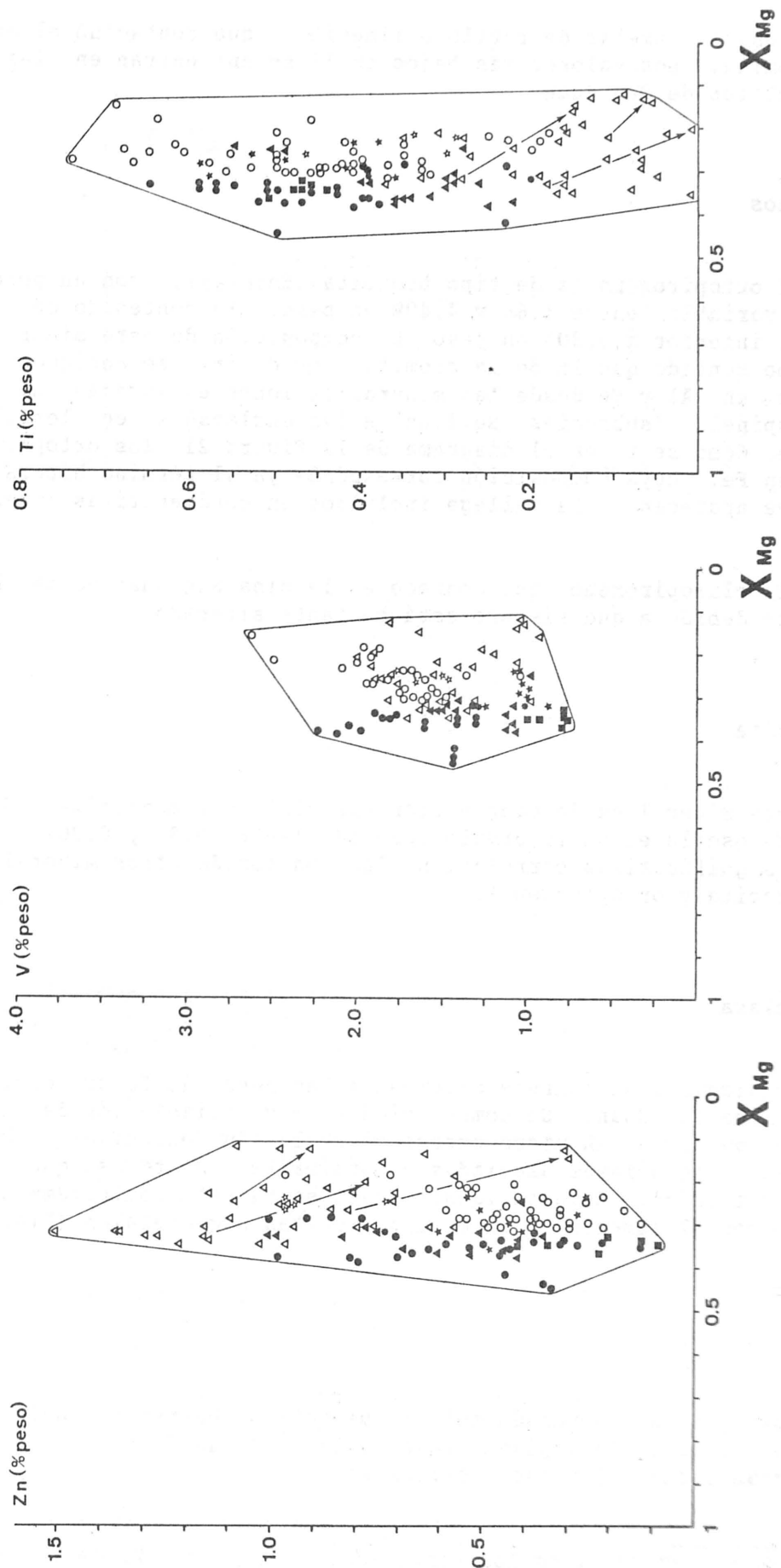


Fig. 20.

croinclusión lamelar de rutilo o ilmenita, que contaminó el análisis de la cromita. Los valores más bajos en Ti se encuentran en las cromitas esqueléticas de San Juan

Piroxenos

El ortopiroxeno es de tipo broncita (En_{80-69}), con un porcentaje en Al_2O_3 variable entre 1.66 y 4.49% en peso. Su contenido en calcio es siempre inferior a 0.30% en peso. La composición de este mineral varía en el mismo sentido que la de la cromita, es decir, se enriquece progresivamente en Al y Fe desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) a las enclavadas en lertzolitas con granate. Como se vé en el diagrama de la Figura 21, los ortopiroxenos más ricos en Fe, cuya composición corresponde ya al término hiperstena, son los que aparecen en La Gallega incluidos en cordierititas (muestras 7518 y 7521)

El clinopiroxeno que aparece en la mina San Juan no se ha podido analizar debido a que siempre está bastante alterado.

Cordierita

Este mineral es de composición esencialmente magnésica. Su relación $Mg/Mg+Fe$ oscila en un intervalo reducido (entre 0.83 y 0.90), sin variaciones significativas correlacionables con los de otros minerales asociados (cromita y ortopiroxeno).

Plagioclasa

La plagioclasa aparece asociada a las menas de Cr-Ni exclusivamente en la mina San Juan. Su composición es muy variable (desde An_{82} a An_{12}) incluso dentro de un mismo cuerpo mineral. Su contenido en Na aumenta desde las plagioclasas asociadas a cordierita, hasta las que cristalizan en venas tardías. Este enriquecimiento en Na está positivamente correlacionado con el aumento en Cr en las cromitas esqueléticas (Fig. 19).

Flogopita

Como se ha señalado anteriormente, se encuentra incluida en la cromita, o asociada a plagioclasa en la mina San Juan. Su quimismo presenta unas características peculiares:

Fig. 20.- Proyección de los contenidos de Zn, V y Ti de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni, en función de su relación X_{Mg} . Los símbolos utilizados son los mismos que en la Fig. 18.

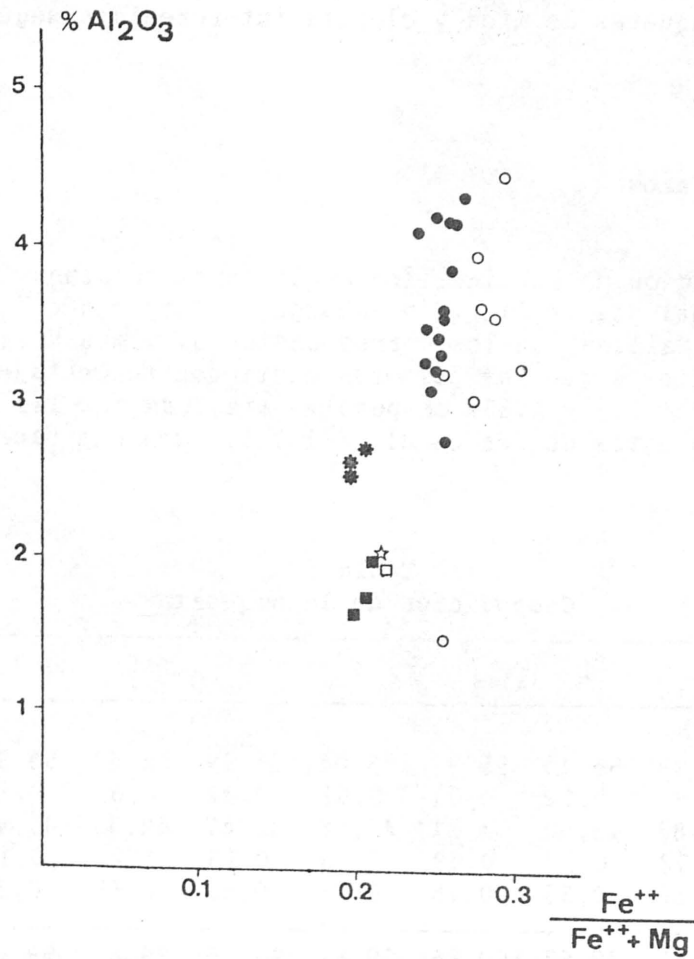


Fig. 21.-Composición de los ortopiroxenos de las mineralizaciones tipo Cr-Ni en función de sus relaciones $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ y su porcentaje en peso de Al_2O_3 . El Lentisco: ■ . El Sapo: * . La Gallega: ● . La Gallega (ortopiroxenos incluidos en cordierita): ○ . □ y ☆ , corresponden respectivamente a dos análisis de El Lentisco y El Nebral publicados por Oen et al. (1979).

- Presenta altos contenidos en Ti y Cr.
- El catión interlaminar más frecuente es el K, aunque suele presentar contenidos elevados en Na (hasta 2,56% en peso). El término sódico puro ha sido descrito recientemente como un nuevo mineral petrogenético con el nombre de wonesita (Spear et al., 1981).
- La mica es siempre deficiente en cationes interlaminares.

La presencia de Na junto al K en posición interlaminar así como su alto contenido en Ti y Cr es una característica habitual de las flogopitas incluidas en cromita (Irvine, 1975; Lorand y Ceuleneer, 1989).

Tal y como se observa en el microscopio electrónico de

transmisión, e incluso a mayor escala en el microscopio óptico convencional, la flogopita se encuentra alterada a clorita y/o vermiculita. Esta alteración comienza a la escala de las capas individuales (se observan capas de flogopita transformándose a otras de clorita) y, progresivamente va generando paquetes de mica y clorita intercrecidos según (001) (Fotos 57 a 59).

Arseniuros primarios

La composición de la **niquelina** es bastante constante dentro de cada indicio individual (Tabla I). Sin embargo, comparando los análisis de muestras de La Gallega con los correspondientes a muestras de San Juan, se pone de manifiesto que las primeras contienen porcentajes significativos de Fe (entre 0.37 y 1.23% en peso), mientras que las segundas, de acuerdo con los datos de Oen et al. (1971), son más ricas en S (0.19-0.23% en peso).

Tabla I
Composición de la niquelina

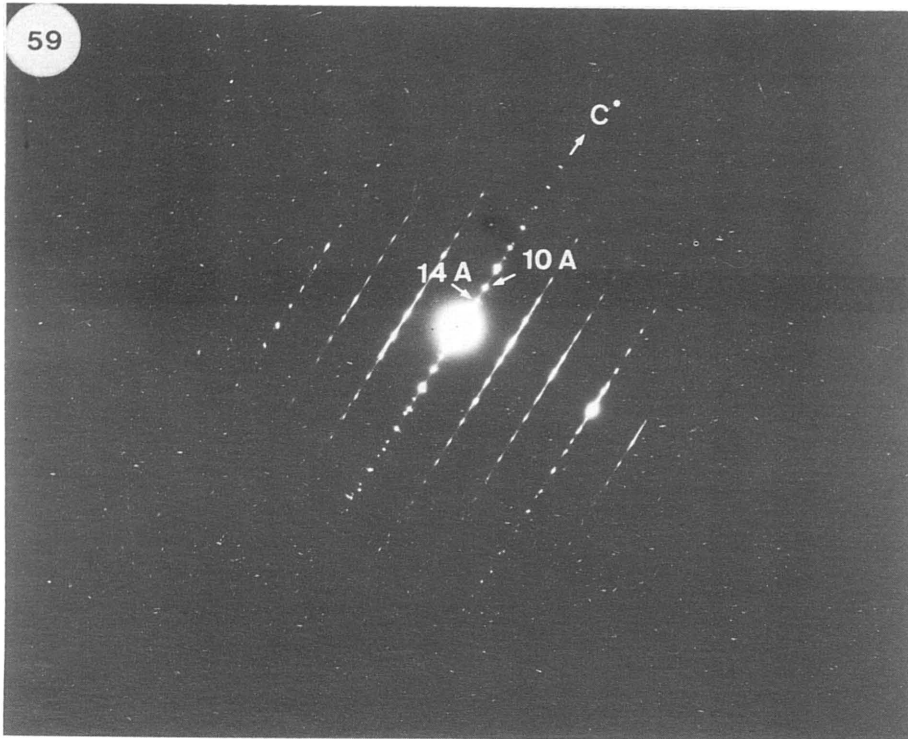
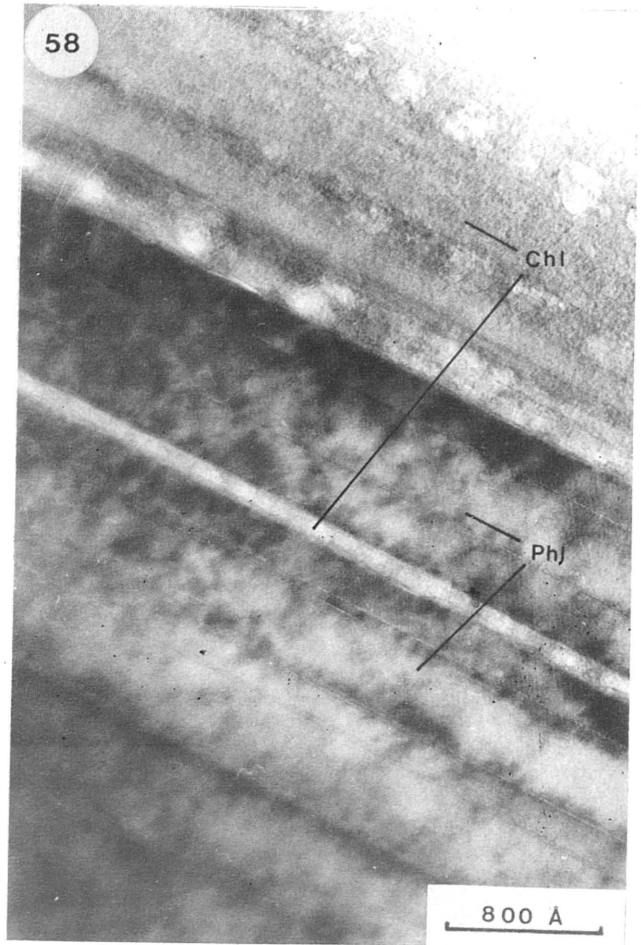
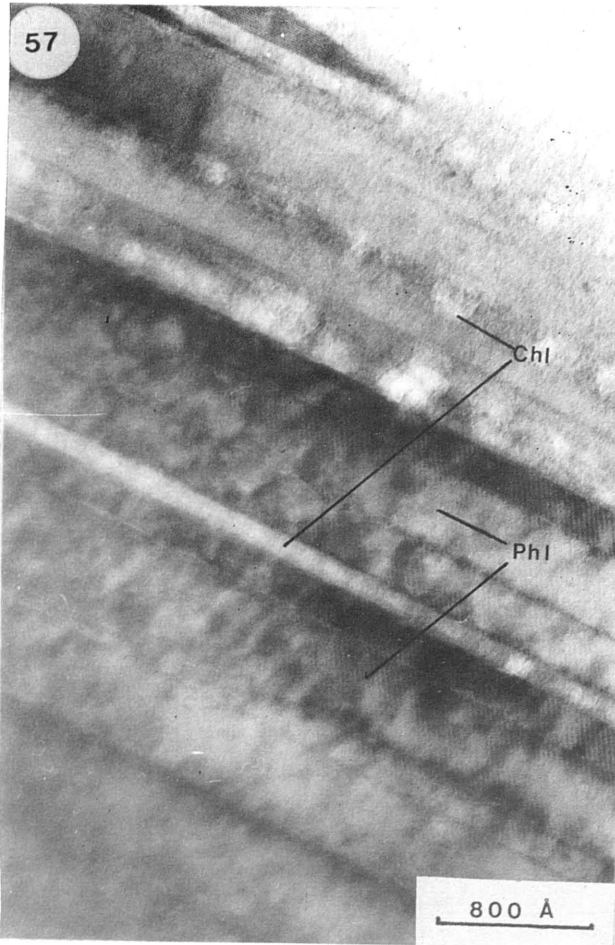
	1	2	3	4	5	6	7	8
As	56,29	55,43	55,97	56,04	55,49	55,44	55,92	55,11
S	- -	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,19	0,23
Ni	42,88	43,48	44,21	42,56	42,47	42,33	42,44	43,44
Fe	0,78	0,37	0,49	0,96	0,93	1,23	0,10	0,06
Co	0,56	0,35	0,15	0,23	0,63	0,65	0,38	0,38
	100,51	99,67	100,86	99,81	99,56	99,67	99,03	99,22

Los análisis 1 a 6 se han realizado sobre la muestras de La Gallega, mientras que los análisis 7 y 8 corresponden a una muestra de San Juan.

Tabla II
Composición de la lollingita

	1	2	3	4	5	6	7	8
As	72,96	73,00	70,64	72,53	71,29	71,26	71,65	71,05
S	0,31	0,32	0,49	0,24	0,76	0,77	0,70	0,64
Ni	8,36	8,50	11,48	8,89	8,95	9,14	8,42	8,64
Fe	16,21	16,06	14,11	15,91	14,96	13,89	15,67	14,70
Co	2,43	2,43	2,69	2,36	4,64	4,52	4,12	4,36
	100,27	100,31	99,41	99,93	100,60	99,58	99,93	99,39

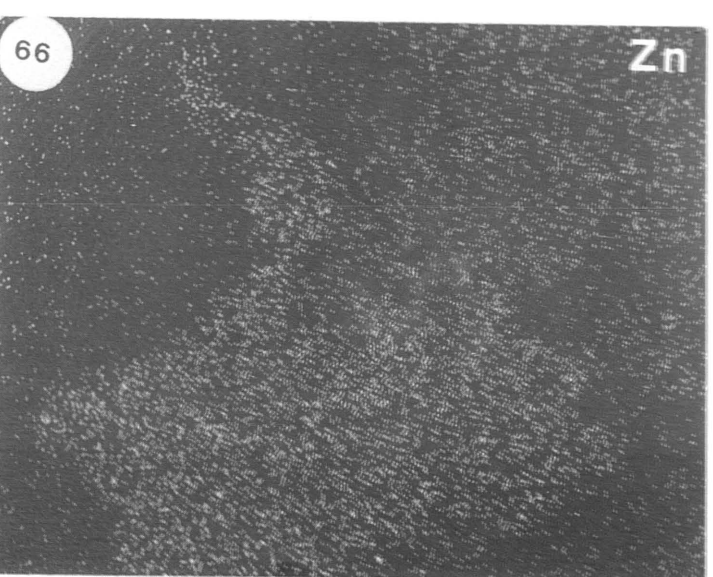
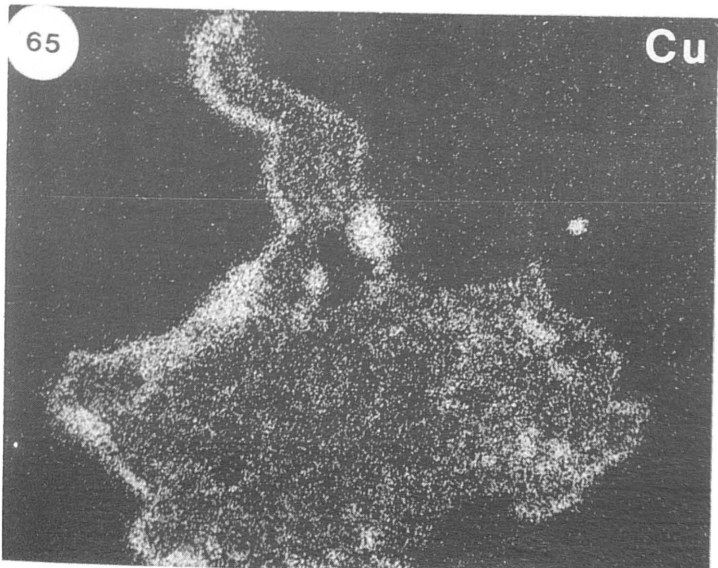
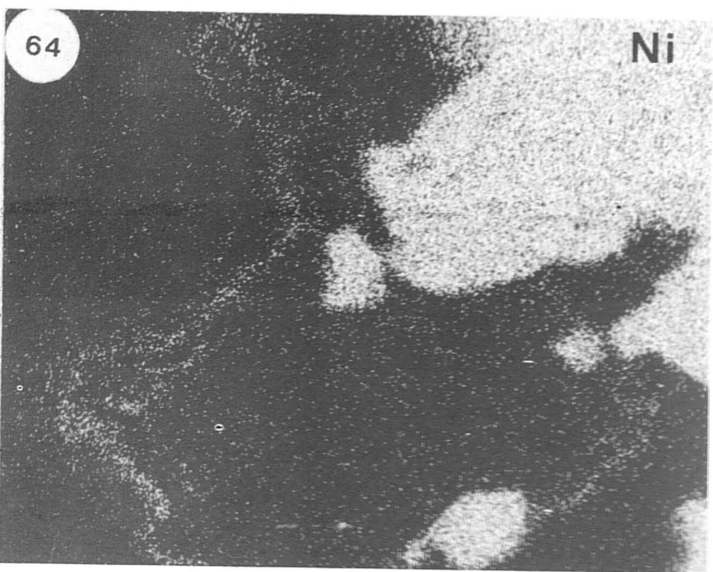
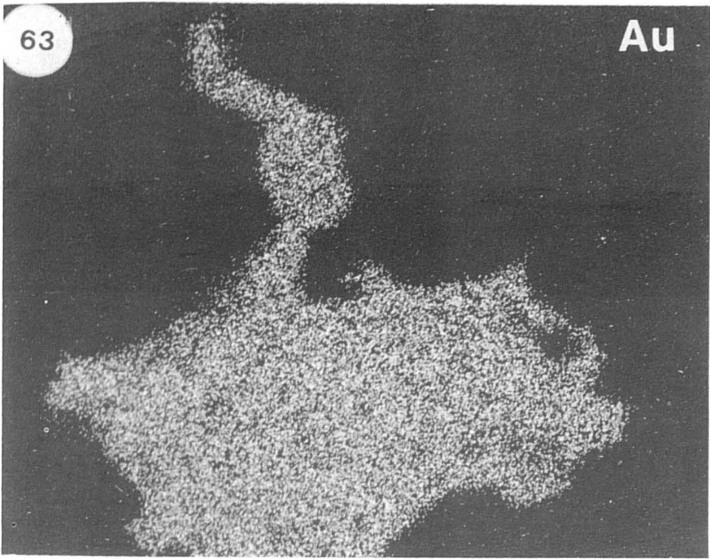
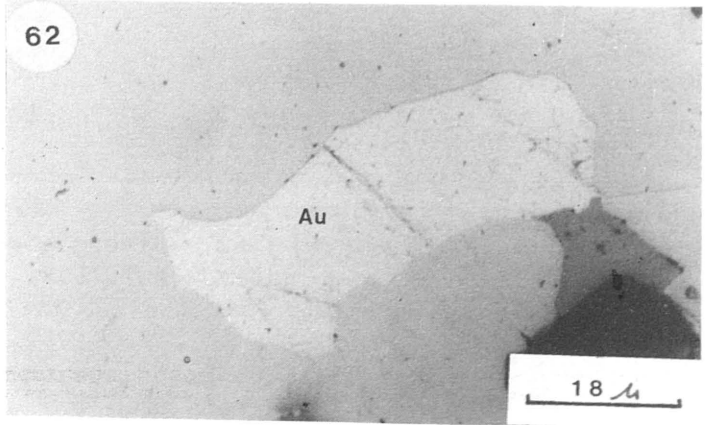
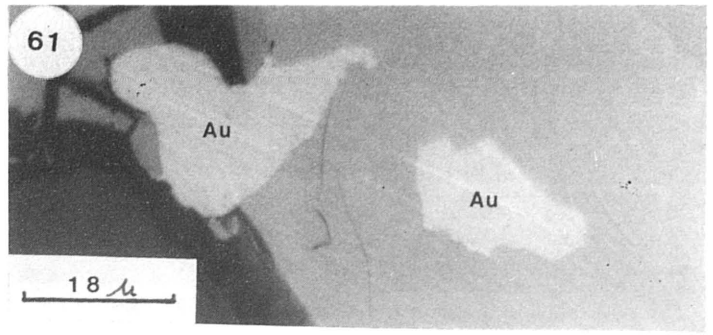
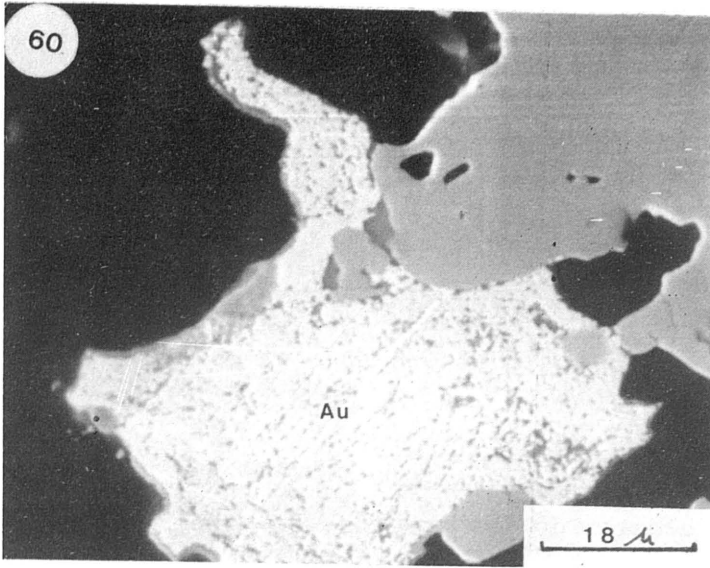
Todos los análisis se han realizado sobre muestras de La Gallega



LAMINA XI

Fotos 57 y 58. Intercrecimientos laminares entre flogopita (phl) y clorita (chl). Fotografías realizadas mediante microscopía electrónica de alta resolución.

Foto 59. Imagen de difracción de intercrecimientos flogopita-clorita orientada según el eje C de la red recíproca (C^*) en las que se indican las reflexiones a 10 Å de la flogopita y a 14 Å de la clorita.



LAMINA XII

Fotos 60 a 62. Diversas morfologías de los granos de oro nativo (Au). L.R.

Fotos 63 a 66. Distribución del Au, Ni, Cu y Zn en el grano de la foto 60.

La lollingita muestra composiciones alejadas de sus proporciones estequiométricas, con elevados contenidos en Ni y Co* (entre 7.9 y 9.65% en peso de Ni, y entre 3.65 y 6.30% en peso de Co) (Tabla II).

Arseniuros y sulfoarseniuros de transformación

La gersdorfita posee una composición variable en la cual los contenidos en Fe y Co son significativamente elevados, oscilando entre 5.75 y 17.8% en peso de Fe, y entre 4.45 y 11.8% en peso de Co (Tabla III).

Tabla III
Composición de la gersdorfita

	1	2	3	4	5	6	7	8
As	47,65	46,13	48,66	48,29	48,25	47,16	47,36	47,40
S	17,50	17,49	16,41	16,74	17,44	17,07	16,84	18,37
Ni	22,56	17,82	21,45	19,97	18,15	21,27	22,18	21,82
Fe	7,99	9,45	7,50	7,43	8,23	7,66	7,10	9,78
Co	2,49	7,28	4,06	5,90	7,08	5,59	4,95	2,66
	98,19	98,17	98,08	98,33	99,15	98,75	98,43	100,03

Todos los análisis se corresponden a una muestra (F-LG-1) tomada en el muro del "filón" de cromita-arseniuros de níquel con cordierita de La Gallega.

La composición de la maucherita en los diferentes indicios muestra la misma tendencia que la níquelina preexistente. Así la maucherita analizada en La Gallega es más rica en Fe (0.67-2.48% en peso) que la de la mina San Juan (0.05-0.18% en peso).

La westerveldita contiene variables proporciones en peso de Ni (13.4-22.12%), de Fe (22.77-29.10%) y de Co (0-0.7%) (Oen et al. 1972) (análisis 1, Tabla V). Se encuentran, además, granos de níquelina parcialmente transformados a westerveldita (análisis 2, Tabla V).

* Los márgenes composicionales para los diarseniuros y los sulfoarseniuros se han definido teniendo en cuenta los datos publicados por Oen et al. (1971). Para la westerveldita se han tenido en cuenta también los datos de Oen et al. (1972).

Tabla IV
Composición de la maucherita

	1	2	3	4	5	6	7	8
As	48,85	48,60	48,39	48,69	47,71	48,63	48,10	47,39
S	0,01	0,01	0,05	0,01	0,05	0,02	0,04	0,08
Ni	48,93	49,12	49,42	49,87	50,07	49,66	51,22	51,47
Fe	2,48	2,22	1,33	0,67	1,26	0,14	0,18	0,05
Co	0,34	0,34	0,48	0,53	0,48	0,28	0,35	0,38
	100,61	100,29	99,67	99,77	99,57	98,73	99,89	99,37

Los análisis 1 a 5 se han realizado sobre muestras de La Gallega mientras que los numerados del 6 al 8 corresponden a dos muestras de San Juan

Tabla V
Composición de la westerveldita

	1	2
As	54,91	53,36
S	0,16	0,37
Ni	22,12	40,83
Fe	22,77	3,85
Co	- -	0,32
	99,96	98,73

Ambos análisis corresponden a una misma muestra de San Juan

Sulfuros

La Tabla VI, muestra la composición de diversas inclusiones de sulfuros en la niquelina. La cubanita ha sido identificada cualitativamente. Hay que señalar el elevado contenido en Ni de las pirrotinas 3 y 4, las cuales contienen, además, significativas proporciones de Cu. Estos análisis responden a la composición de fases de tipo $Mss (Fe, Ni, Cu)_{1-x}S$, de alta temperatura.

Otros minerales

El rutilo y la ilmenita muestran elevadas proporciones de vanadio (3.5 a 4.59% en peso).

Tabla VI
Sulfuros incluidos en la niquelina

	1	2	3	4	5	6	7	8
S	36,79	38,32	36,70	36,49	34,32	34,30	34,55	34,60
Ni	- -	0,44	5,64	5,52	31,76	- -	- -	- -
Co	- -	- -	- -	0,52	- -	- -	- -	0,07
Fe	61,86	60,78	56,80	56,94	33,60	30,90	30,17	30,34
Cu	- -	- -	0,32	0,30	- -	33,82	34,43	33,57
	98,65	99,54	99,46	99,77	99,68	99,02	99,15	98,58

Los análisis 1, 5 y 6 se han realizado sobre muestras de La Gallega. Los restantes corresponden a muestras de San Juan.

El anfíbol es de tipo edenita-hornblenda magnésica, según la clasificación de Leake (1978).

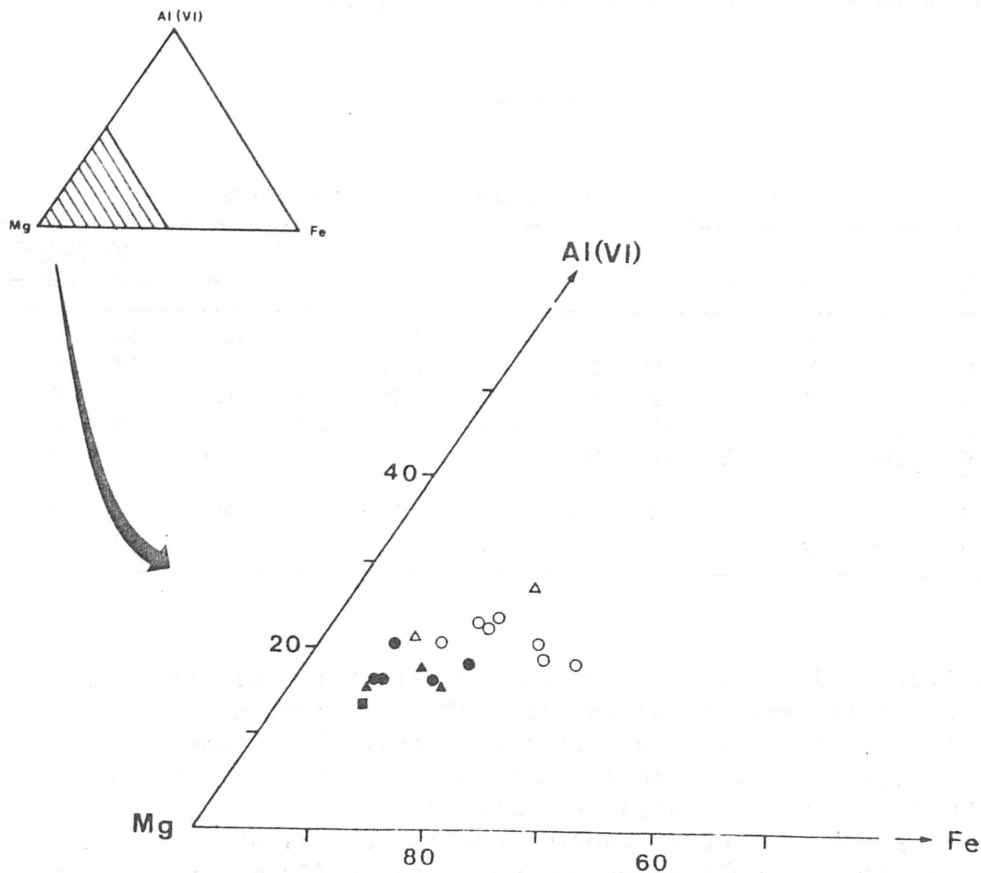


Fig. 22.- Proyección de la composición de la clorita de las mineralizaciones tipo Cr-Ni en función de sus proporciones atómicas de Mg, Al octaédrico (Al VI) y Fe. Los símbolos en negro representan las cloritas asociadas a mineralizaciones con piroxeno y los blancos a las asociadas a cordierita. El lentisco: ■ . Los Jarales: ▲ y △ . La Gallega: ● y ○ .

La clorita es esencialmente magnésica y presenta una variación composicional de acuerdo con la composición primaria de la roca en la que se encuentra, de forma que se enriquece progresivamente en Al octaédrico y Fe desde las mineralizaciones con ortopiroxeno a las que contienen cordierita (Fig. 22).

Las aleaciones de oro muestran diferentes proporciones moleculares. Se han analizado granos de oro puros y aleaciones de Au y Cu con proporciones variables desde Au/Cu = 1/1 a Au/Cu = 3/1. En estas aleaciones también se han analizado proporciones variables de Ag, Bi, Te y Zn (Fotos 63 a 66).

IV.3.1.d. Contenido en metales nobles

Elementos del grupo del platino (EGP)

Se han analizado 5 muestras de mineralización con diferentes proporciones de arseniuros de níquel. Los contenidos en roca total oscilan entre 0.9 1.8 ppm de EGP (Tabla VII).

Tabla VII

Contenidos en EGP en las mineralizaciones tipo Cr-Ni (en 1000xppb)

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	As	100 Os+Ir+Ru		
											ΣEGP	ΣEGP	Pd/Ir
RD-9	110	170	270	49	310	330	3700	13.70	7.76	10.10	1240	44	1.94
RD-14	56	120	210	35	250	260	3400	10.70	4.71	0.28	930	42	2.16
0.6811	16	150	490	65	460	610	8000	12.20	11.50	16.20	1791	37	4.07
0.6613	18	190	420	62	430	550	9200	15.20	12.20	15.60	1670	38	2.89
0.6643	68	210	360	91	410	540	15000	12.90	11.10	12.80	1679	38	2.57
RD-10	9	11	9	4	28	14	200	0.20	0.12	0.11	75	39	1.27
RD-11	6	8	21	3	27	26	400	--	--	--	91	38	3.25

En la Figura 23 se observa que en las diferentes muestras analizadas existe una anomalía negativa en Os, la cual se corresponde con una pérdida por volatilización durante el proceso de análisis. Sobre el resto de los EGP, el patrón normalizado a condritas es plano, con unas relaciones 100 Os+Ir+Ru/EGP y Pd/Ir, variables entre 37 y 44, y entre 1.94 y 4.07, respectivamente. Se observa también que las curvas más próximas a los valores condriticos (aquellas con un contenido en EGP mayor) son las que muestran mayores porcentajes en arseniuros de níquel.

Con fines comparativos se han analizado una muestra de cordierita y otra de piroxenita asociadas a la mineralización de cromita-niquelina de La Gallega. Su contenido en EGP es muy bajo (0.075 y 0.091 ppm, respectivamente), y muestran un patrón normalizado a condritas irregular,

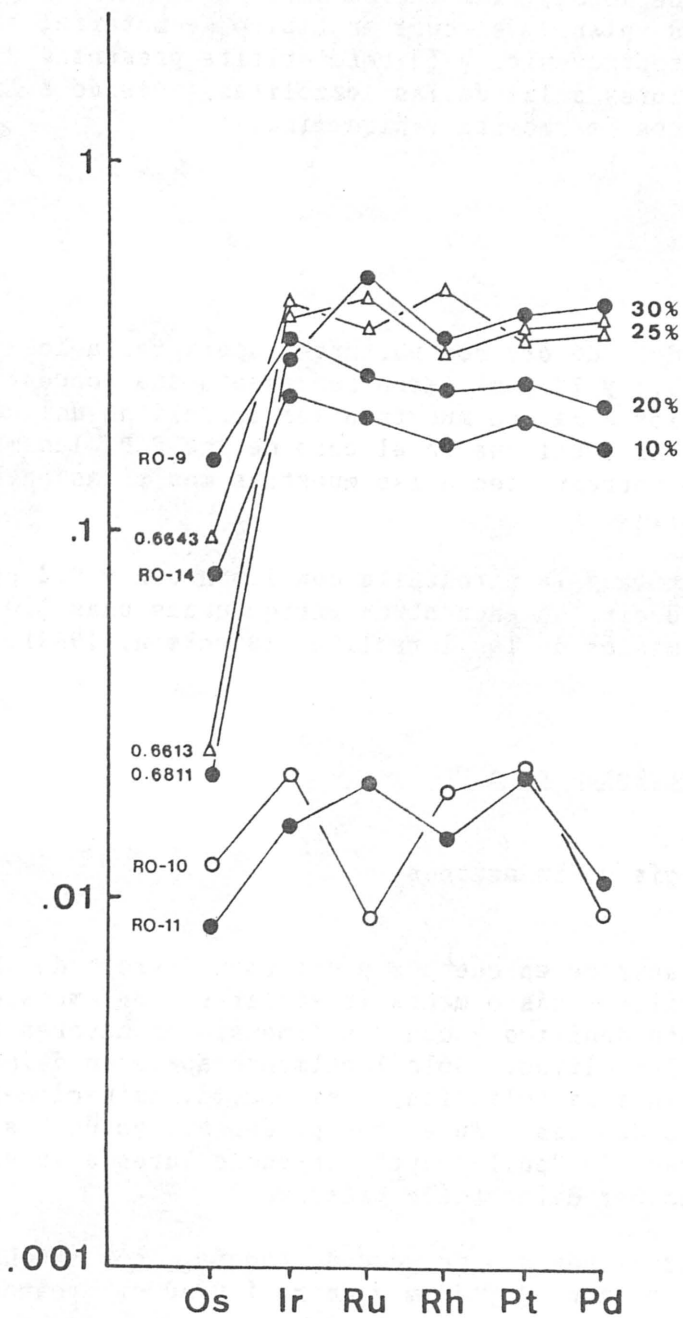


Fig. 23.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones de Cr-Ni. Las muestras RO-9, RO-14, 0.6811, RO-10 y RO-11 proceden de La Gallega, mientras que las muestras 0.6643 y 0.6613 proceden de Los jarales. Los porcentajes señalados a la derecha de cada patrón indican la proporción en peso de arseniuros de níquel en la muestra.

con tendencia a ser plano, con unas relaciones $100 \text{ Os+Ir+Ru/EGP} = 38$ y 39 respectivamente, y $\text{Pd/Ir} = 1.27$ y 3.25 respectivamente.

Las concentraciones de EGP en las mineralizaciones de Cr-Ni son 10 a 100 veces superiores a las obtenidas por Stockman (1982) para las lertzolitas del macizo de Ronda, las cuales exhiben también un patrón normalizado a condritas plano, el cual es típico de material del manto sin empobrecer. La ortopiroxenita y la cordieritita presentan concentraciones ligeramente superiores a las de las lertzolitas, debido a la presencia de diversas inclusiones de cromita y niquelina.

Oro

Los contenidos de oro son bastante superiores a los de los EGP, oscilando entre 3.4 y 15 ppm. Esto representa una concentración más de 1000 veces superior a la que muestran las lertzolitas del macizo de Ronda (Stockman, 1982). Al igual que en el caso de los EGP, las mayores concentraciones de oro corresponden a las muestras más ricas en arseniuros de níquel (Tabla VII).

La cordieritita y la piroxenita contienen 0.2 y 0.4 ppm de Au respectivamente, es decir, se encuentran enriquecidas unas 100 veces respecto a los valores medios de las lertzolitas (Stockman, 1982).

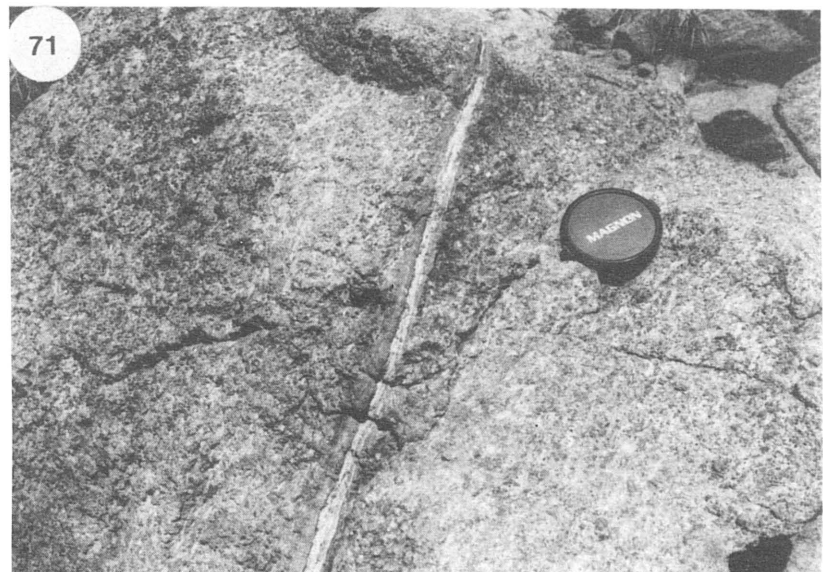
IV.3.2. Mineralizaciones tipo Cr

IV.3.2.a. Morfología y dimensiones

La cromita aparece en cuerpos podiformes (Arroyo de Los Caballos) (Fig. 24) o en filones más o menos irregulares, en ambos casos rodeados por una envolvente dunitica y con sus dimensiones mayores paralelas a la foliación de las lertzolitas. Solo localmente aparecen delgadas venas de cromita que cortan a la foliación, así como diseminaciones de agregados de cromita en las dunitas. En el cuerpo del Arroyo de Los Caballos se observan fracturas de "pull-apart" perpendiculares a su máximo alargamiento, originadas por deformación plástica.

Las mineralizaciones son de pequeño tamaño, con extensión lateral y espesores variables entre 2 y 30 m y entre 1 y 30 cm, respectivamente.

La mineralización de cromita que aflora en el Arroyo de La Cala (Fig. 25) (Fotos 67 a 70) presenta unas características peculiares que merecen destacarse aparte. En conjunto, la mineralización posee una morfología podiforme con unas dimensiones de $9 \times 5 \times 2$ m. En detalle está formada por numerosas venas de cromita entrelazadas que muestran una foliación interna (de dirección N-S), ortogonal respecto al plano de foliación regional de dirección (N110E) coincidente con la dirección de una importante zona de cizalla (de unos 50 m de espesor) existente en el área. Las venas de cromitita limitan amígdalas decimétricas de roca encajante las cuales presentan unos contactos muy netos y se orientan de

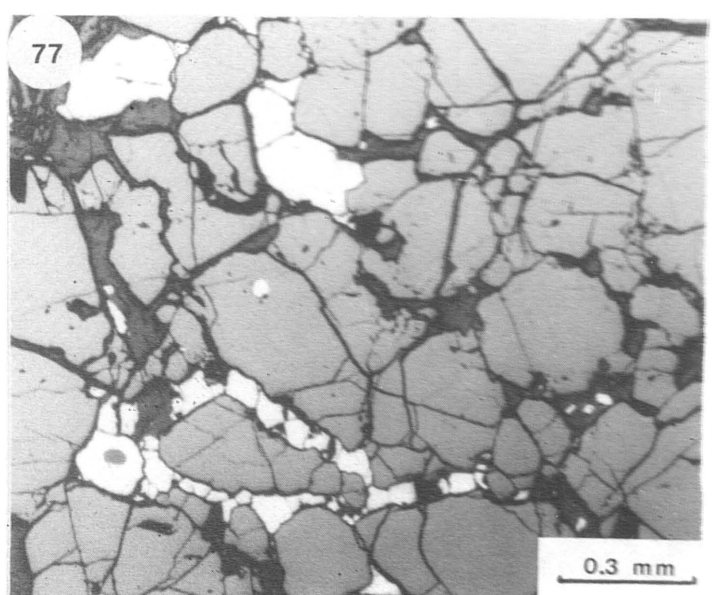
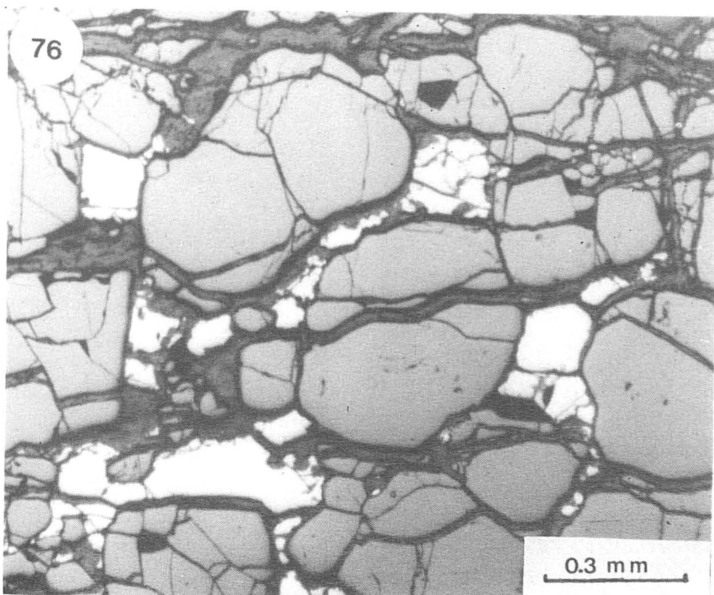
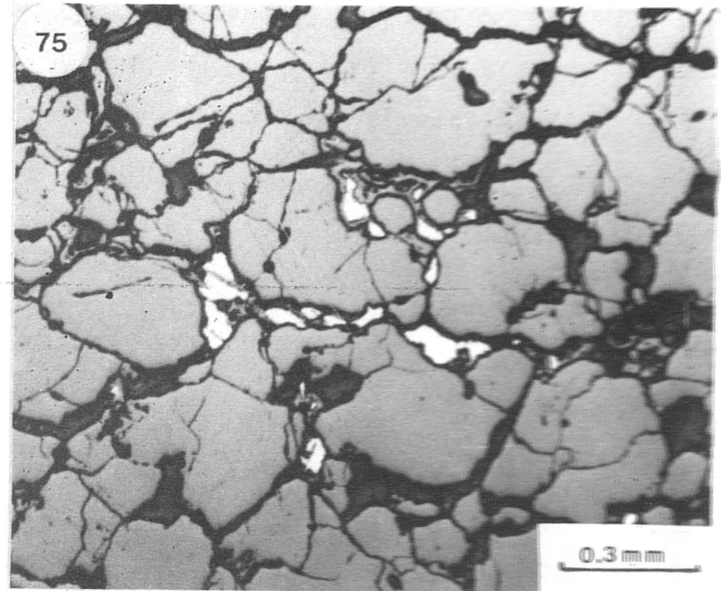
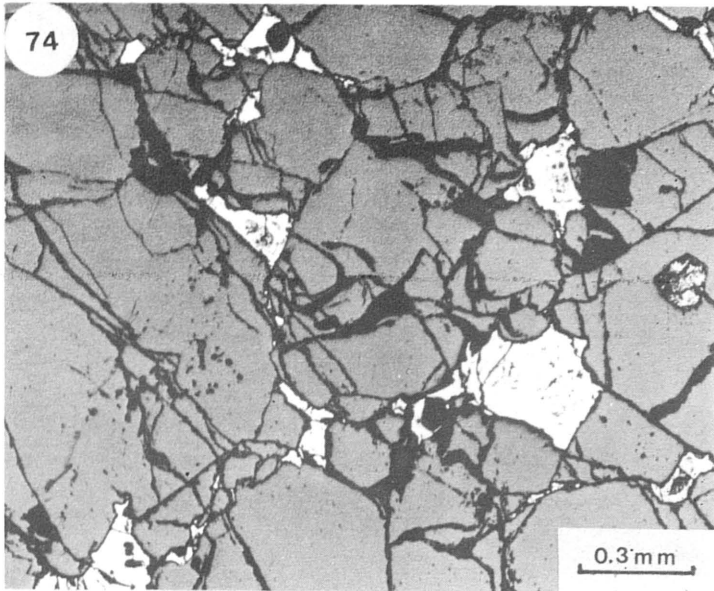
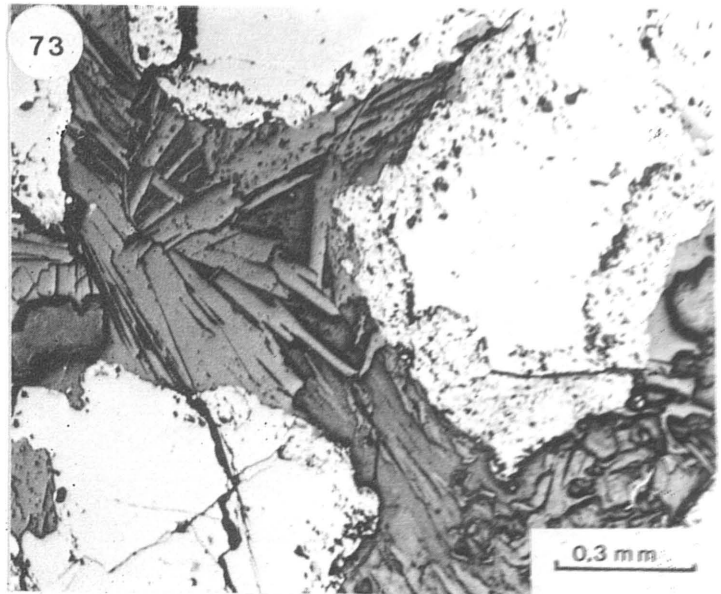
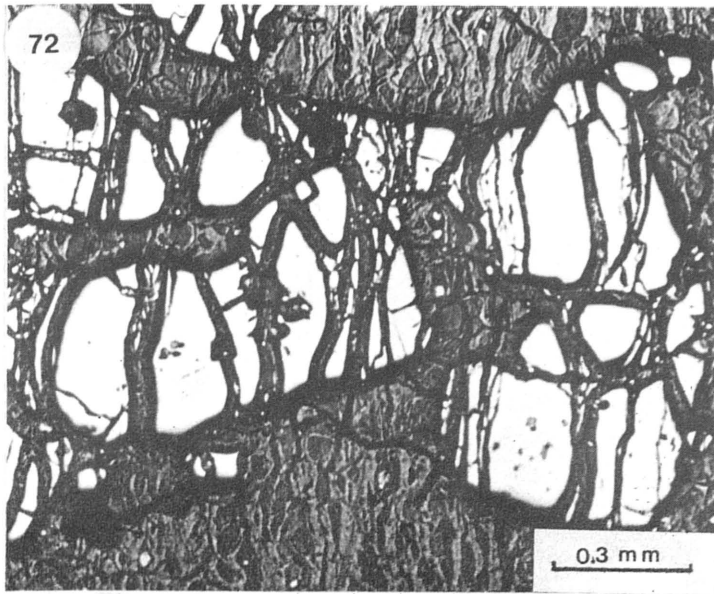


LAMINA XIII

Fotos 67 a 69. Morfología de la mineralización de cromita del Arroyo de La Cala, en la que se observan claramente los cuerpos lenticulares de peridotita incluidos en la cromita.

Foto 70. Rasgos de deformación milonítica en las ortopiroxenitas con cromita del Arroyo de La Cala.

Foto 71. Vena milimétrica de plagioclasa discordante respecto a la foliación de la websterita encajante. Arroyo de La Cala.



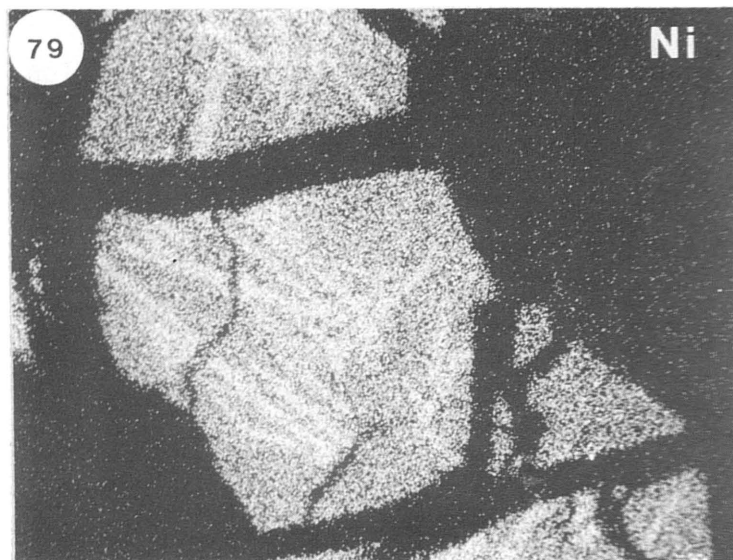
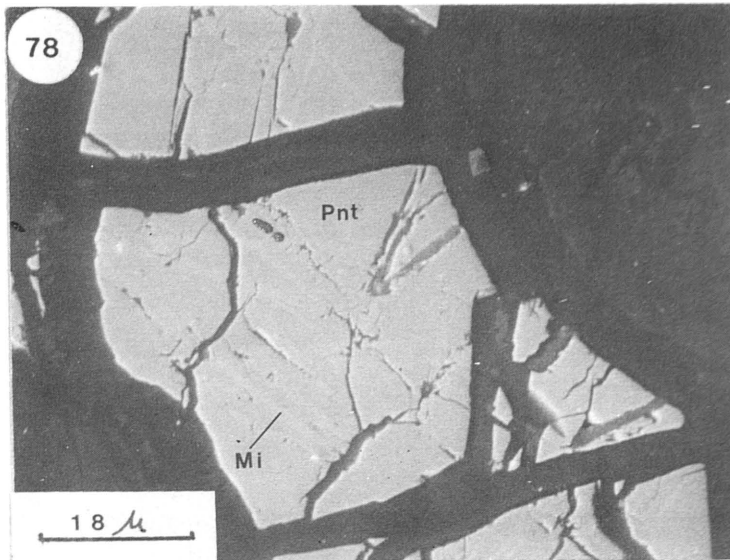
LAMINA XIV

Foto 72. Morfología de la cromita (blanco) en la mineralización del Arroyo de Los Caballos. Se observa una fuerte serpentización que progresa normalmente siguiendo las fracturas de "pull apart" en la cromita. L.R.

Foto 73. Granos irregulares de cromita (gris claro) con bordes alterados, y clorita (mineral tableado oscuro). Mineralizaciones asociadas a dunitas serpentizadas (Mina Baeza). L.R.

Fotos 74 y 75. Agregados granoblásticos de cromita (gris) con maucherita intersticial (blanco). Arroyo de La Cala. L.R.

Fotos 76 y 77. Agregados granoblásticos de cromita (gris) fracturados, con maucherita (blanco) intersticial. Mina Baeza. L.R.



LAMINA XV

Foto 78. Textura de alteración de un cristal de pentlandita (pnt) a millerita (Mi) en dunitas serpentinizadas asociadas a la mineralización de cromita de Mina Baeza.

Fotos 79 y 80. Distribución del Ni y Fe en los granos de pentlandita de la foto anterior.

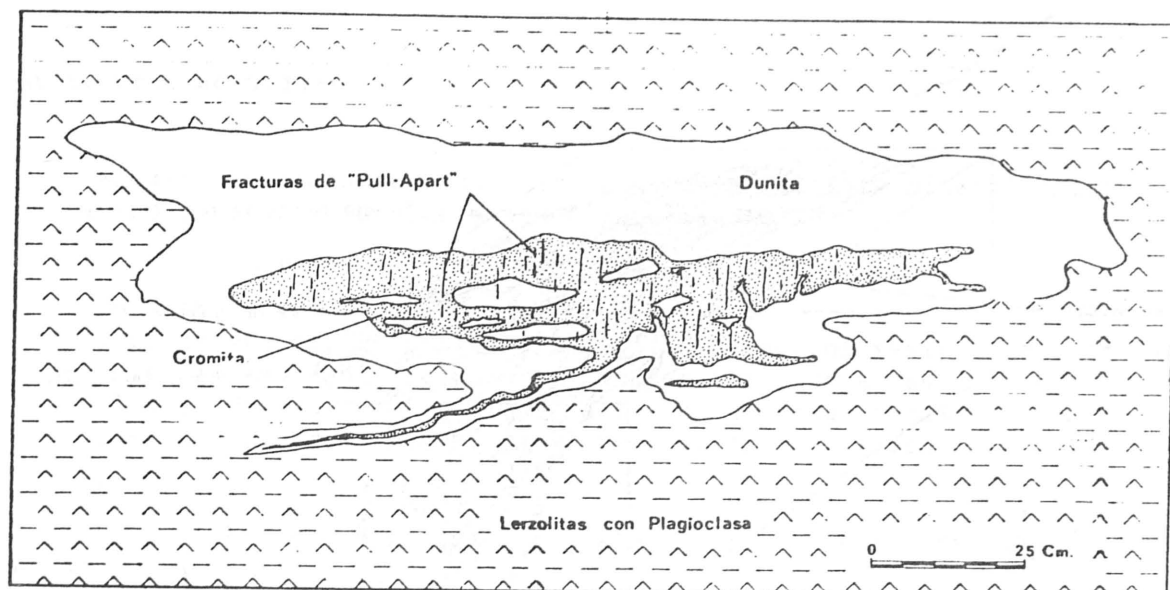


Fig. 24.- Pod de cromita del Arroyo de Los Caballos.

forma más o menos paralela a la foliación interna de dichas venas. Dichas amigdalas están compuestas por lerzolititas, harzburgitas, dunitas y capas de piroxenitas. Localmente contienen bandas miloníticas orientadas paralelamente a la foliación de la cromita. Algunos de estos cuerpos están formados por ortopiroxenitas del mismo tipo que las que aparecen incluidas dentro de la cromita. Las transiciones entre las lentes de ortopiroxenita y las venas de cromitita son graduales.

IV.3.2.b. Mineralogía y texturas

La asociación primaria es muy simple y está constituida por cromita con ganga de clinopiroxeno y ortopiroxeno, o solamente por ortopiroxeno.

Rocas silicatadas

En el Arroyo de Los Caballos, los minerales de la ganga (clinopiroxeno y ortopiroxeno) no aparecen como rocas individuales asociadas a la cromitita, sino que se encuentran como agregados dispersos localizados hacia los contactos entre la cromitita y la dunita encajante. El clinopiroxeno es el mineral más abundante y exhibe cristales xenomorfos de 0,7 mm de tamaño, con numerosas exsoluciones de ortopiroxeno. El ortopiroxeno presenta el mismo carácter textural.

En Mina Baeza y en el Arroyo de la Cala, se encuentran ortopiroxenitas idénticas a las descritas en las mineralizaciones de Cr-Ni, es decir, muestran texturas de acumulados más o menos modificadas por deformación

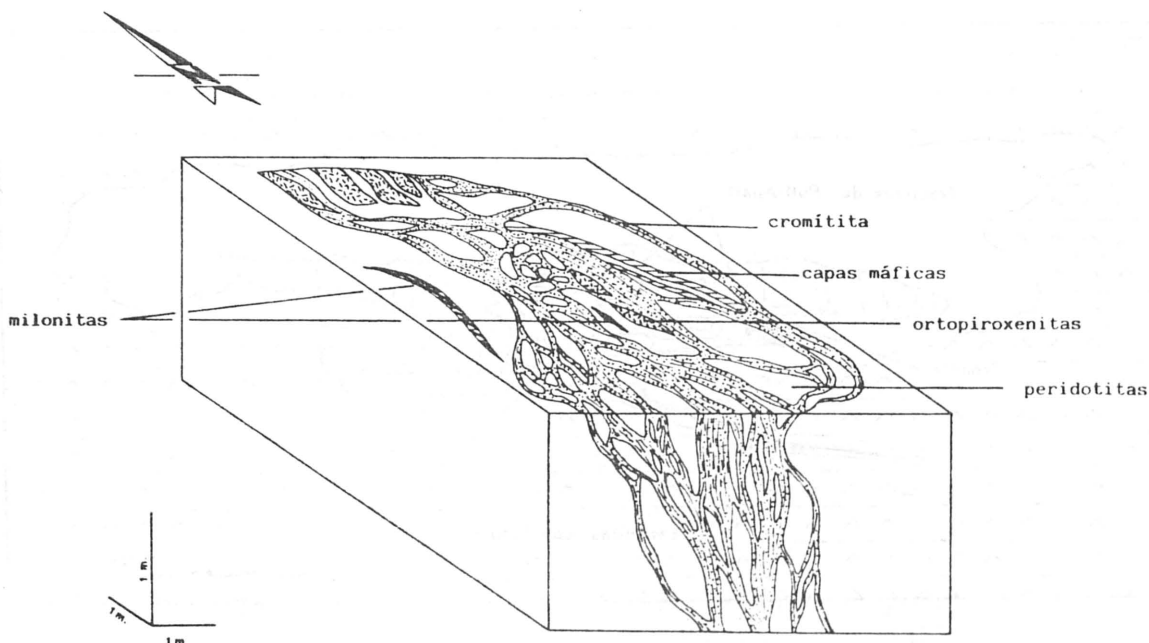


Fig. 25.- Pod de cromita del Arroyo de La Cala.

plástica. En Mina Baeza algunas ortopiroxenitas exhiben cristales de varios milímetros de tamaño que pasan gradualmente a una cromitita con inclusiones dispersas de cristales prismáticos de ortopiroxeno con los bordes corroidos. En el Arroyo de la Cala se observan lentes de ortopiroxenita con contactos graduales con la cromitita, y venas de cromitita con disseminaciones de ortopiroxeno (Fig. 25). Los ortopiroxenos contienen inclusiones redondeadas de pentlandita. En esta ortopiroxenita se han observado puntualmente agregados de cristales de olivino con textura de "annealing".

Cromita

La cromita muestra una textura granoblástica con escaso desarrollo de "annealing" y con un tamaño de grano variable de unos indicios a otros (entre 0.2 y 1 mm) (Fotos 72 a 77). En los cuerpos podiformes la cromita suele presentar fracturas de "pull-apart".

Dentro de los cristales de cromita se han encontrado diversos tipos de inclusiones: clorita, flogopita, wonesita, maucherita, niquelina, pentlandita y $(Os,Ru)S_2$ (erlichmanita-laurita). Mientras que la maucherita, la niquelina y la pentlandita se encuentran tanto en Mina Baeza como en el Arroyo de La Cala, la erlichmanita solo se ha observado en muestras del Arroyo de los Caballos.

En las rocas más alteradas, la cromita suele mostrar un borde externo de unas 10 a 50 micras más reflectante y con numerosas inclusiones de serpentina, clorita y otros minerales de alteración (Foto 73).

Arseniuros de níquel.

El arseniuro más abundante es la **maucherita**. Este mineral cristaliza en varias generaciones claramente diferenciadas:

- Como inclusiones redondeadas en la cromita.
- Como cristales intergranulares en los agregados masivos de cromita.
- Cristalizada en fracturas en las dunitas encajantes de los filoncillos de Mina Baeza, y dispersa dentro de estas rocas serpentinizadas. En este caso suele aparecer asociada a sulfuros.

La **maucherita** intergranular suele mostrar un borde de alteración a **annabergita**.

Puntualmente se ha encontrado **níquelina** intergranular.

Sulfuros

Como se ha señalado anteriormente, los sulfuros suelen aparecer asociados a **maucherita** durante los procesos de serpentización. La fase más abundante es la **pentlandita**. Se encuentra rellenando pequeñas fracturas o diseminada irregularmente. Suele estar transformada a **heazlewoodita** o a **millerrita** (Fotos 78 a 80) o aparece alterada a oxi-hidróxidos de Fe siguiendo los bordes de grano o los planos de exfoliación (111).

En una muestra de Mina Baeza se ha encontrado una asociación peculiar, compuesta por **maucherita** con inclusiones de **pirrotina**, asociadas a cristales subidiomorfos de **parkerita** y **shandita**.

La **erlichmanita-laurita** es un mineral poco frecuente que solo se ha encontrado como inclusiones subidiomorfas dentro de la cromita del Arroyo de los Caballos.

Otros minerales

Dentro de este apartado hay que señalar un grupo de minerales que aparecen relacionados con los procesos de serpentización-alteración.

- **Serpentina**.- Fundamentalmente es de tipo **antigorita-crisotilo**.
- **Clorita**.- Aparece en agregados de cristales palmeados en fracturas y huecos asociados a la **serpentina**.
- **Anfibol**.- Es de tipo **edenita**. Se encuentra como cristales fibrosos en **ortopiroxenitas** alteradas.
- **Flogopita**.- Cristaliza en fracturas y suele encontrarse parcialmente alterada a **clorita** o **vermiculita**.

- **Magnetita.**- Aparece en pequeñas cantidades como cristales diseminados y/o rellenando fracturillas.
- **Annabergita y oxi-hidróxidos de Fe.**- Se encuentran en forma de masas pulverulentas y asociados a maucherita y sulfuros, respectivamente.

IV.3.2.c. **Quimismo Mineral**

Al igual que en las mineralizaciones de Cr-Ni, únicamente la cromita y, en menor medida, el ortopiroxeno muestran variaciones composicionales significativas.

Cromita

Es más rica en Cr y Mg que la de las mineralizaciones de Cr-Ni ($\text{Cr}_2\text{O}_3=39-54\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=16-31\%$; $\text{MgO}=9-15\%$ y $\text{FeO}=14-21\%$ en peso), y presenta escasos contenidos en Zn, V y Ti ($\text{ZnO}=0.0.37\%$; $\text{V}_2\text{O}_3=0.13-0.41\%$ y $\text{TiO}_2=0.19-0.39\%$ en peso).

Sobre un diagrama $Y_{\text{Cr}}-X_{\text{Mg}}$ (Fig. 26), la composición de las cromitas se proyectan en dos campos más o menos separados en función del valor de su relación Cr/Al. Así, las cromitas podiformes del Arroyo de Los Caballos, y algunas cromitas diseminadas y en venas irregulares dentro de dunitas en Mina Baeza son más ricas en Al que las que aparecen en el Arroyo de la Cala y en los filoncillos de Mina Baeza. Esta diferencia composicional es significativa puesto que las cromitas del Arroyo de los Caballos están paragenéticamente asociadas a clinopiroxeno cromífero, mientras que las de Mina Baeza y las del Arroyo de la Cala lo están a ortopiroxeno. Por otra parte, las del Arroyo de la Cala se enriquecen en Al respecto a las de Mina Baeza.

La composición de la cromita a escala de cada indicio individual suele ser muy homogénea. Dentro de algunas zonas con un grado importante de serpentización, los granos de cromita suelen mostrar una zonación composicional marcada por un enriquecimiento en Cr y Fe hacia los bordes de grano.

Respecto a los contenidos en elementos minoritarios (Fig. 27), el Zn y, sobre todo, el V remarcaban la diferencia expuesta anteriormente, mientras que el Ti se concentra en proporciones similares en las cromitas de los diferentes indicios. Los contenidos en Zn aumentan progresivamente desde las cromitas podiformes de Arroyo de los Caballos hasta las de Mina Baeza y las del Arroyo de la Cala. Este enriquecimiento coincide, al igual que en las mineralizaciones de Cr-Ni, con un aumento en la proporción de arseniuros de níquel. La evolución en el contenido en V es idéntica a la expuesta anteriormente y se correlaciona con el descenso en la relación MgO/RO. El contenido en Ti es relativamente alto y en ningún caso se han observado óxidos de Ti asociados a la cromita.

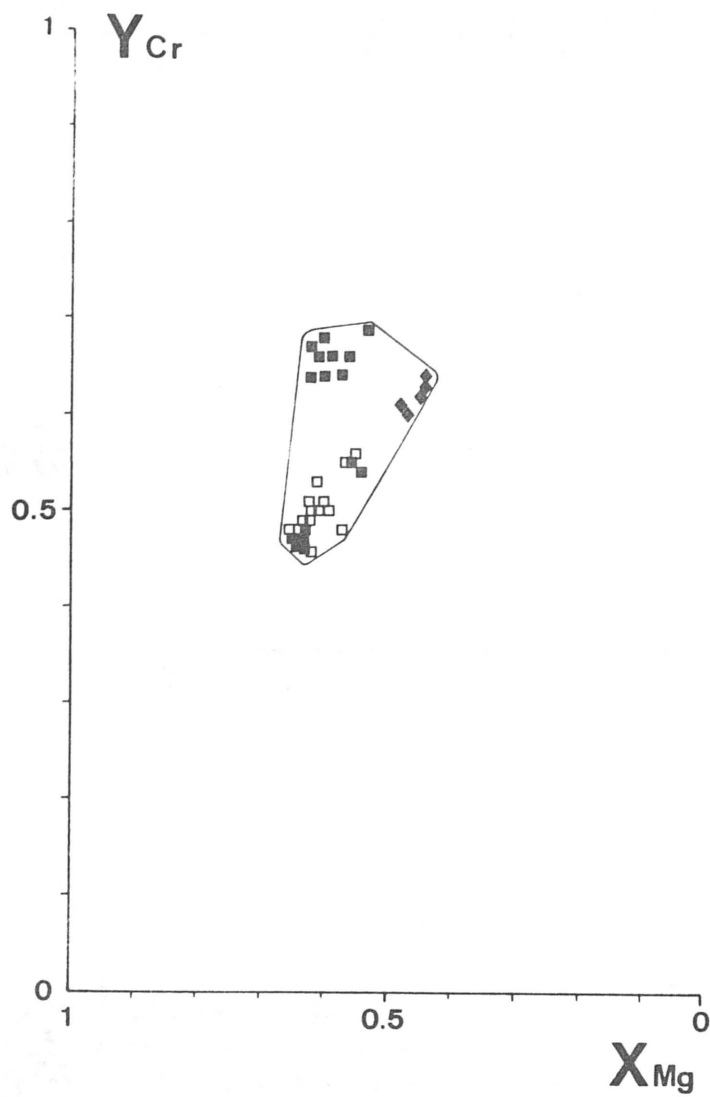


Fig. 26.- Proyección de la composición de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Arroyo de Los Caballos: \square . Mina Baeza: \blacksquare . Arroyo de La Cala: \blacklozenge .

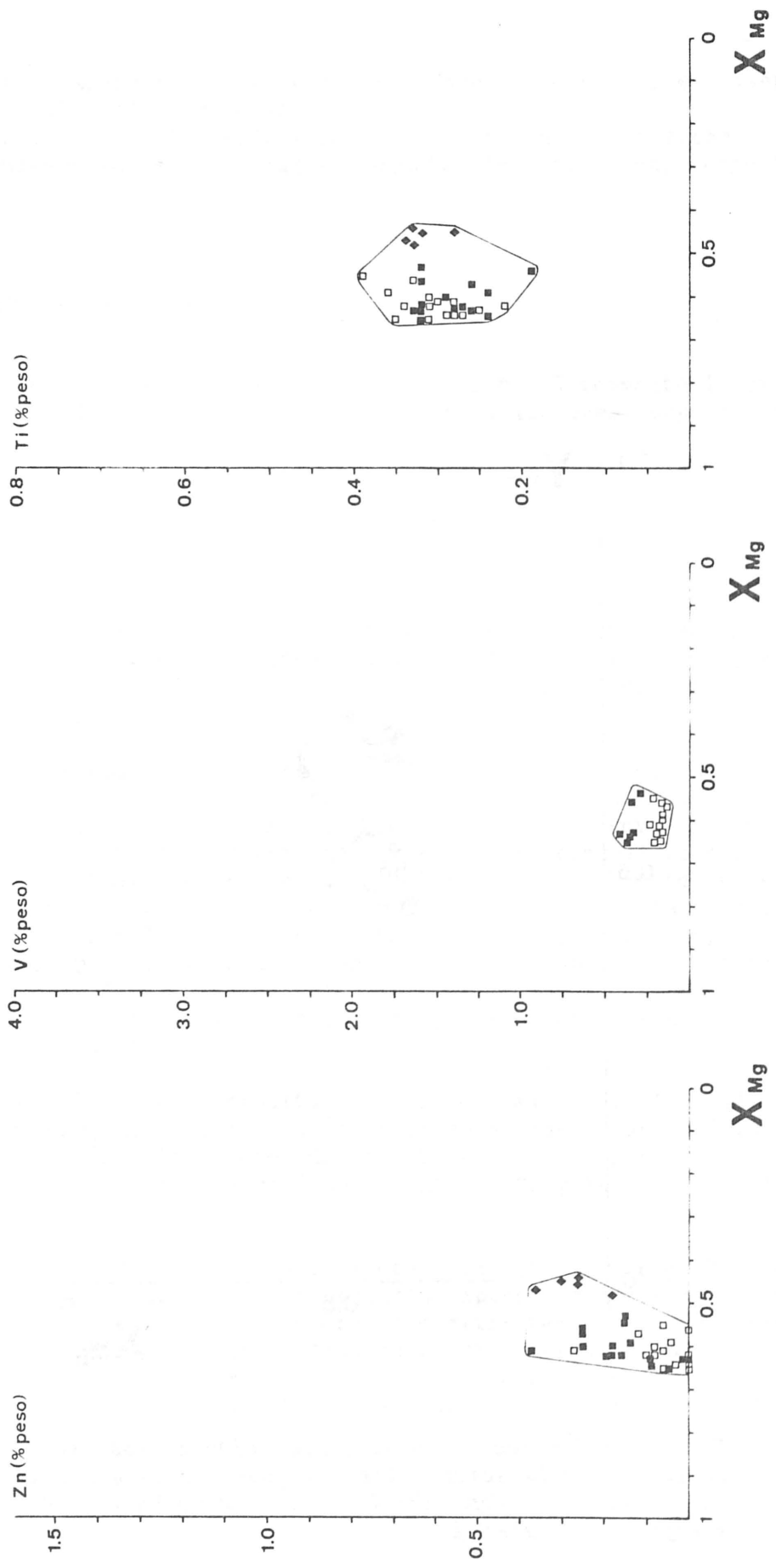


Fig. 27.

Piroxenos

Como se observa en la Tabla XI del apendice, el clinopiroxeno asociado a las cromitas podiformes del Arroyo de los Caballos es un diópsido con proporciones significativamente importantes de Cr_2O_3 (entre 0.59 y 1.59% en peso).

El ortopiroxeno, una vez más, muestra variaciones composicionales correlacionables con las de la cromita, es decir, se enriquece en Al y Fe desde las mineralizaciones "filonianas" de Mina Baeza a las del Arroyo de la Cala, de forma que varía desde una composición de enstatita (En_{95}) con una proporción de Al_2O_3 de 1.25% en peso, a una de broncita (En_{84-86}) con una proporción en peso de Al_2O_3 entre 1.49 y 1.94% (Fig. 28). El ortopiroxeno asociado a clinopiroxeno en el Arroyo de Los Caballos está muy alterado y, en todos los casos, su análisis ha resultado problemático.

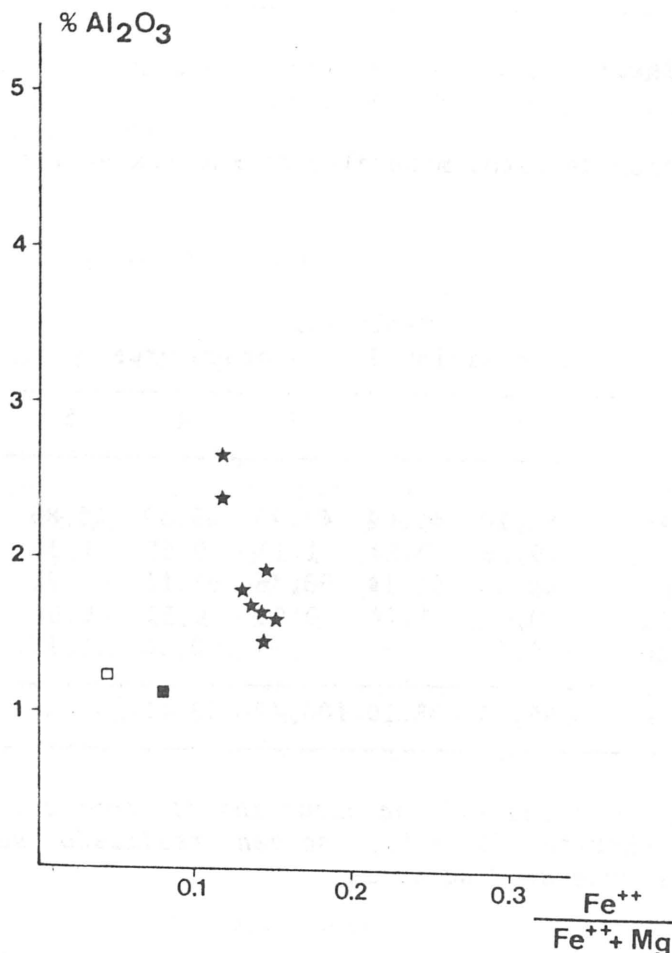


Fig. 28.- Composición de los ortopiroxenos de las mineralizaciones tipo Cr en función de sus relaciones $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{++}+\text{Mg}$ y su porcentaje en peso de Al_2O_3 . Mina Baeza: □ . Arroyo de La Cala: ★ . Análisis de Mina Baeza publicado por oen et al. (1979): ■ .

Fig. 27.- Proyección de los contenidos de Zn, V y Ti de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr en función de su relación X_{Mg} . Los símbolos utilizados son los mismos que en la Fig. 26.

Olivino

Aparece puntualmente en la ortopiroxenita del Arroyo de La Cala, y muestra una composición uniforme ($FO_{86,85-87,22}$).

Flogopita

Este mineral presenta las mismas características cristalquímicas que fueron descritas en las mineralizaciones de Cr-Ni. Es significativo, no obstante, la presencia de wonesita incluida en la cromita del Arroyo de Los Caballos (análisis 411, Tabla XVI del apéndice).

Arseniuros y sulfuros

La composición de estos minerales se muestra en las tablas VIII y IX.

Tabla VIII
Composición de los arseniuros

	1	2	3	4	5
As	55,10	45,64	45,79	45,39	44,85
S	0,16	0,18	1,13	0,65	1,34
Ni	44,30	51,14	53,46	51,88	51,91
Fe	0,02	1,14	0,04	0,11	0,08
Co	0,35	- -	- -	0,38	0,10
	99,93	98,10	100,42	98,41	98,28

Tanto el análisis de niquelina (1) como los de maucherita (2 a 5), se han realizado sobre muestras de Mina Baeza

Otros minerales

El **anfíbol** es de composición edenita, muy magnésico, de acuerdo con la composición del ortopiroxeno preexistente.

Del mismo modo, la **clorita** muestra una composición muy rica en magnesio, con escasa proporción de Fe y Al octaédrico.

Tabla IX
Composición de diversos sulfuros

	1	2	3	4	5	6	7	8
S	32,23	32,46	32,31	10,04	10,13	10,30	10,32	32,99
Bi	- -	- -	- -	57,96	57,80	- -	- -	- -
Sb	- -	- -	- -	2,82	3,12	- -	- -	- -
Ni	33,07	33,29	32,21	27,52	27,69	27,35	27,12	64,13
Co	- -	0,46	0,48	- -	0,02	- -	- -	0,04
Fe	33,03	33,45	33,75	0,06	- -	0,17	0,52	2,78
Pb	- -	0,01	- -	- -	- -	64,49	63,69	- -
	98,33	99,67	98,75	98,40	98,76	102,31	101,64	99,94

Los análisis corresponden a pentlandita (1 a 3), parkerita (4 y 5), shandita (6 y 7) y millerita (8), todos ellos correspondientes a muestras de Mina Baeza.

IV.3.2.d. Contenido en metales nobles

Elementos del grupo del platino

El contenido total de EGP oscila entre 0.3 y 1.9 ppm, según se expresa en la Tabla X. Su distribución se pone claramente de manifiesto en el diagrama de la Figura 29, donde la muestra del Arroyo de los Caballos exhibe un patrón con valores condriticos para el Ir y una fuerte tendencia negativa desde el Ir al Pd (Ir/Pd = 31,25). Esta distribución queda plenamente justificada con la presencia de inclusiones de laurita-erlichmanita y posiblemente aleaciones OsIr en la cromita. Las mineralizaciones de Mina Baeza y el Arroyo de la Cala muestran también un patrón normalizado a condritas con pendiente negativa, aunque con relaciones Ir/Pd menos importantes: 0.83 y 1.38 respectivamente.

Tabla X

Contenidos en EGP en las mineralizaciones tipo Cr (en 1000xppb)

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	As	100 $\frac{Os+Ir+Ru}{\Sigma EGP}$		
											ΣEGP	ΣEGP	Pd/Ir
RD-1	58	180	320	40	190	130	1600	30,90	0,61	0,01	920	61	0,72
RD-6	12	50	95	12	75	60	48	27,20	2,00	0,05	304	42	1,20
RD-23	300	500	670	86	340	16	61	20,30	0,09	--	1912	77	0,03

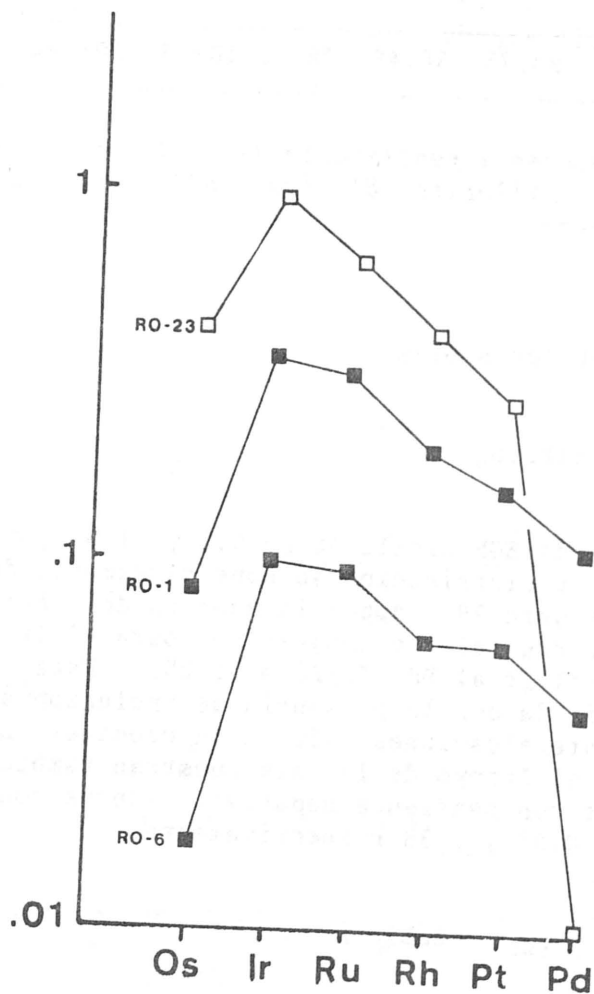


Fig. 29.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones tipo Cr. La muestra RO-23 corresponde al Arroyo de Los Caballos, mientras que las RO-1 y RO-6 proceden, respectivamente, del Arroyo de La Cala y de Mina Baeza.

Oro

Los contenidos en oro son muy bajos (< 0.06 ppm) (Tabla X), excepto en una muestra del Arroyo de La Cala (1.6 ppm), donde se han identificado microscópicamente diminutas inclusiones de este elemento en la cromita.

IV.3.3. Mineralizaciones tipo S-G

IV.3.3.a. Morfología y dimensiones

Los cuerpos minerales presentan diversas morfologías: filones, masas irregulares, disseminaciones y stockworks. Suelen aparecer en relación con zonas de fractura discordantes respecto a la foliación de las lertzolitas. Con frecuencia contienen xenolitos de las rocas encajantes (peridotitas y piroxenitas) y, más raramente, desarrollan texturas brechoides.

Las relaciones mineralización-roca de caja son muy variables de unos indicios a otros:

1) En unos casos el contacto es neto y tanto las peridotitas de los hastiales como las incluidas en la mineralización, permanecen sin alterar, aunque pueden mostrar impregnaciones de sulfuros, tal como ocurre en El Gallego. Este tipo de contactos fueron descritos claramente en Mina Marbella por Alvarez de Linera (1857) (en Orueta, 1917): "Se presenta el mineral en bolsadas de tamaño variable, en el seno mismo de las rocas peridotíticas, y envueltas por estas. Unas veces el grafito está en contacto directo con la serpentina, las dunitas o las harzburgitas; otras hay entre aquel y estas una capa de ganga piritosa cargada de óxidos de hierro; ... nos ha llamado la atención la limpieza del contacto entre el grafito y las peridotitas".

2) En otros casos (Minas del área del Arroyo de La Cueva), por el contrario, se observa una aureola de alteración hidrotermal compuesta por talco-clorita-moscovita en el contacto con los sulfuros, y por anfíbol y serpentina hacia la peridotita.

El tamaño de las mineralizaciones es igualmente variable, desde delgadas venas de escala centimétrica a zonas mineralizadas de varias decenas de metros y espesor métrico. Quizás, la mineralización en Mina Marbella fuese de mayores dimensiones a juzgar por la magnitud de las labores mineras existentes, pero actualmente, con el estado de las mismas es difícil de evaluar.

IV.3.3.b. Mineralogía y texturas

El aspecto más habitual de este tipo de mineralizaciones muestra masas terrosas de oxi-hidróxidos de hierro que engloban cuerpos esferoidales o lenticulares de grafito a los que los mineros antiguos llamaban

"habas" (Orueta, 1917). No obstante, la asociación mineral primaria puede reconocerse en diversos indicios (El Gallego, Mina del Majar del Toro y Mina San Pedro) y está compuesta por grafito, pirrotina, pentlandita, calcopirita, cubanita y/o cromita. Localmente contiene cantidades minoritarias de rutilo, ilmenita, magnetita, pirita, maucherita, molibdenita y/o esfalerita, con otros compuestos de Te, Bi y Pb en cantidades en trazas. Los minerales de la ganga más habituales son piroxenos, flogopita y plagioclasa.

Silicatos primarios

Los silicatos primarios siempre aparecen dispersos en las zonas masivas de sulfuros. Se han reconocido **ortopiroxeno** y **clinopiroxeno**. Ambos se encuentran como granos xenomorfos de tamaño milimétrico, localizados preferentemente hacia los contactos mineralización-roca de caja.

La **flogopita** es un mineral muy frecuente, y es el más abundante en la mina El Gallego, donde cristaliza como grandes cristales de escala incluso centimétrica, incluidos en la masa de sulfuros. Suele presentar una característica textura poikilítica con inclusiones de sulfuros, grafito y/o cromita (Fotos 85 y 86). Hacia los bordes de las zonas mineralizadas, donde la alteración suele ser más importante, se observan pasos graduales desde flogopita a vermiculita, con intercrecimiento de ambas fases.

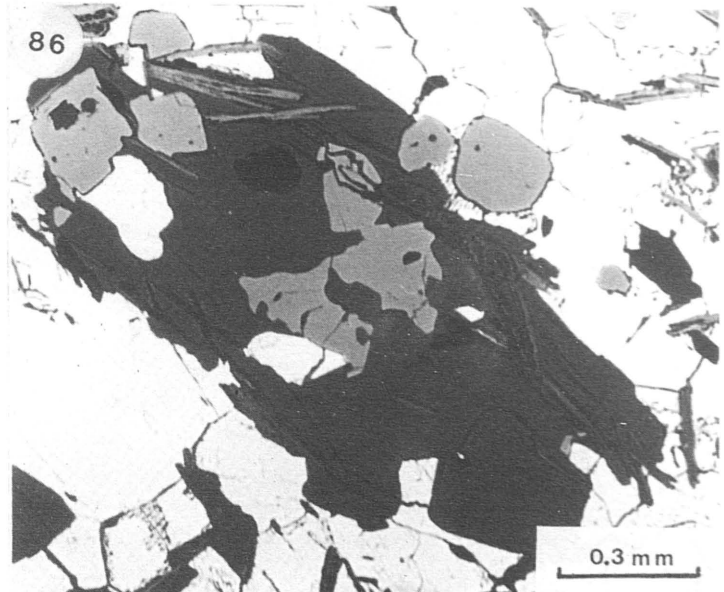
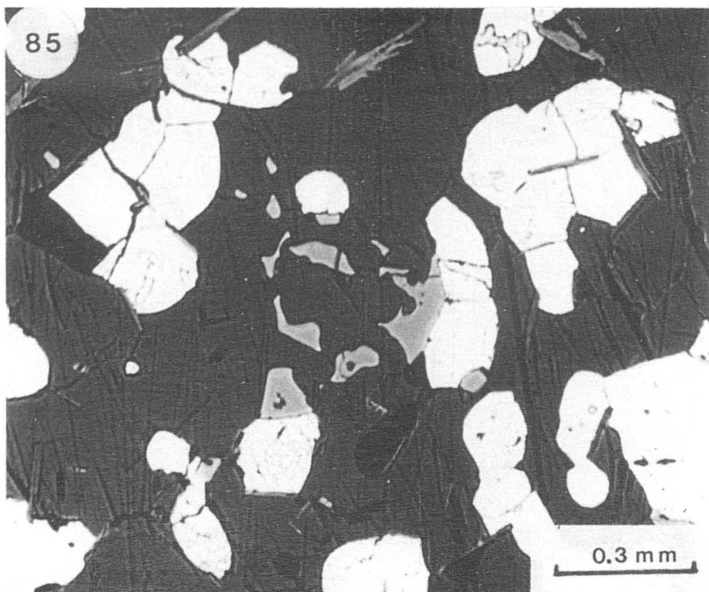
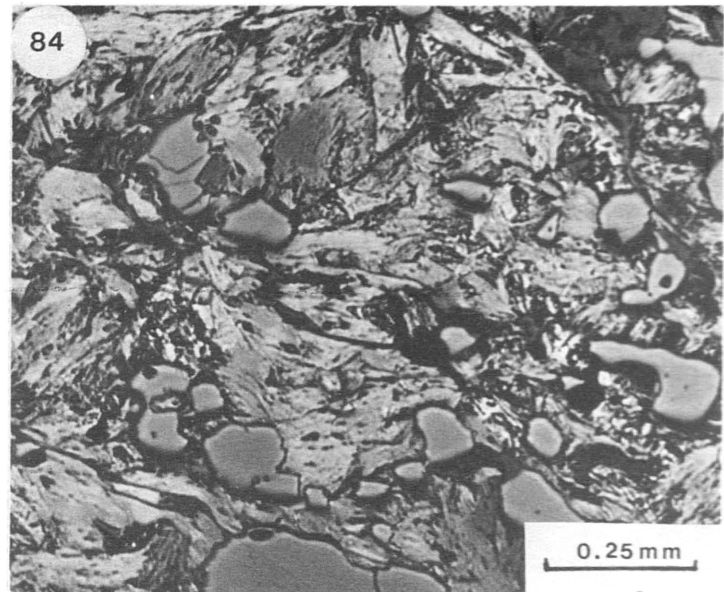
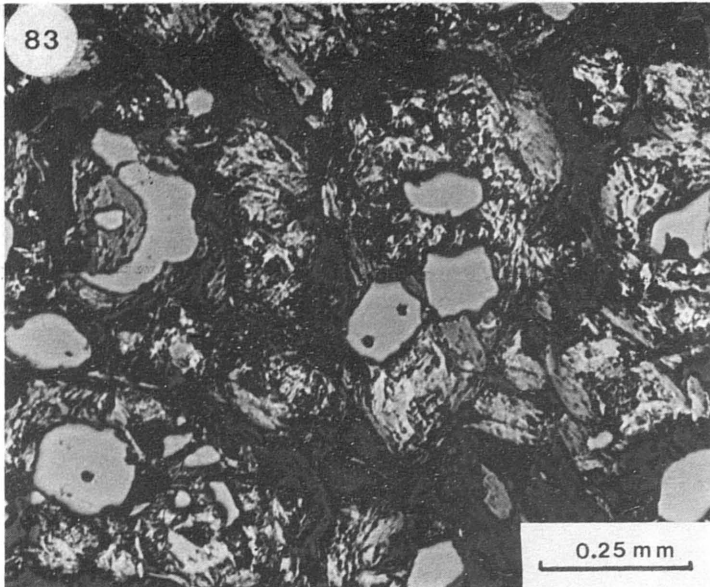
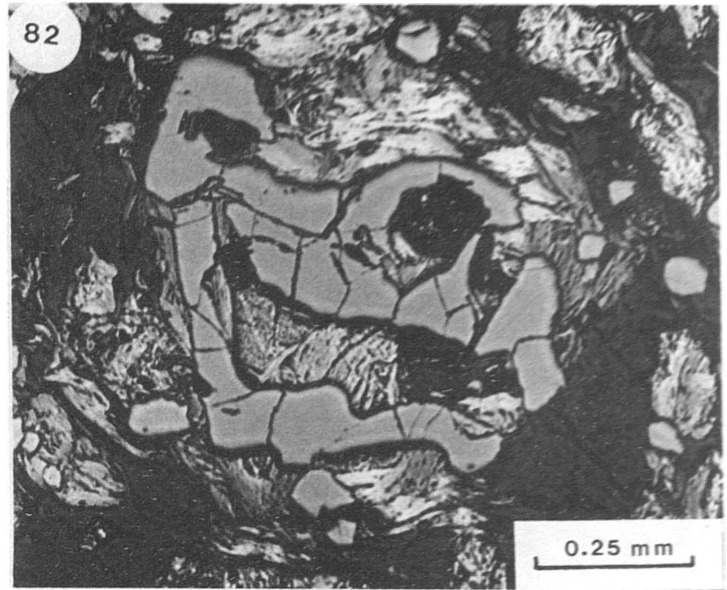
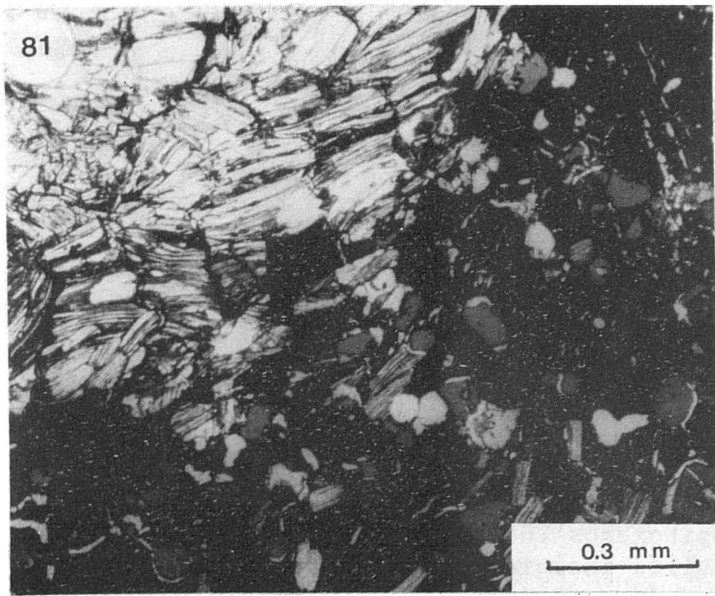
La **plagioclasa** solamente se ha observado en las mineralizaciones del Arroyo de la Cueva, en donde se localiza próxima al contacto mineralización-roca de caja, y se encuentra fuertemente alterada.

Grafito

Presenta dos claros aspectos texturales, en función del grado de alteración de la roca.

En mineralizaciones fuertemente alteradas (Los Pobres, El Aguila y algunas zonas de Mina Marbella), se encuentra como nódulos y cuerpos lenticulares de tamaño muy variable (entre 5-10 cm y varios metros) englobados por masas terrosas de limonita en las que muy esporádicamente se conservan restos de los sulfuros preexistentes. En estas zonas masivas de grafito se pueden diferenciar localmente concentraciones nodulares de este mismo mineral que dan a la roca un aspecto brechoide. Las masas de grafito suelen contener una diseminación de granos corroidos de cromita (Fotos 82 a 84).

En masas de sulfuros sin alterar (El Gallego), el grafito suele aparecer en forma de cristales tabulares dispersos. Hacia los bordes de la mineralización se concentra en agregados nodulares.

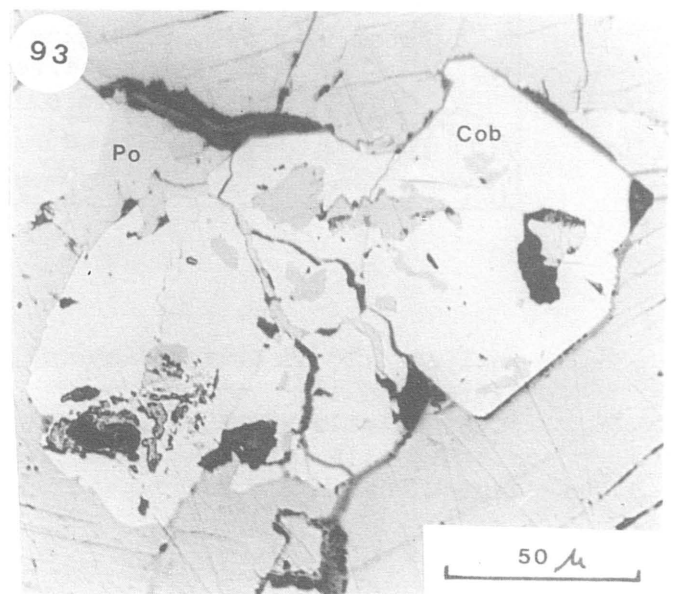
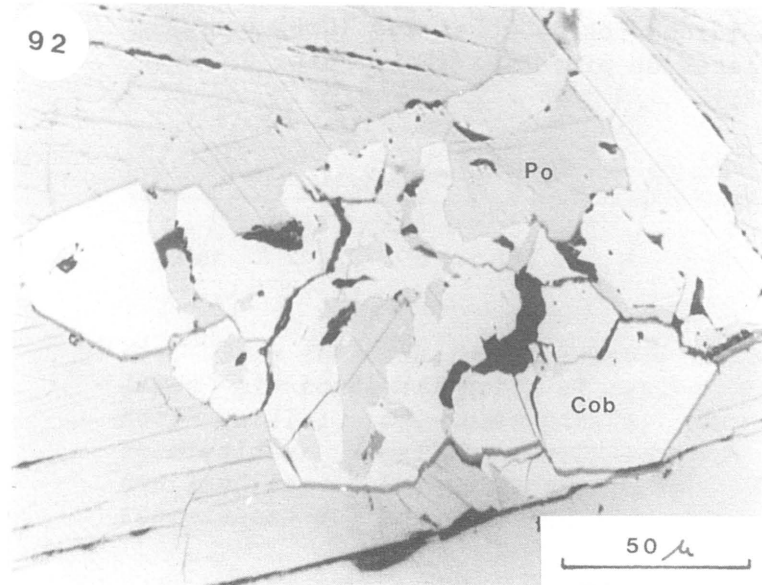
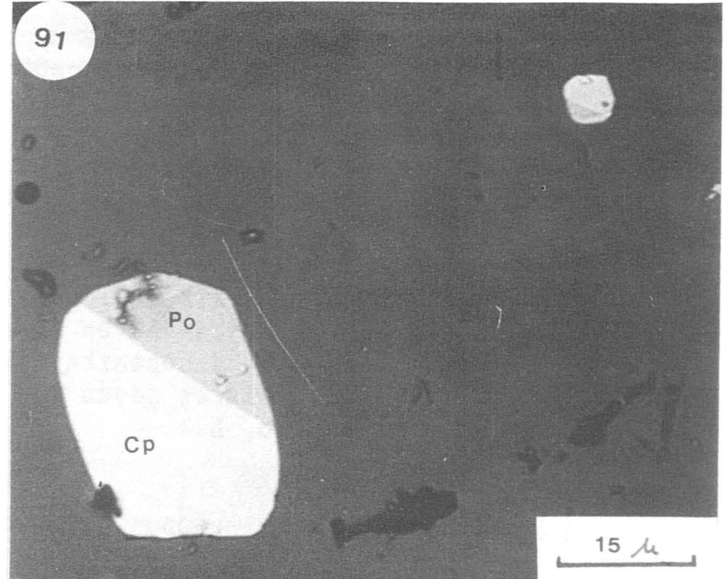
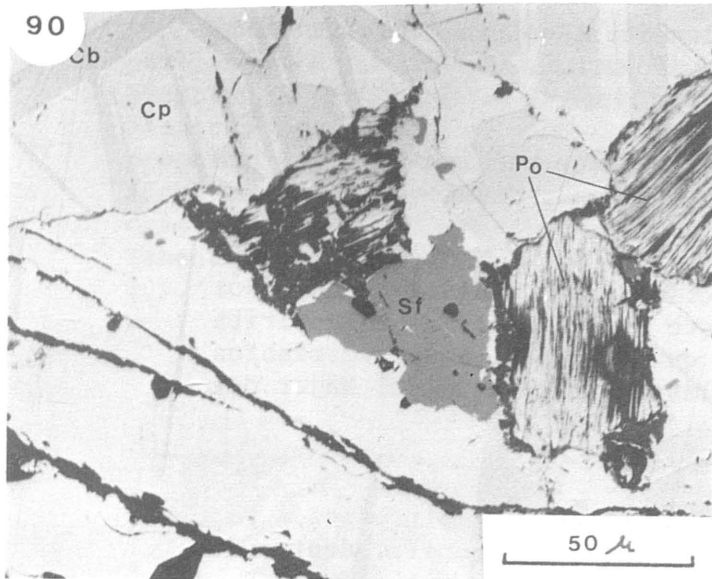
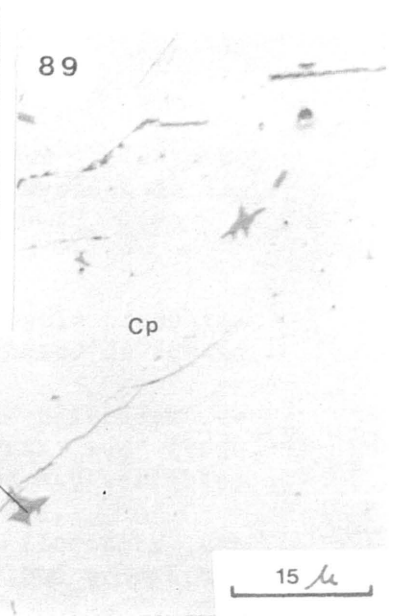
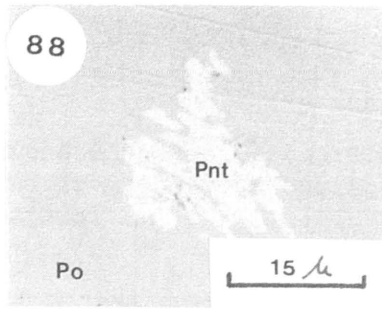
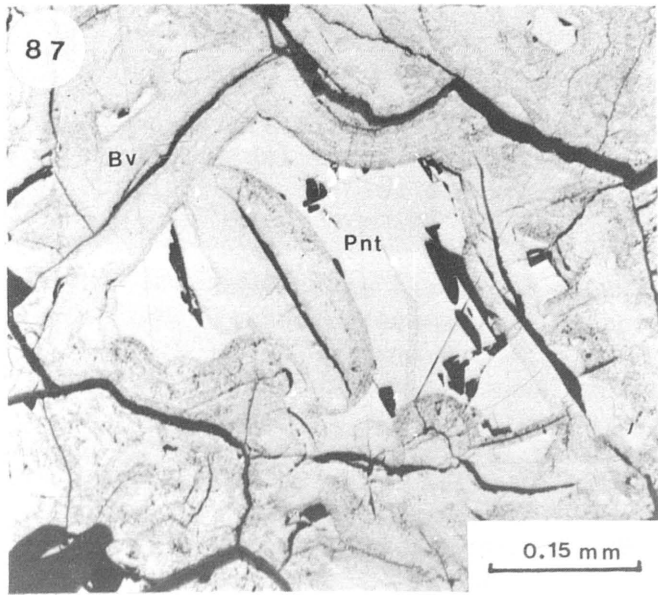


LAMINA XVI

Foto 81. Posibles antiguos ortopiroxenos fuertemente alterados a anfíbol y vermiculita incluidos en la masa de sulfuros de Fe-Ni-Cu (negro) con cromita (gris oscuro) de la mina El Gallego. L.T.

Foto 82 a 84. Diversas morfologías de corrosión de granos de cromita en relación con masas de grafito, en mineralizaciones de sulfuros con grafito alteradas. L.R.

Fotos 85 y 86. Cristales de flogopita (gris oscuro) con textura poikilítica, incluyendo sulfuros (blanco), pajuelas de grafito, y granos corroídos de cromita (gris claro). L.R.



LAMINA XVII

Foto 87. Morfología de alteración de los cristales de pentlandita (Pnt) a bravoita (Bv). L.R.

Foto 88. Exsolución de pentlandita (Pnt) en una sección (0001) de la pirrotina (Po). L.R.

Foto. 89. Exsoluciones en estrella de esfalerita (Sf) en calcopirita (Cp). Mina del Majar del Toro. L.R.

Foto 90. Esfalerita (Sf) y pirrotina fuertemente alterada (Po) intergranulares respecto a agregados de calcopirita (Cp) y cubanita (Cb) que muestran intercrecimientos lamelares según sus planos (111). Mina del Majar del Toro. L.R.

Foto 91. Inclusiones bifásicas de sulfuros (pirrotina, Po; calcopirita, Cp) en un cristal de cromita, dentro de las mineralizaciones de sulfuros con grafito.. L.R.

Fotos 92 y 93. Cristales subidiomorfos de cobaltina (Cob) con inclusiones irregulares de pirrotina (Po). Mina del Majar del Toro. L.R.

Cromita

Este mineral se encuentra siempre disperso en cantidades inferiores al 10% del total de menas. Su tamaño de grano y su hábito dependen de los minerales con los que aparezca asociado:

- Dentro de las zonas de sulfuros masivos sin alterar suele presentar formas redondeadas, ameboides o en atolón, con un tamaño de grano medio de unos 0.2 mm.
- La cromita diseminada en las masas de grafito en zonas alteradas se presenta como granos o agregados de granos con formas muy irregulares, con claros signos de disolución. Su tamaño es muy variable, con un valor medio en torno a 0.2-0.4 mm (Fotos 82 a 84).
- Las inclusiones de cromita en los cristales de flogopita con textura poikilitica suelen estar fuertemente redisueltos y exhiben formas muy irregulares (Fotos 85 y 86).

En la mina El Gallego se observa una zonación composicional según la cual: hacia los hastiales se concentra la cromita asociada a grafito, pirrotina, pentlandita y pequeños cristales tabulares de vermiculita; mientras que hacia el centro de la masa de sulfuros va disminuyendo la proporción de cromita a medida que aumenta la de rutilo (las muestras más ricas en rutilo no contienen cromita), son más abundantes los grandes cristales poikiliticos de flogopita, disminuye la cantidad de grafito y aumenta la proporción de sulfuros de cobre (calcopirita y cubanita) (Fig. 30).

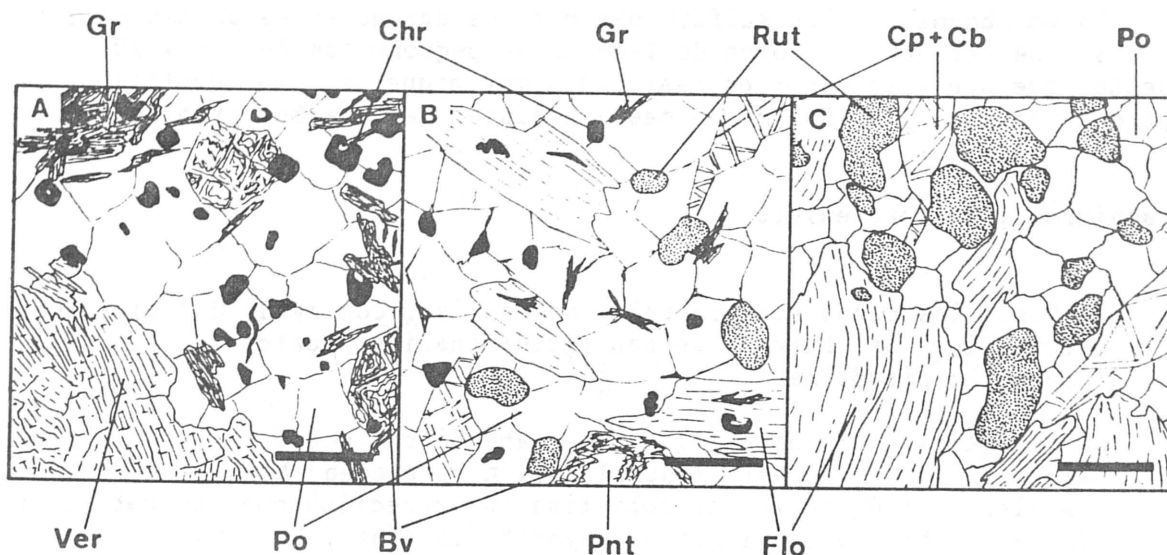


Fig. 30.- Zonación composicional en la mineralización de El Gallego desde el borde (A) hasta el centro (C). Gr.- Grafito; Chr.- cromita; Rut.- rutilo; Cp.- calcopirita; Cb.- cubanita; Po.- pirrotina; Ver.- vermiculita (posibles ortopiroxenos alterados, Foto 81); Pnt.- pentlandita; Bv.- bravoita; Flo.- flogopita. Las barras negras representan 0.7 mm.

Sulfuros primarios

La paragénesis primaria está constituida principalmente por pirrotina, pentlandita, calcopirita y cubanita, y sus rasgos texturales son el resultado de la cristalización y posterior evolución durante el descenso de temperatura, de una solución sólida monosulfurada (Mss).

La fase más abundante es la **pirrotina hexagonal**, la cual forma un mosaico de cristales que puntualmente muestran sus planos de exfoliación plegados y, frecuentemente poseen contactos de grano rectilíneos con puntos triples a 120°; suele contener exsoluciones tipo "flame" de pentlandita (Foto 88) y actualmente se encuentra bastante alterada a óxidos e hidróxidos de hierro a favor, sobre todo, de los planos de exfoliación.

La **pentlandita** constituye agregados intergranulares respecto a los cristales de pirrotina y, en su mayor parte se encuentran alterados a bravoita (Foto 87). Como se ha citado en el párrafo anterior, también aparece como exsoluciones en la pirrotina.

La **calcopirita** y la **cubanita** suelen presentarse asociadas e intercrecidas según sus planos (111) (Foto 90). Son fases más tardías y más escasas, y rellenan huecos y fracturas. En las minas del Arroyo de la Cueva, la proporción de calcopirita-cubanita respecto a la de pirrotina-pentlandita es muy alta (calcopirita+cubanita/pirrotina+pentlandita ≈ 1) y llegan a constituir zonas masivas con una diseminación de exsoluciones de esfalerita en forma de "estrella" (Foto 89) y localmente con cristales aciculares de mackinawita. La **esfalerita** también cristaliza intersticialmente en forma de granos xenomorfos con numerosas inclusiones redondeadas de calcopirita (Foto 90).

La **molibdenita** es un sulfuro más o menos ubicuo en estas mineralizaciones. Se presenta en forma de lamelas de pequeño tamaño (6 x 20 μ) y, puesto que suele aparecer en cantidades muy pequeñas, su identificación óptica frente al grafito (mucho más abundante) resulta muy problemática.

Arseniuros y sulfoarseniuros

En todos los casos son minerales accesorios. Con ayuda del microscopio electrónico de barrido se han podido analizar cristales de NiAs incluidos en la pirrotina.

La **cobaltina**, sin embargo, es más abundante, sobre todo en la mina del Majar del Toro. En esta mineralización se pueden observar agregados de cristales subidiomorfos de cobaltina intercrecidos con pirrotina y calcopirita, dentro de la pirrotina mayoritaria (Fotos 92 y 93).

Oxidos de titanio

El **rutilo** es muy abundante en la mina de El Gallego donde llega a constituir más del 30% de la mena. Se presenta como granos redondeados de 0.5 a 1 mm de tamaño, o agregados de granos con contactos lobulados con

la pirrotina.

La ilmenita es más escasa. Se suele localizar en los bordes de grano de los cristales de rutilo. También se observa como inclusiones redondeadas en flogopita.

Otros minerales

Dentro de este apartado hay que diferenciar dos grupos bien definidos: los minerales, compuestos y/o aleaciones que aparecen en trazas asociados a los sulfuros, y los que son el resultado de procesos de alteración tardíos.

Entre los primeros se han analizado varias asociaciones en dos muestras de El Gallego:

- Te y BiTe. Aparecen asociados en una inclusión lenticular dentro de la pirrotina.
- Ni_2Te con algo de Fe y trazas de Sb. Se encuentra como una fase independiente en el contacto flogopita-pirrotina. Presenta diminutas inclusiones ($< 2 \mu$) de ilmenita.
- BiNiTe y Pd(TeBi) (posible kotulskita). Se presenta como inclusiones irregulares en cobaltina.
- PbSTe (galena con Te), Pb(Bi)Te (Altaita) y pentlandita cupriferá. Aparecen como inclusiones subidiomorfas en cobaltina.

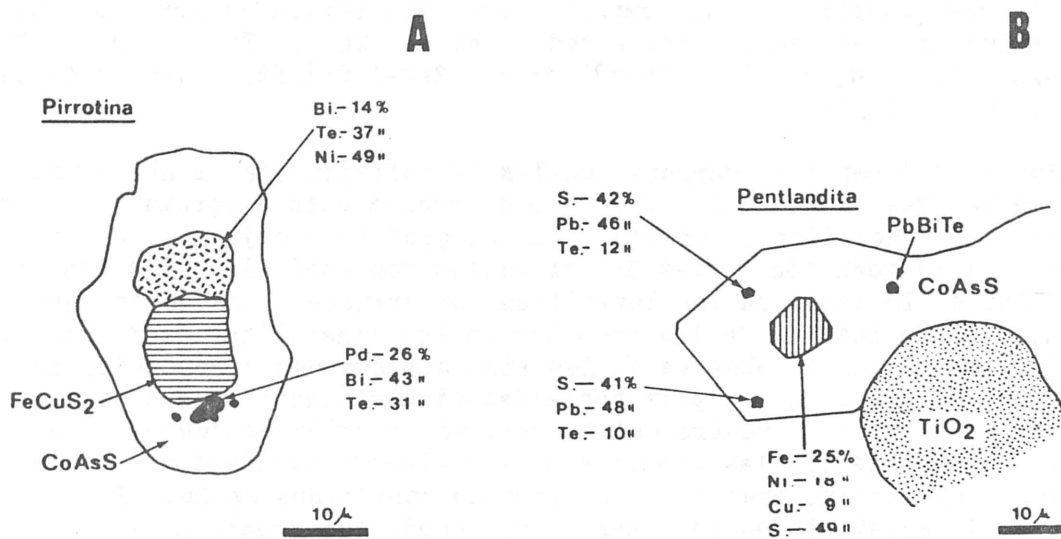


Fig. 31. Minerales trazas encontrados en la muestra EG-13. El Gallego.

Entre los minerales más tardíos se encuentran:

- **Bravoita.** Se encuentra en forma de agregados granulares originados por alteración de la pentlandita.
- **Pirita.** Aparece en cristales subidiomorfos de gran tamaño (3 mm), rellenando fracturas en la masa de sulfuros de la mina El Gallego.
- **Magnetita.** Se encuentra asociada a la pirita en las fracturas antes descritas. Desarrolla también hábitos subidiomorfos a idiomorfos, aunque con un menor tamaño de grano (0,2-0,3 mm).
- **Oxidos e hidroxidos de Fe.** Son producto de la alteración de baja temperatura de las masas de sulfuros.
- **Crisocola.** Aparece asociada a los oxi-hidróxidos de Fe en la mina del Majar del Toro, así como impregnando fracturillas y diaclasas en la peridotita encajante de este indicio.

IV.3.3.c. Quimismo mineral

Cromita

Es un mineral presente en casi todos los indicios, incluso en los más alterados, y es nuevamente la única fase que muestra variaciones composicionales significativas.

Posee unos márgenes composicionales amplios que varían desde las mineralizaciones ricas en grafito (que actualmente se encuentran alteradas) hasta aquellas en las que predominan los sulfuros. En las primeras es más magnésica, con proporciones ligeramente superiores en Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3=35-46\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=22-32\%$; $\text{MgO}=6-10\%$; $\text{FeO}=18-26\%$ en peso) y con escasas proporciones de Zn V y Ti ($\text{ZnO}=0.3-1.0\%$; $\text{V}_2\text{O}_3=0.3-1.0\%$; $\text{TiO}_2=0-0.3\%$ en peso). Por el contrario, las cromitas de las mineralizaciones más ricas en sulfuros muestran unas composiciones caracterizadas por un fuerte enriquecimiento en Fe y, sobre todo, en V, Zn y Ti ($\text{Cr}_2\text{O}_3=25-37\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=22-39\%$; $\text{MgO}=2-6\%$; $\text{FeO}=27-31\%$; $\text{ZnO}=1.0-1.6\%$; $\text{V}_2\text{O}_3=1.0-3.1\%$; $\text{TiO}_2=0.2-0.8\%$ en peso).

Estas diferencias composicionales se reflejan claramente sobre un diagrama $Y_{\text{Cr}}-X_{\text{Mg}}$ (Fig. 32). Teniendo en cuenta este diagrama y el hecho de que las mineralizaciones más ricas en grafito encajan o están muy próximas a la zona con facies de lertzolitas con espinela y las más ricas en sulfuros lo hacen en las lertzolitas con granate, se deduce que la tendencia composicional de las cromitas en las mineralizaciones tipo S-G es análoga a la que se observa en las mineralizaciones tipo Cr-Ni, con un aumento en Al, Fe, Zn, V y Ti desde las mineralizaciones más internas a las más periféricas, dentro del esquema de zonación expuesto. Hay que señalar así mismo que las cromitas de las mineralizaciones más ricas en sulfuros son las que presentan los mayores contenidos en Zn. Este dato confirma lo existente en la literatura, donde las cromitas ricas en Zn aparecen siempre asociadas a mineralizaciones de sulfuros (Weiser, 1967; Grooves et al., 1976; Ewert et al., 1976; Parkkinen and Reino, 1985).

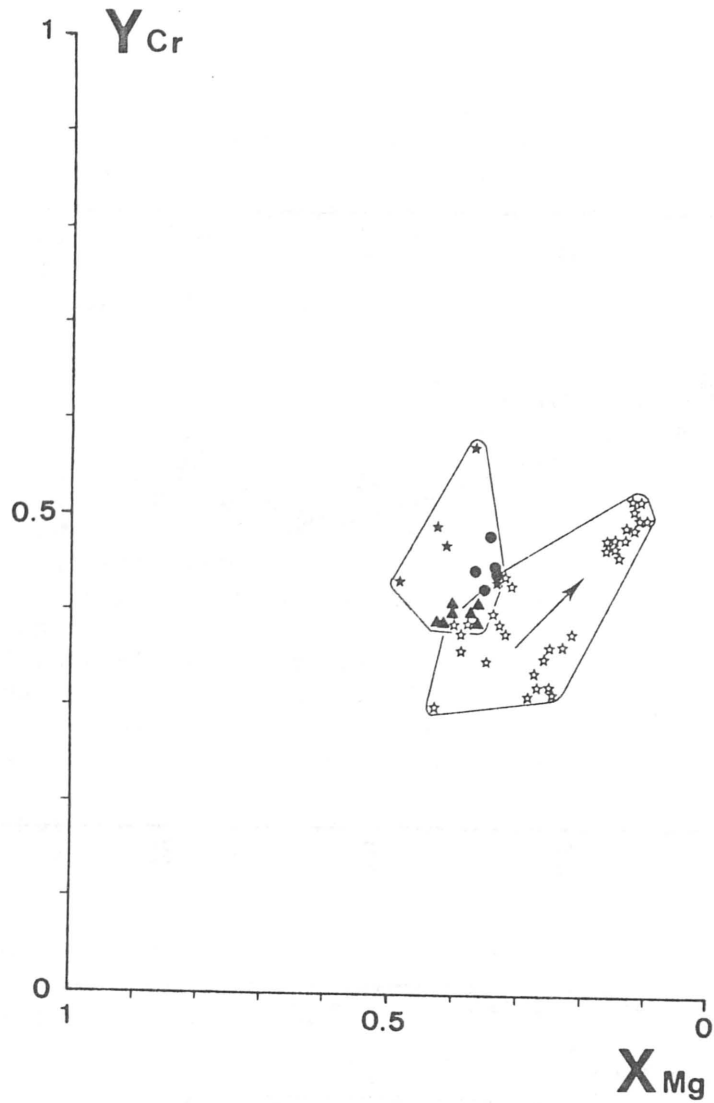


Fig. 32.- Proyección de la composición de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Mineralizaciones alteradas ricas en grafito: Mina Marbella.- ☆ ; Los Pobres.- ● ; El Aguila.- ▲. Mineralizaciones sin alterar ricas en sulfuros: El Gallego.- ☆ . La flecha indica la variación composicional desde la periferia al centro de la mineralización.

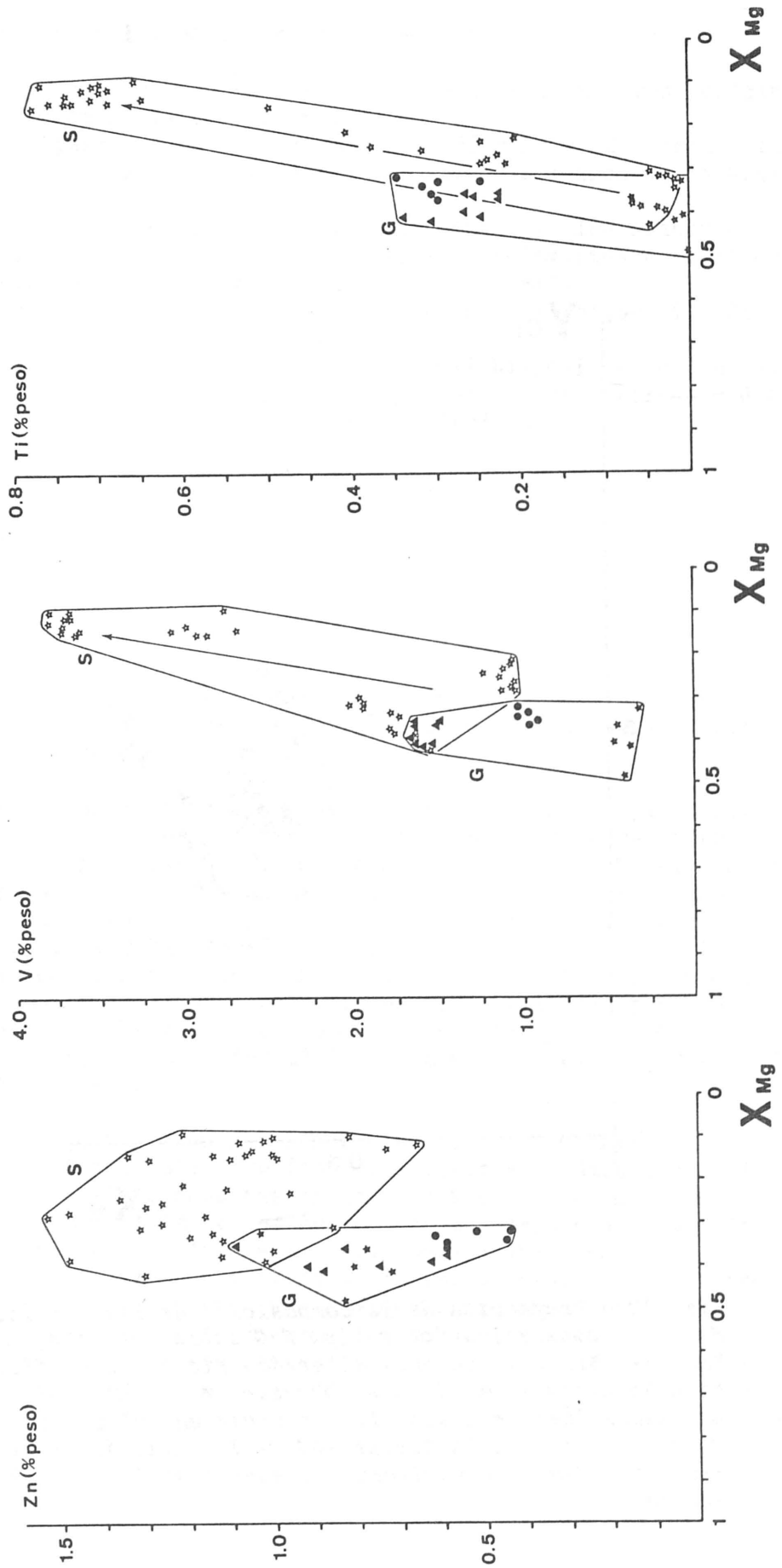


Fig. 33.

La zonación mineralógica descrita en la mina El Gallego queda reflejada igualmente en la composición de la cromita, de forma que las más próximas a la zona central de la masa de sulfuros asociadas a flogopita y rutilo están fuertemente enriquecidas en Cr y, en menor medida, en Fe respecto a las que cristalizan próximas a los hastiales. Se observa también un fortísimo enriquecimiento en V y en Ti (Fig. 33). Esta tendencia es análoga a la que presentan las cromitas esqueléticas de la mina San Juan respecto a los elementos mayores, no así respecto al V, Ti y Zn.

Flogopita

La composición y las características cristal químicas de las flogopitas son análogas a las descritas previamente en los otros dos tipos de mineralización. Como se puede ver en la Tabla XVI (apéndice), este mineral presenta unas proporciones variables en Na_2O (entre 0.7 y 1.0% en peso) y en todos los casos exhibe un déficit de cationes interlaminares, como resultado de los diferentes grados de alteración que muestra. Contiene igualmente cantidades minoritarias de Cr y Ti.

Sulfuros

La composición de los sulfuros más importantes en las mineralizaciones tipo S-G se expresa en las Tablas XI y XII. En las mismas se puede observar que la pirrotina contiene porcentajes variables de Fe (58.1-63.3% en peso). La pentlandita refleja una composición pobre en cobalto, con una relación $\text{Fe}/\text{Ni}=0.93$. Este mineral excepcionalmente, tal y como se ha visto en el apartado anterior (Fig. 31) presenta una composición rica en Cu, lo cual es indicativo de una formación a alta temperatura. La calcopirita, la cubanita y la piritita muestran composiciones constantes sin contenidos significativos en elementos traza.

La cobaltina encontrada en las mineralizaciones de la mina del Majar del Toro (arroyo de la Cueva) contiene pequeñas cantidades de Ni y Fe (Tabla XIII).

La composición de otros sulfuros como la galena con Te y de los diversos telururos analizados se expuso en la Fig. 31, y su posible significado se discutirá más adelante.

Oxidos de Ti

El hecho más significativo en la composición tanto del rutilo como de la ilmenita es su elevada proporción de vanadio ($\text{V}_2\text{O}_5= 6,10$ y $2,95\%$ en peso, respectivamente).

Fig. 33.- Proyección de los contenidos de Zn, V y Ti de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G, en función de su relación X_{Mg} . Los símbolos utilizados son los mismos que los de la Fig. 32.

Tabla XI
Composición de la pirrotina

	1	2	3	4	5	6	7
S	38,38	38,52	40,96	35,71	35,92	35,94	36,07
Ni	0,19	0,19	0,04	0,02	0,03	0,03	- -
Co	0,07	0,05	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09
Fe	60,39	59,34	56,86	63,15	63,22	63,35	63,16
Cu	0,04	0,01	0,12	0,03	- -	- -	- -
	99,07	98,11	98,06	98,99	99,25	99,40	99,32

Los análisis 1 y 2 corresponden a una muestra de El Gallego, mientras que el resto son de una muestra de la Mina del Majar del Toro (Arroyo de la Cueva).

Tabla XII
Composición de pentlandita, calcopirita, cubanita y pirita.

	1	2	3	4	5	6	7
S	32,54	33,74	33,81	34,50	34,23	52,47	52,48
Ni	33,56	- -	- -	2,89	0,01	0,01	0,01
Co	0,03	0,03	- -	0,20	0,02	- -	0,09
Fe	31,98	31,28	30,64	39,33	40,41	47,02	47,02
Cu	0,03	33,24	33,87	20,54	23,09	0,01	- -
	98,41	98,29	98,32	97,46	97,76	99,51	99,60

Todos los análisis se han realizado sobre la muestra EG-5 (El Gallego)

Tabla XIII
Composición de la cobaltina

	1	2	3	4	5	6
S	19,74	19,72	19,22	19,45	20,65	19,47
As	44,35	44,91	43,54	44,55	43,16	44,55
Ni	2,91	2,25	3,90	2,96	3,46	3,49
Co	30,68	30,95	28,57	30,25	28,20	29,97
Fe	1,93	2,52	2,93	1,90	5,47	1,87
Cu	- -	- -	0,06	0,01	0,02	0,02
	99,61	100,35	98,22	99,12	100,96	99,37

Todos los análisis se han realizado sobre la muestra MT-9 (Mina del Majar del Toro)

IV.3.3.d. Contenido en metales nobles

Se han analizado un total de 8 muestras de las cuales 4 corresponden a mineralizaciones alteradas ricas en grafito y las otras cuatro a mineralizaciones ricas en sulfuros (Tabla XIV). En conjunto se observa que el contenido en EGP es siempre inferior a 0.8 ppm. Así mismo, las muestras alteradas ricas en grafito contienen mayores cantidades de EGP (0.24 a 0.8 ppm) que las ricas en sulfuros (0,07-0,19 ppm).

Tabla XIV

Contenidos en EGP en las mineralizaciones tipo S-G (en 1000xppb)

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	100 Os+Ir+Ru		
								ΣEGP	ΣEGP	Pd/Ir
RD-25	82	130	140	38	190	220	230	800	44	1.69
RD-26	35	110	290	29	87	73	450	624	70	0.66
RD-27	35	26	62	<1	100	69	100	293	42	2.60
RD-32	20	40	84	5	63	27	80	239	60	0.67
EG-2	9	13	23	10	25	116	52	196	23	8.92
EG-6	11	18	30	12	62	54	40	187	23	3.00
MT-4	<8	6	10	3	<20	20	3800	67	36	3.33
MT-12	<8	3	5	<3	45	9	1400	73	22	3.00

Los patrones normalizados a condritas de ambos grupos de muestras son también diferentes (Fig. 34). Las ricas en grafito exhiben patrones planos con una anomalía negativa en Rh o con una cierta pendiente negativa. Los valores de sus relaciones 100 Os+Ir+Ru/EGP y Pd/Ir oscilan entre 42 y 70, y entre 0,66 y 2,6, respectivamente. Entre las muestras ricas en sulfuros se diferencian claramente las correspondientes a la mina El Gallego y las de la mina del Majar del Toro. Las primeras presentan patrones normalizados a condritas con una fuerte pendiente positiva con unas relaciones medias $100 \text{ Os+Ir+Ru/EGP} = 23$ y $\text{Pd/Ir} = 5,96$. Las segundas exhiben contenidos mucho más bajos, con patrones diferentes, uno plano y otro muy irregular con una fuerte anomalía positiva en Pt. Sus relaciones 100 Os+Ir+Ru/EGP son, en consecuencia, distintas (36 y 22 respectivamente), mientras que el valor de la relación Pd/Ir es muy similar (3,33 y 3).

Oro

Los contenidos en Au no se correlacionan con los de los EGP. Las muestras ricas en grafito contienen entre 0,08 y 0,45 ppm de Au, mientras que las dos muestras ricas en sulfuros de El Gallego presentan contenidos próximos a 0,05 ppm de Au. Esta tendencia se rompe en las mineralizaciones del Majar del Toro, donde el oro se concentra en cantidades superiores a 1 ppm.

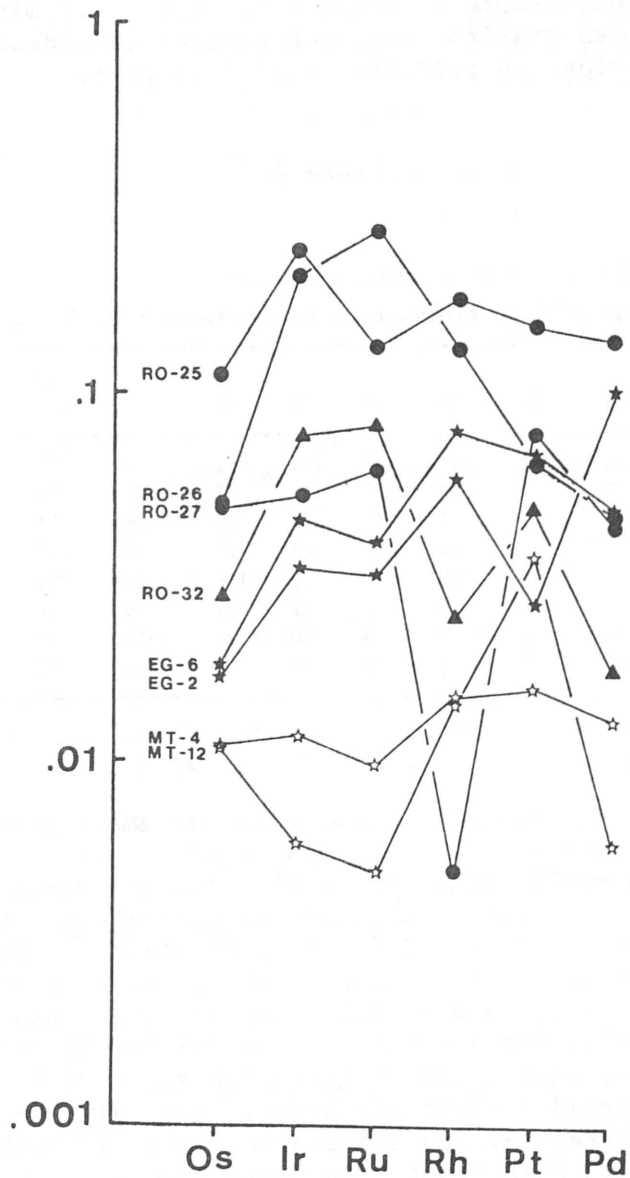


Fig. 34.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones tipo S-G. Las muestras RO-25, RO-26 y RO-27 correspondientes a la mina Los Pobres y la RO-32, procedente de Mina Marbella están alteradas y son ricas en grafito. Las muestras EG-2 y EG-6 de El Gallego están sin alterar. Las muestras MT-4 y MT-12 proceden de la mina del Majar del Toro (Arroyo de La Cueva).

**OTROS MACIZOS ULTRAMAFICOS ALPINOS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.
ESTUDIO COMPARATIVO.**

Los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda forman parte de un cinturón discontinuo de macizos lertzolíticos que se extiende a lo largo de las cadenas alpinas que bordean el Mediterráneo occidental (Nicolás y Jackson, 1972) y que incluye, además los macizos de Lanzo (Alpes, Italia), Lherz, Freychinède y Prades (Pirineos, Francia), Ceuta, Beni Bousera (Rif, Marruecos) y Collo y Edough (Pequeña Kabylia, Argelia).

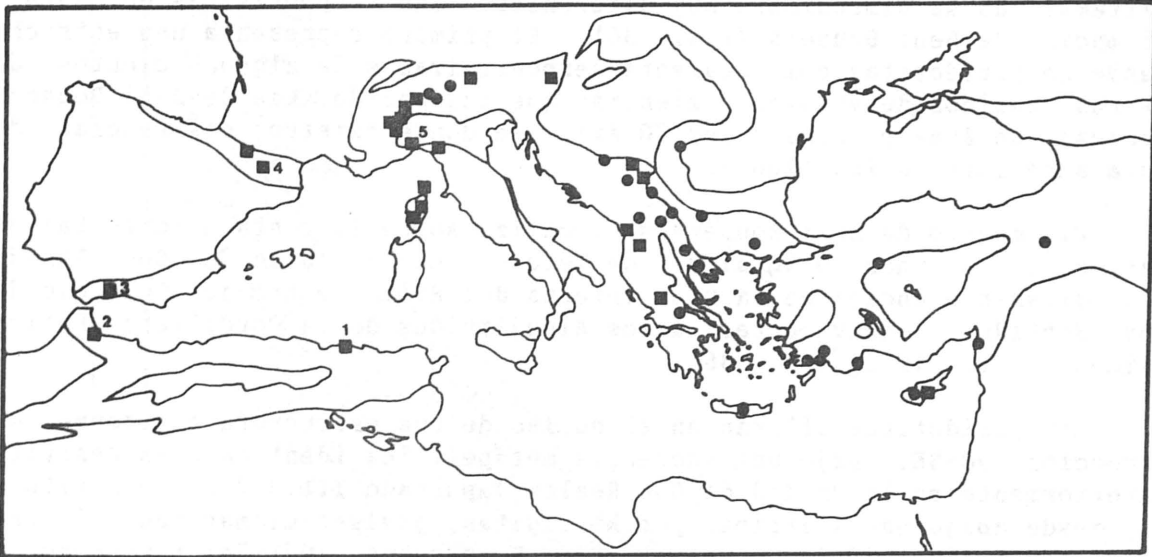


Fig. 35. Distribución de los diferentes macizos ultramáficos en las cadenas alpinas que bordean el Mediterráneo según Nicolás y Jackson (1972). Los cuadrados representan los macizos lertzolíticos mientras que los círculos corresponden a macizos harzburgíticos integrantes de secuencias ofiolíticas. 1. Macizo de Collo; 2. macizo de Beni Bousera; 3. macizos de la Serranía de Ronda; 4. macizo de Lherz; 5. macizo de Lanzo.

Al igual que en el sur de España, en todos estos macizos, las peridotitas poseen un carácter residual originado por tasas variables de fusión parcial durante el ascenso de las peridotitas en el manto superior, en condiciones de presión y temperatura diferentes para cada uno de los macizos (Kornprobst, 1969, 1970; Boudier y Nicolás, 1972; Menzies et al., 1977; Loubet y Allegre, 1979, 1982; Polvé y Allegre, 1980; Bodinier et al., 1986, 1987 a y b; Bodinier, 1988 a y b). Todos estos macizos lertzolíticos han sido emplazados en la corteza continental como unidades alóctonas mediante mecanismos de cizalla de escala intralitosférica (Kornprobst, 1969, 1976, Didón et al., 1973; Kornprobst y Vialzeuf, 1984).

Si bien las características petrológicas y, en cierto modo geoquímicas, de los diferentes macizos son semejantes, no en todos ellos se pueden encontrar mineralizaciones. En los macizos de Lanzo y los la región de Ariège (Lherz, Freychinède y Prades) nunca se han descrito mineralizaciones ligadas a la evolución de los cuerpos ultramáficos; sin embargo, en Beni Bousera y en Collo existen mineralizaciones claramente comparables a las de la Serranía de Ronda (Galvez-Canero y Lizaur y

Roldán, 1943; Agard et al., 1959; Oen y Kieft, 1974; Leblanc, 1986; Leblanc y Temagoult, 1988). Por esta razón se han analizado con más detenimiento los macizos lertzolíticos de Beni Bousera y de Collo.

V.1. MACIZO DE BENI BOUSERA

En la zona septentrional del Rif existen dos afloramientos de rocas ultramáficas de dimensiones muy diferentes: las serpentinitas de Ceuta y el macizo de Beni Bousera (Fig. 36). El primero representa una estrecha banda de peridotitas completamente serpentinizadas de algunos cientos de metros cúbicos de volúmen, mientras que las peridotitas de Beni Bousera abarcan un área próxima a los 70 Km², en donde existen diferencias de cota superiores a los 1100 m.

El macizo de Beni Bousera se localiza sobre la costa nororiental de Marruecos, a unos 80 km al sur de Tetuan, en la región de Bou Ahmed. Geológicamente encaja en la zona interna del Rif, dentro del Complejo de los Sebtiades, equivalentes a los Alpujárrides de la Cordillera Bética (Didón et al., 1972) (Fig. 36).

Las peridotitas afloran en el núcleo de una estructura antiformal de dirección NO-SE, bajo una secuencia metapelítica idéntica a la descrita anteriormente en la Unidad de Los Reales (apartado III.2.2.), constituida, desde abajo hacia arriba, por kinzigitas, gneises-migmatitas, micaesquistos y filitas (Didón et al., 1973; Kornprobst, 1971-74; Kornprobst y Vialzeuf, 1984). El contacto con las kinzigitas está marcado por una banda continua de serpentinitas (Kornprobst, 1969). Estas serpentinitas se desarrollan sobre peridotitas fuertemente deformadas en las cuales se observa una foliación milonítica y una lineación de estiramiento "a" de la enstatita. La foliación del macizo presenta una orientación variable (desde NO-SE hasta E-O con buzamientos hacia el SO y S). La lineación mineral se orienta según una dirección NO-SE aunque con un sentido diferente si se considera el núcleo o el contacto superior del macizo: en el primer caso el sentido de desplazamiento es dextro y en el segundo es siniestro (Reuber et al., 1982; Tubía, 1985).

El contacto E-NE entre las peridotitas y los materiales metasedimentarios viene marcado por un gran accidente que llega incluso a poner en contacto las peridotitas con los materiales paleozóicos ghomárides (equivalentes a los Maláguides, Didón et al., 1973). Este accidente es de dirección NO-SE y origina una fracturación y cataclasis intensa de las peridotitas a lo largo de una banda de espesor superior a 500 m. Asociados a estos procesos de fracturación, tiene lugar la intrusión de diques leucocráticos, así como una fuerte serpentización que oblitera completamente las características mineralógicas y texturales de las rocas preexistentes.

La estructura antiformal del macizo no permite observar la posible existencia de una unidad infrayacente (tipo unidad de Blanca en la Serranía de Ronda), la cual se encuentra restringida, en toda la zona interna del Rif, a un pequeño afloramiento de gneises bajo las serpentinitas de Ceuta (Unidad de Monte Hacho de Didón et al., 1973).

La interpretación de las características petrológicas de las peridotitas de Beni Bousera así como los mecanismos para su emplazamiento

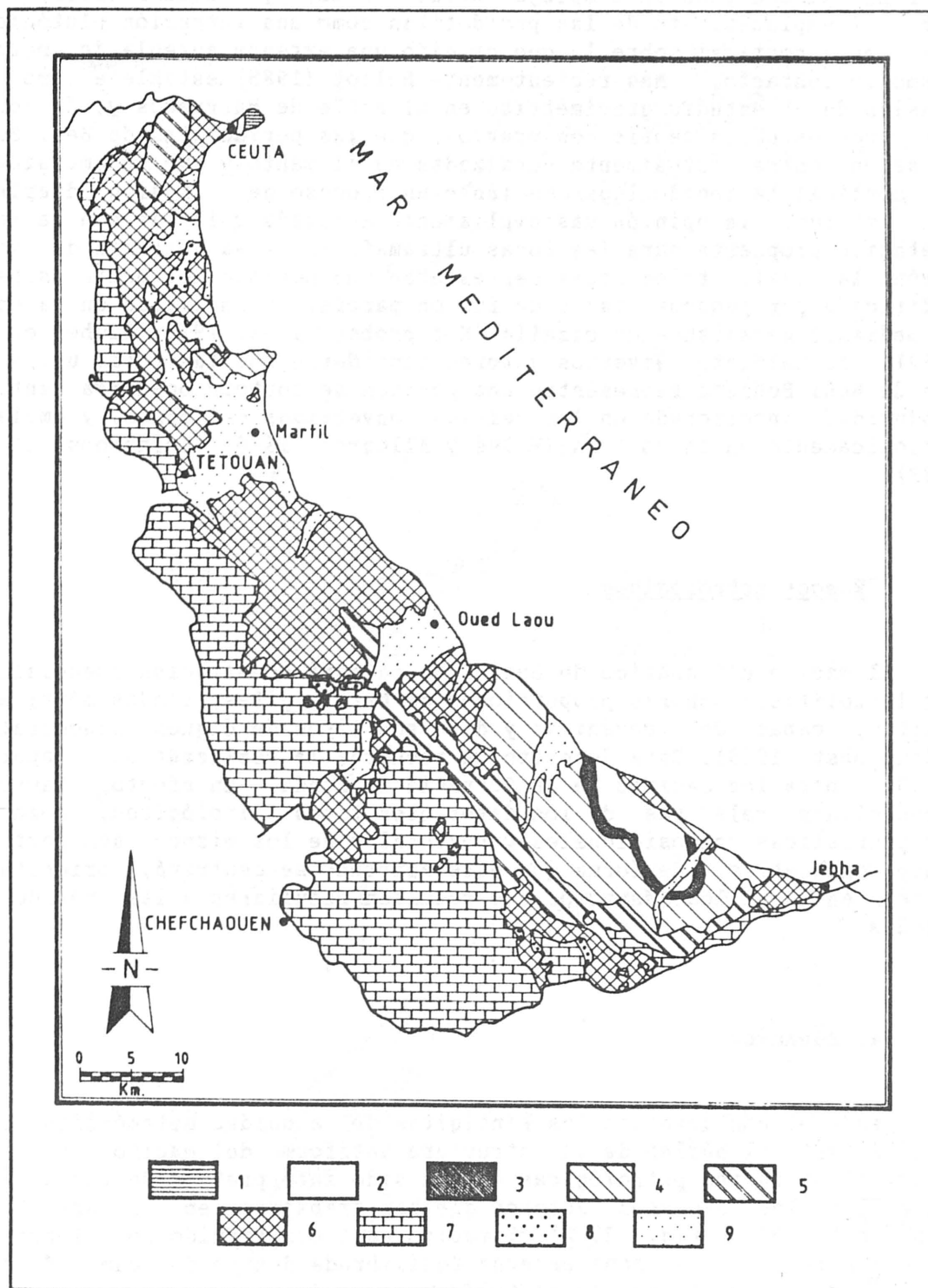


Fig. 36.- Mapa geológico del Rif Interno (Marruecos) simplificado de Chalouan (1986). Sebtides: 1.- gneisses de la Unidad de Monte Hacho; 2.- peridotitas; 3.- kinzigitas; 4.- gneisses y micaesquistos; 5.- esquistos, filitas y mármoles (Unidades de Federico). 6.- Ghomarides. 7.- Dorsal calcárea. 8.- Unidades de flysh. 9.- Pliocuaternario.

cortical han sido muy diversas. Mikhailov (1975) interpretaba el macizo de Beni Bousera como un complejo estratificado, y Milliard (1959) explicaba el emplazamiento de las peridotitas como una intrusión plutónica en una serie cortical sobre la que originó una extensa aureola de metamorfismo de contacto. Más recientemente Bellot (1985) establece como conclusión de un estudio gravimétrico en el norte de Marruecos y, de acuerdo con otros estudios geofísicos previos, que las peridotitas de Beni Bousera se encuentran actualmente enraizadas en el manto y que su emplazamiento cortical ha tenido lugar mediante un proceso de intrusión diapírica. Sin embargo, la opinión más ampliamente aceptada coincide con la interpretación propuesta para las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda, según la cual, tales rocas representan una porción del manto superior modificada por pequeñas tasas de fusión parcial, y emplazada en la corteza mediante mecanismos de cizalla (Kornprobst, 1969, 1970, Reuber et al., 1982). Actualmente, diversos autores consideran que las rocas ultramáficas de Beni Bousera representan una porción de corteza oceánica antigua, subducida, incorporada en las células convectivas del manto, y emplazada tectónicamente en la corteza (Polvé y Allegre, 1980, Kornprobst et al., 1989).

V.1.1. Rasgos petrológicos

El macizo ultramáfico de Beni Bousera está constituido esencialmente por lertzolitas, menores proporciones de harzburgitas, bandas métricas de dunitas, capas de piroxenitas y diversos tipos de diques leucocráticos (Kornprobst, 1969). Esta descripción recuerda la realizada en el apartado III.3., para los macizos de la Serranía de Ronda. En efecto, tanto las proporciones relativas de los diferentes tipos litológicos, como las características composicionales y texturales de los mismos, son perfectamente comparables, de forma que este apartado se centrará, prioritariamente, en aquellos aspectos que resulten peculiares a las peridotitas rifeñas.

V.1.1.a. Zonación

Desde el contacto con las kinzigitas de la unidad metamórfica suprayacente hasta el núcleo de la estructura antiformal del macizo, existe una zonación de facies petrológicas que ha sido interpretada de forma diferente por los diversos autores que han trabajado en el área. Para Kornprobst (1969) (Fig. 37 A) el macizo está constituido por lertzolitas con espinela, con una zona externa equilibrada dentro del campo de estabilidad de las subfacies Ariegita (con capas de piroxenitas con granate) y un núcleo equilibrado dentro del campo de las subfacies Seiland (con capas de piroxenitas con espinela). Reuber et al. (1982) (Fig. 37 B) describen una zonación de facies diferente, constituida por una banda discontinua de dunitas con granate en contacto con las kinzigitas, una zona harzburgítica con abundantes capas de websteritas y clinopiroxenitas con granate en posición más interna, y una zona central (núcleo de la estructura antiformal) formada por lertzolitas con espinela con delgadas capas de websteritas con espinela. Este segundo modelo sugiere que el gradiente en la tasa de fusión parcial crecía hacia las zonas más eleva-

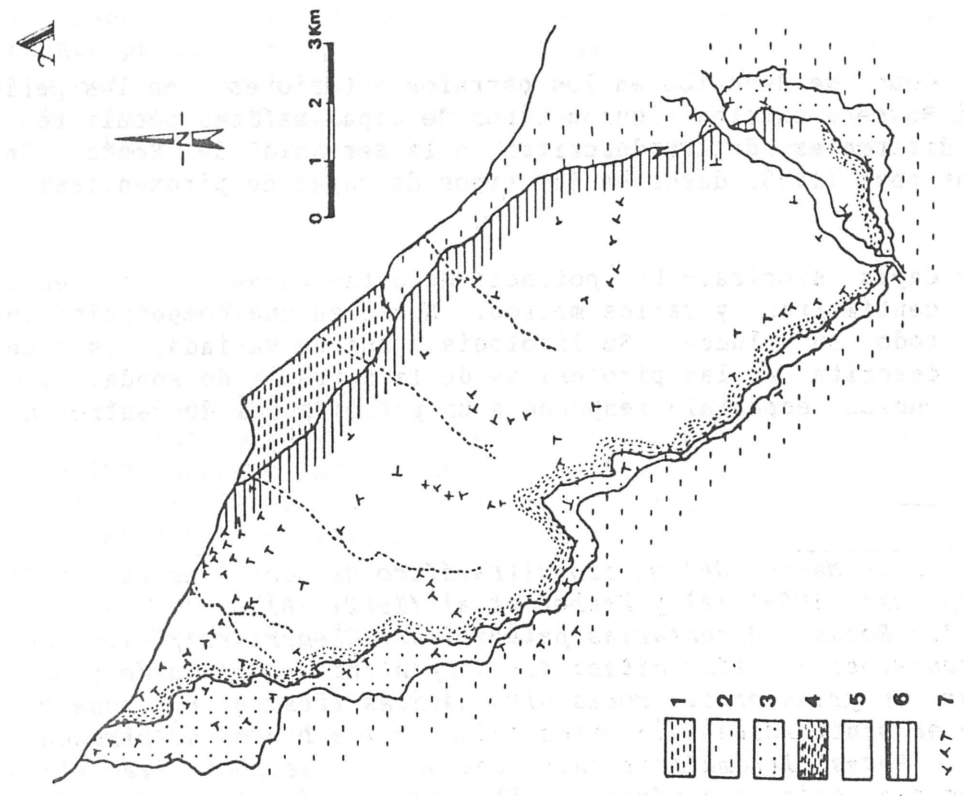
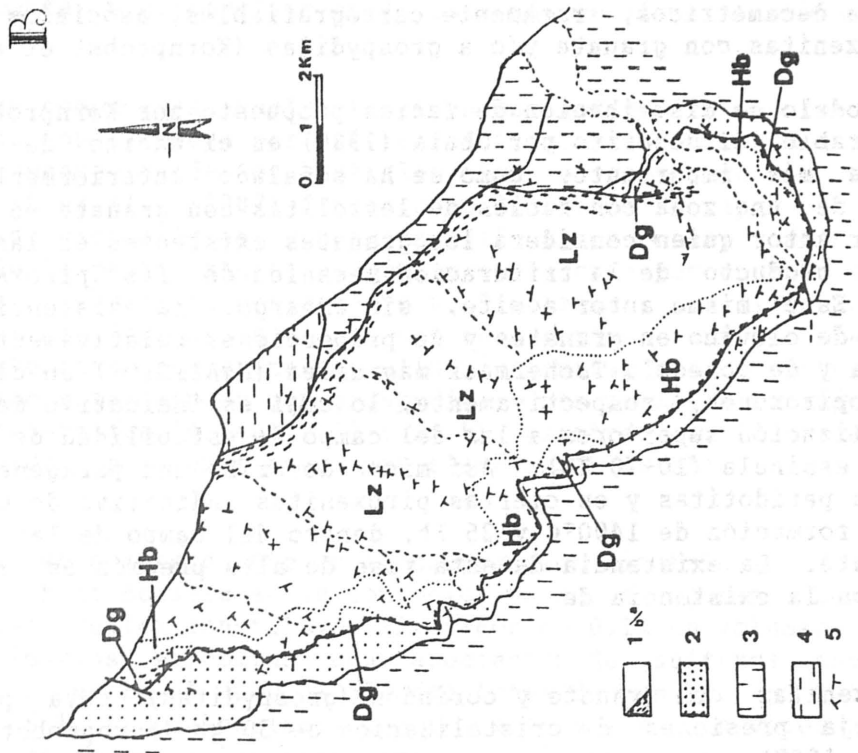


Fig. 37.

das del cuerpo peridotítico. Sin embargo, sobre el terreno, el contacto lertzolitas-harzburgitas está poco definido y las dunitas, aunque se encuentran en las zonas más externas del macizo, constituyen bancos métricos a decamétricos, raramente cartografiables, asociados a capas de clinopiroxenitas con granate y/o a grosopyditas (Kornprobst et al., 1982).

El modelo de distribución de facies propuesto por Kornprobst (1969) es comparable al descrito por Obata (1980) en el macizo de Ronda. La diferencia más importante, como se ha señalado anteriormente, es la ausencia de una zona con facies de lertzolitas con granate en el modelo del primer autor quien considera los granates existentes en las peridotitas como producto de la trituración mecánica de las piroxenitas del entorno. Este mismo autor admite, sin embargo, la existencia de inclusiones de olivino en granates y de proporciones relativamente elevadas de jadeita y de molecula Tschermack magnesica ($MgAl_2SiO_6$) en clinopiroxenos y ortopiroxenos, respectivamente, lo cual es indicativo de presiones de cristalización superiores a las del campo de estabilidad de las lertzolitas con espinela (10-20 Kb). Así mismo describe una paragénesis primaria en las peridotitas y en ciertas piroxenitas indicativa de unas condiciones de formación de 1400°C y 25 Kb, dentro del campo de las lertzolitas con granate. La existencia de esta fase de alta presión es congruente, además, con la existencia de:

- Piroxenitas con granate y corindón (grosopyditas) cuya paragénesis refleja presiones de cristalización de 30 kb (Kornprobst et al., 1982, 1987).
- Pseudomorfo de diamante en clinopiroxenitas con granate (Kornprobst et al., 1987; Pierson et al., 1988).

Como se describe en los párrafos anteriores, en las peridotitas de Beni Bousera existen algunos tipos de capas máficas peculiares, claramente diferentes de las descritas en la Serranía de Ronda. En conjunto Kornprobst (1969) describe dos tipos de capas de piroxenitas:

- Capas simples.- La potencia de estas capas oscila entre algunos centímetros y varios metros. Muestran una composición uniforme en todo su volumen. Su litología, aunque variada, es semejante a la descrita en las piroxenitas de la Serranía de Ronda, y su distribución espacial responde a un patrón zonal de centro a periferia

Fig. 37.- Mapas del macizo ultramáfico de Beni Bousera publicados por Kornprobst (1969) (A) y Reuber et al (1982) (B).

A) 1.- Rocas sedimentarias paleozoicas (Ghomarides); 2.- gneisses y micaesquistos; 3.- kinzigitas; 4.- Serpentinitas del borde y pseudo-peridotitas con granate; 5.- rocas ultramáficas frescas; 6.- zona cataclastizada y serpentinizada; 7.- orientación de los bancos de piroxenitas.

B) 1.- Rocas ultramáficas (a.- frescas; b.- serpentinizadas): Lz.- lertzolitas con espinela bandeadas; Hb.- harzburgitas con capas de piroxenitas con granate; Dg.- dunitas con granate. 2.- Kinzigitas. 3.- Gneises y micaesquistos. 4.- Rocas sedimentarias paleozoicas (Unidad de Akaili, Ghomaride).

análogo: se encuentran enstatitas y websteritas con espinela en la zona central del macizo (subfacies Seiland) y websteritas con granate, clinopiroxenitas con granate (localmente con pseudomorfos de diamante) y grosopyditas en la zona más periférica (subfacies Ariegita).

- Capas compuestas.-Suelen tener un espesor variable entre 5 y 30 cm y están constituidas por diferentes tipos litológicos dispuestos simétricamente desde los hastiales hasta el centro de la capa. Kornprobst et al. (1987) diferencian dos tipos de capas con características mineralógicas y químicas diferentes: unas están compuestas desde la parte externa al núcleo de la capa por enstatita, websterita, websterita con granate y, finalmente, por clinopiroxenita con granate; las otras tienen una zona externa análoga (websteritas, websteritas con granate y clinopiroxenitas con granate), pero el núcleo está formado por grosopydita. Las primeras reflejan presiones de cristalización entre 15 y 20 kb, mientras que las segundas se han formado a presiones mucho más elevadas (30 kb).

Un aspecto interesante en la composición mineralógica de las piroxenitas de Beni Bousera es su contenido en menas opacas (Lorand, 1983, 1987), las cuales constituyen alrededor de 0.1% en volumen. Entre las menas primarias predomina una asociación de sulfuros compuesta por pentlandita (entre el 30 y el 80% del total de menas), pirrotina (entre el 8 y el 63%) y/o calcopirita (entre el 1 y 15%), a veces con bornita. Estas menas se presentan bien como inclusiones en piroxenos, bien intersticiales, y su abundancia disminuye hacia las capas de composición más diferenciada (clinopiroxenitas con granate), donde aparecen minerales con titanio (kaersutita, rutilo y/o ilmenita). En tres capas de piroxenitas con granate próximas al contacto SO del macizo, Lorand (1983, 1987) ha descrito una asociación primaria compuesta por sulfuros de Fe-Ni-Cu y arseniuros de níquel (níquelina y maucherita), localmente con parkerita y/o grafito. Este último mineral es ubiquo en los diferentes tipos de capas máficas.

V.1.1.b. Trayectorias P/T

Las asociaciones de rocas ultramáficas que se observan actualmente en el macizo de Beni Bousera son el resultado de un proceso complejo en el cual están involucrados uno (Kornprobst, 1969, 1970) o varios (Loubet y Allegre, 1979, 1982) episodios de fusión parcial y una cristalización fraccionada subsiguiente de los líquidos originados.

Para Kornprobst (1969) y Kornprobst y Vialzeuf (1984), el modelo comprende los siguientes estadios (Fig. 38):

- 1.- Las peridotitas, inicialmente lherzolitas con granate, iniciaron un ascenso diapírico adiabático a unos 150 km de profundidad;
- 2.- la fusión parcial se inició cuando la peridotita alcanzó sus condiciones de solvus (1500°C y 27-30 kb), originando unos líquidos de composición próxima a la de un basalto con hiperstena ligeramente picrítico;

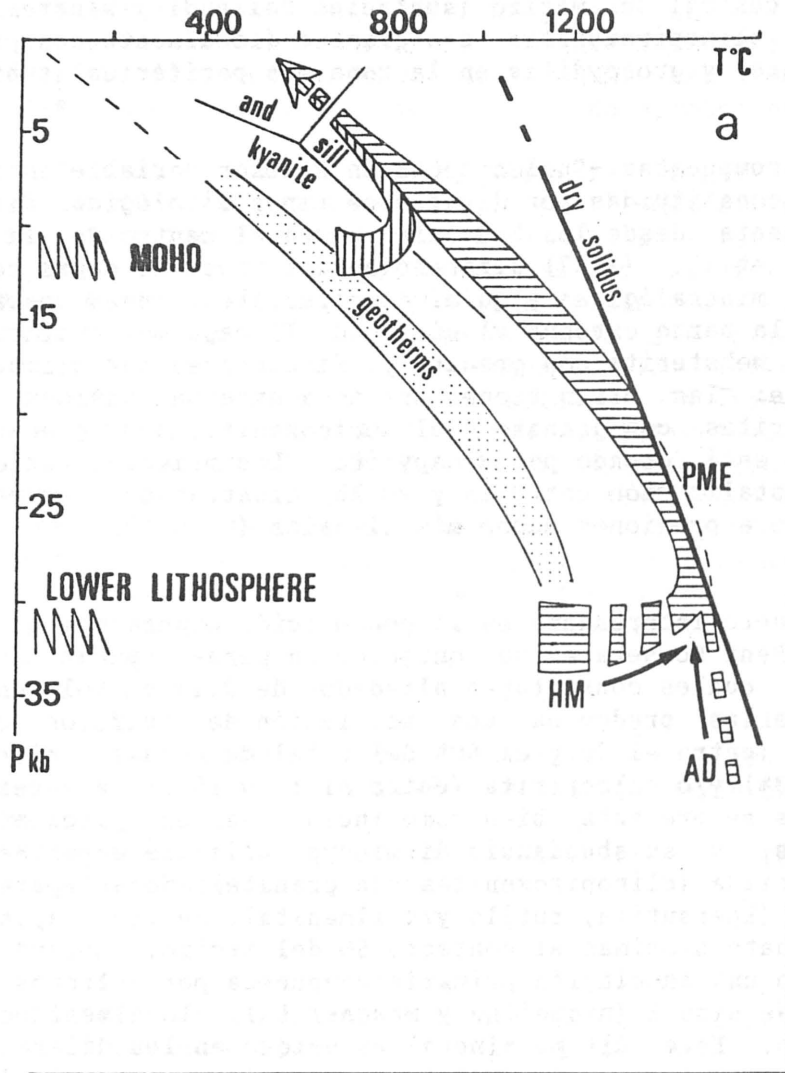


Fig. 38.- Trayectorias P/T de las peridotitas y las granulitas (kinzigitas) en los macizos betico-rifeños según Kornprobst y Vialzeuf (1984). Líneas horizontales: rocas ultramáficas; líneas verticales: granulitas. PME.- Fusión parcial. HM.- Manto sobrecalentado. AD.- Ascensión diapírica adiabática.

- 3.- estos líquidos migraron en el seno del cuerpo ultramáfico sufriendo un proceso de fraccionación progresivo;
- 4.- los primeros acumulados reflejan condiciones de presión del orden de 25 kb, mientras que la cristalización final de todo el conjunto tuvo lugar a 1100°-1200°C, entre 15 y 20 kb, dentro del campo de estabilidad de las subfacies Ariegita de las lertzolitas con espinela;
- 5.- el posterior ascenso de las peridotitas hizo evolucionar (mediante reacciones subsólidas) el núcleo del cuerpo ultramáfico hacia las condiciones de estabilidad de las subfacies Seiland de las lertzolitas con espinela.

Este modelo simple, muy similar al propuesto por Obata (1980), Frey et al. (1985) y Suen y Frey (1987) para las peridotitas de Ronda, permite explicar la mayor parte de los datos geoquímicos existentes; sin embargo, determinados tipos de clinopiroxenitas con granate muestran unos contenidos en elementos de las tierras raras ligeras extremadamente bajos, lo cual ha llevado a Loubet y Allegre (1979, 1982) a subrayar la existencia de una segunda fase de fusión parcial de escasa intensidad que afectó preferentemente a las capas máficas de composición más diferenciada y, por tanto, con unas condiciones de solvus más bajas.

Un tercer modelo, elaborado a partir de las concentraciones de ^{87}Rb y ^{87}Sr en los diferentes tipos de rocas existentes en los macizos de Beni Bousera, Lherz y Lanzo, exige varios episodios de fusión parcial selectiva (afectaría solo a determinadas capas de piroxenitas) y una extensa contaminación (Polvé y Allegre, 1980; Polvé, 1983). Para estos autores, el origen de estos macizos implica un reciclaje del manto superior con asimilación de material cortical (subducción de una corteza oceánica antigua) en una célula convectiva, a lo largo de un espacio de tiempo al menos de 10^3 millones de años. La presencia de anomalías positivas de Eu, que implicarían la fraccionación de plagioclasa, en clinopiroxenitas con granate (estables solo en condiciones de alta presión, 15-20 kb), ha llevado a Kornprobst et al. (1989) a reafirmar el modelo anterior, al considerar que tales anomalías son restos de antiguas capas máficas cristalizadas a baja presión en una zona de corteza oceánica.

V.1.1.c. Edad

En los trabajos de Kornprobst (1969) y, en general, en los de los autores anteriores, se considera que tanto las peridotitas como el metamorfismo de las rocas corticales adyacentes formaban un zócalo antiguo que jugó un papel esencialmente pasivo durante la orogenia alpina. Sin embargo, la mayor parte de las dataciones geocronológicas desmienten esta hipótesis:

- Choubert et al. (1965) y Loomis (1975) obtienen edades de 35 ± 5 Ma y 20 Ma respectivamente, usando el método K/Ar sobre micas de las rocas metamórficas circundantes al macizo peridotítico.
- Polvé (1983) analiza diversos tipos de rocas (kinzigitas, leptinitas, diques leucocráticos incluidos tanto en peridotitas como en rocas metamórficas, y una capa de clinopiroxenita con granate) mediante los pares isotópicos Rb-Sr y Sm-Nd. Este autor concluye que el ascenso de las peridotitas entre 30 y 15 Km es contemporáneo del metamorfismo de facies granulitas en la base de la secuencia metasedimentaria suprayacente, de la deformación tectónica, de la anatexis de las rocas corticales y de las cizallas intralitosféricas responsables del emplazamiento final de las rocas ultramáficas. Todos estos acontecimientos tuvieron lugar hace aproximadamente 20 Ma.
- Monié (1984) analiza las biotitas de una muestra de gneises y otra de micaesquistos por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Las edades que obtiene concuerdan con las precedentes: $19,6 \pm 0,6$ Ma y $22,8 \pm 0,7$ Ma.

- Ouazzani-Touhami (1986) realiza una serie de dataciones por el método K/Ar sobre muestras localizadas a diferentes alturas en las sucesiones litológicas de los Sebtides y Ghomarides. Sus resultados en las diferentes unidades Sebtides varían de nuevo entre $19,4 \pm 1,2$ Ma y $24,6 \pm 0,8$ Ma. En los Ghomarides, sin embargo, son progresivamente más antiguos desde la base del cabalgamiento hacia arriba (desde $25,3 \pm 0,9$ Ma, a $183,0 \pm 0,0$ Ma).

Todos estos resultados subrayan un emplazamiento de las peridotitas durante la orogenia alpina y relacionan el metamorfismo de los Sebtides con tal emplazamiento. Sin embargo, existen datos contradictorios cuyo significado es problemático. Así, los resultados de Bernard-Griffiths et al. (1977) señalan una edad hercínica (300 ± 4 Ma) para los ortogneisses de Monte Hacho (Ceuta), materiales correlacionables con los de la Unidad de Blanca (Didón et al., 1973).

V.1.2. Rasgos metalogénicos

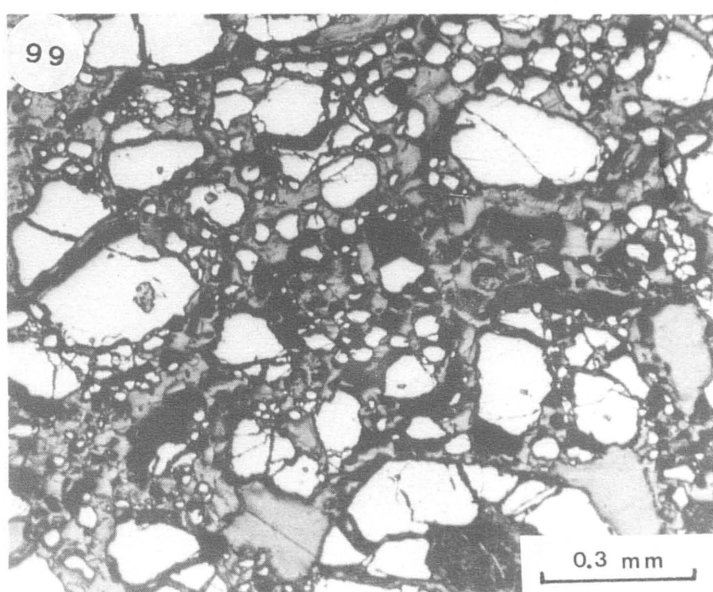
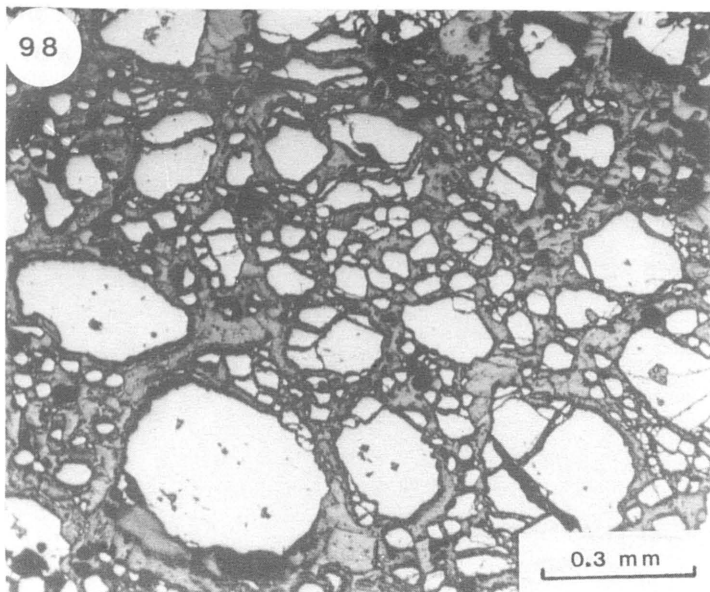
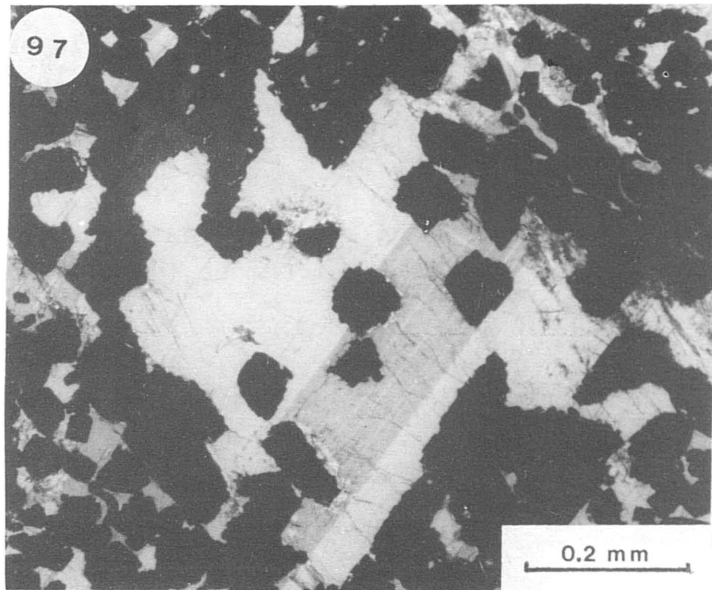
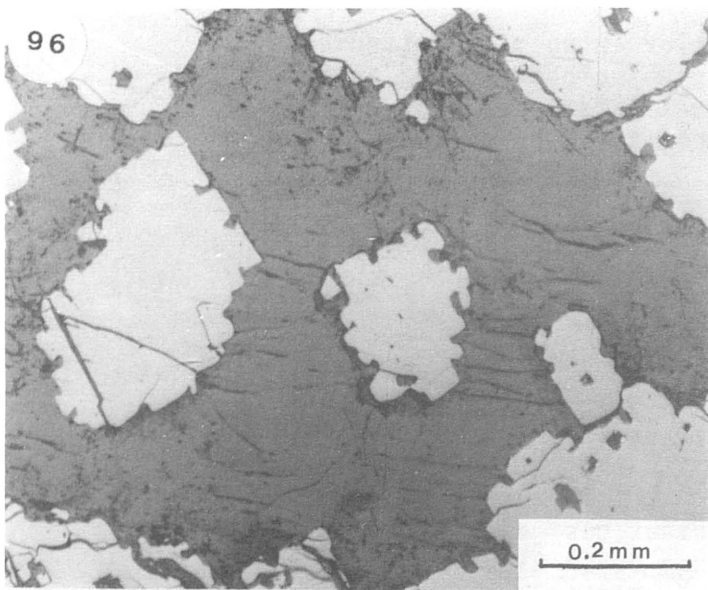
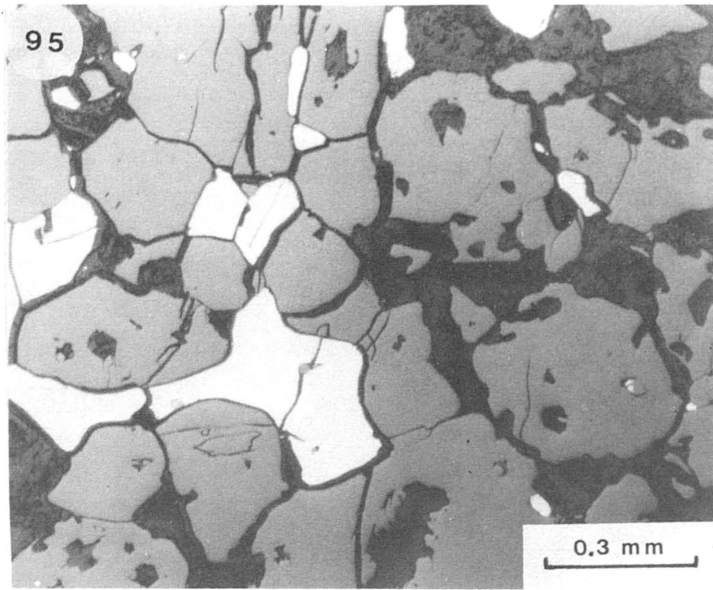
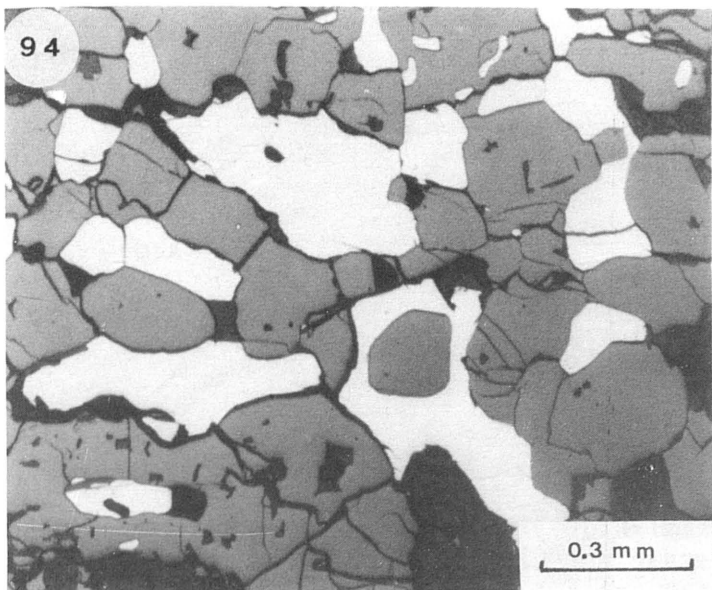
Desde mediados del siglo XX se han descrito unos 50 indicios de mineralizaciones de cromo, níquel, cobre y grafito en las rocas ultramáficas de Beni Bousera (Galvez-Canero y Lizaur y Roldan, 1943; Agard et al., 1959; Telnov y Bakkali, 1979). En el mapa metalogénico de estos últimos autores (Fig. 39) se clasifican los indicios en tres grupos:

- Indicios de cobre
- Indicios de arseniuros de níquel
- Indicios de sulfuros grafitosos

Los seis indicios de Cu descritos corresponden a impregnaciones de crisocola y/o malaquita-azurita a favor de fracturas, normalmente relacionados con la zona cataclástizada y serpentizada del contacto oriental del macizo.

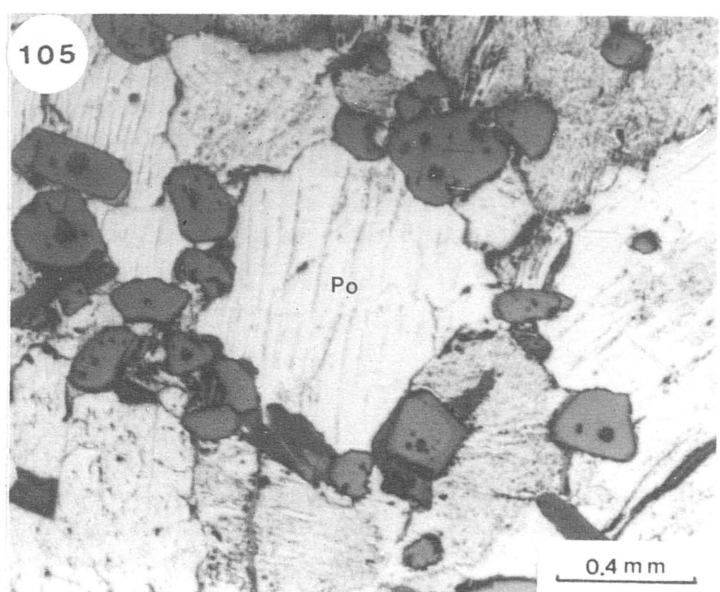
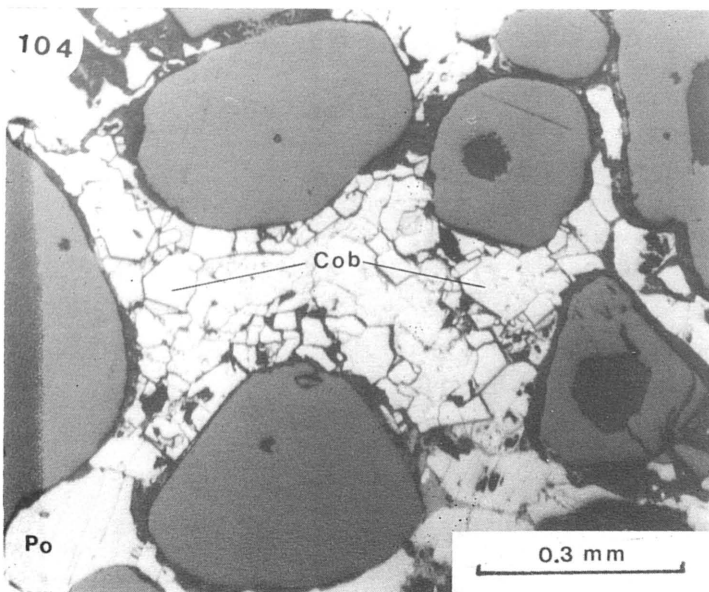
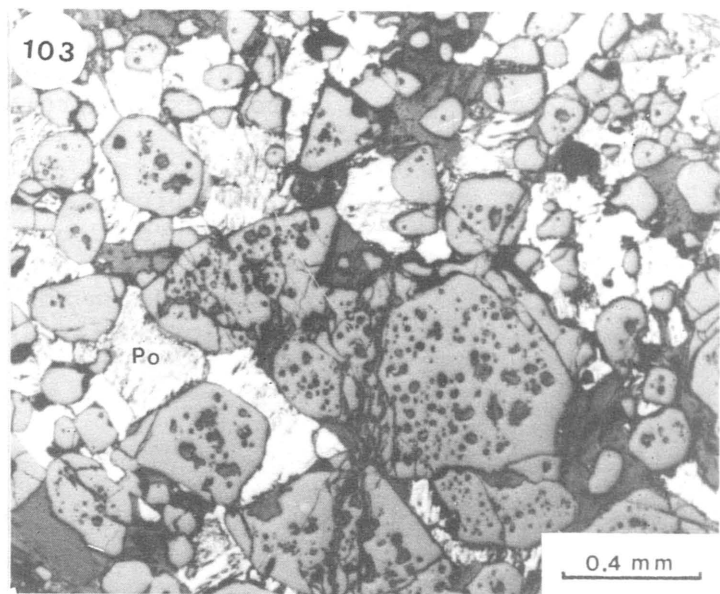
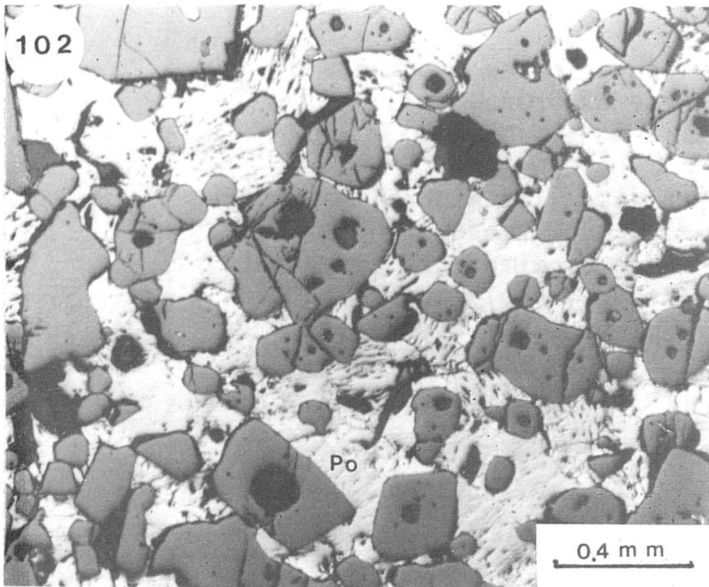
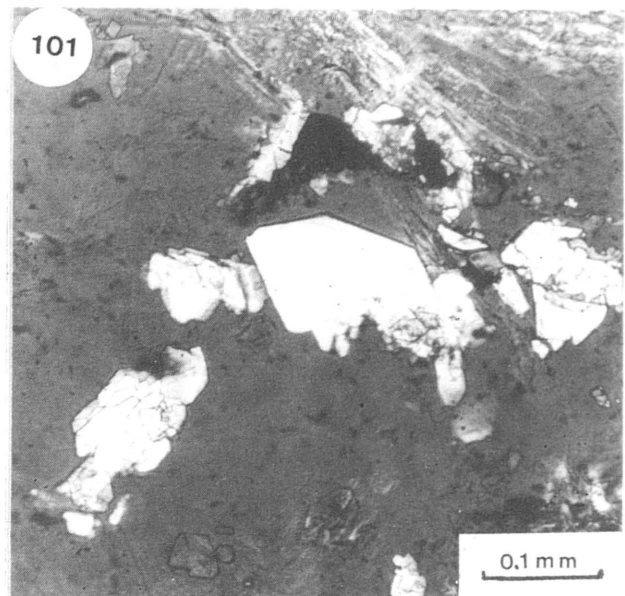
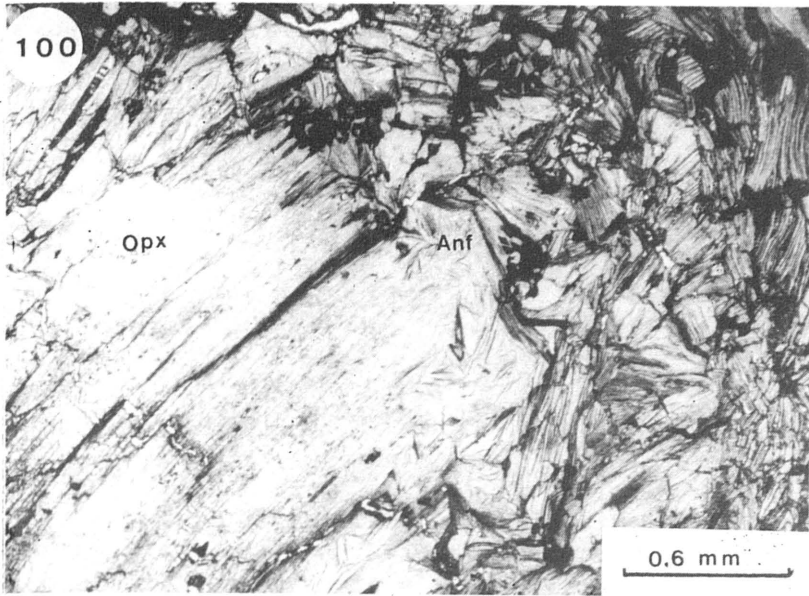
Los indicios de arseniuros de níquel son de mayor importancia. Cinco de ellos se han explotado intermitentemente desde 1949 produciendo más de 1000 toneladas de níquel metal. Los otros dos son disseminaciones de cromita con arseniuros en la base de una capa de ortopiroxenita (Bakkali, com pers.). La asociación que se observa en estas mineralizaciones es idéntica a la que presentan las clasificadas dentro del tipo Cr-Ni en la Serranía de Ronda. Es decir, están compuestas por cromita y arseniuros de níquel, con ortopiroxeno y/o puntualmente, cordierita.

Los indicios de sulfuros grafitosos corresponden a mineralizaciones referidas en esta memoria como tipo S-G. Se han descrito más de 30 indicios y, en su mayoría, se encuentran totalmente alterados. Muestran cuerpos lenticulares de grafito de tamaños muy variados, englobados en masas terrosas de oxi-hidróxidos de Fe, y productos de alteración de los silicatos primarios (clorita, moscovita, sericita, vermiculita...). Entre los que se han podido reconocer con detalle, solo las mineralizaciones de Mina del Río y Amasined preservan la asociación primaria característica: pirrotina, pentlandita, calcopirita, cubanita, cromita y grafito, con



LAMINA XVIII

- Foto 94. Asociación cromita (gris)-niquelina (blanco) en la mina Tafart. Se observan muy nítidos los contactos concavo-convexos entre ambas fases. L.R.
- Foto 95. Foto análoga a la anterior en su mitad izquierda, mientras que en la derecha se observa la ausencia de arseniuros de níquel y la corrosión de los bordes de grano de la cromita. Mina de Tafart. L.R.
- Foto 96. Granos de cromita con los bordes fuertemente corroidos. Mina de Tafart. L.R.
- Foto 97. Cristal de plagioclasa con textura poikilítica incluyendo granos de cromita (negro) con los bordes corroidos. Mina de Tafart. L.T.
- Fotos 98 y 99. Texturas cataclásticas en las cromitas de los niveles superiores de la mineralización que se observa en la mina de Biatán, los cuales se encuentran actualmente pinzados entre superficies de falla. L.R.



LAMINA XIX

Foto 100. Morfologías de alteración de un cristal de ortopiroxeno (Opx) en el cual se observa un paso gradual a anfíbol (Anf) y finalmente a vermiculita. L.T.

Foto 101. Posibles cristales de biopiriboles asociados a un ortopiroxeno parcialmente alterado. L.T.

Fotos 102 a 105. Diferentes texturas en las mineralizaciones de sulfuros con grafito de Amasined. Hay que destacar la abundancia de cromita y la frecuente cristalización de cobaltina (Cob) intergranular. Entre los sulfuros, el mineral más abundante es la pirrotina (Po). L.R.

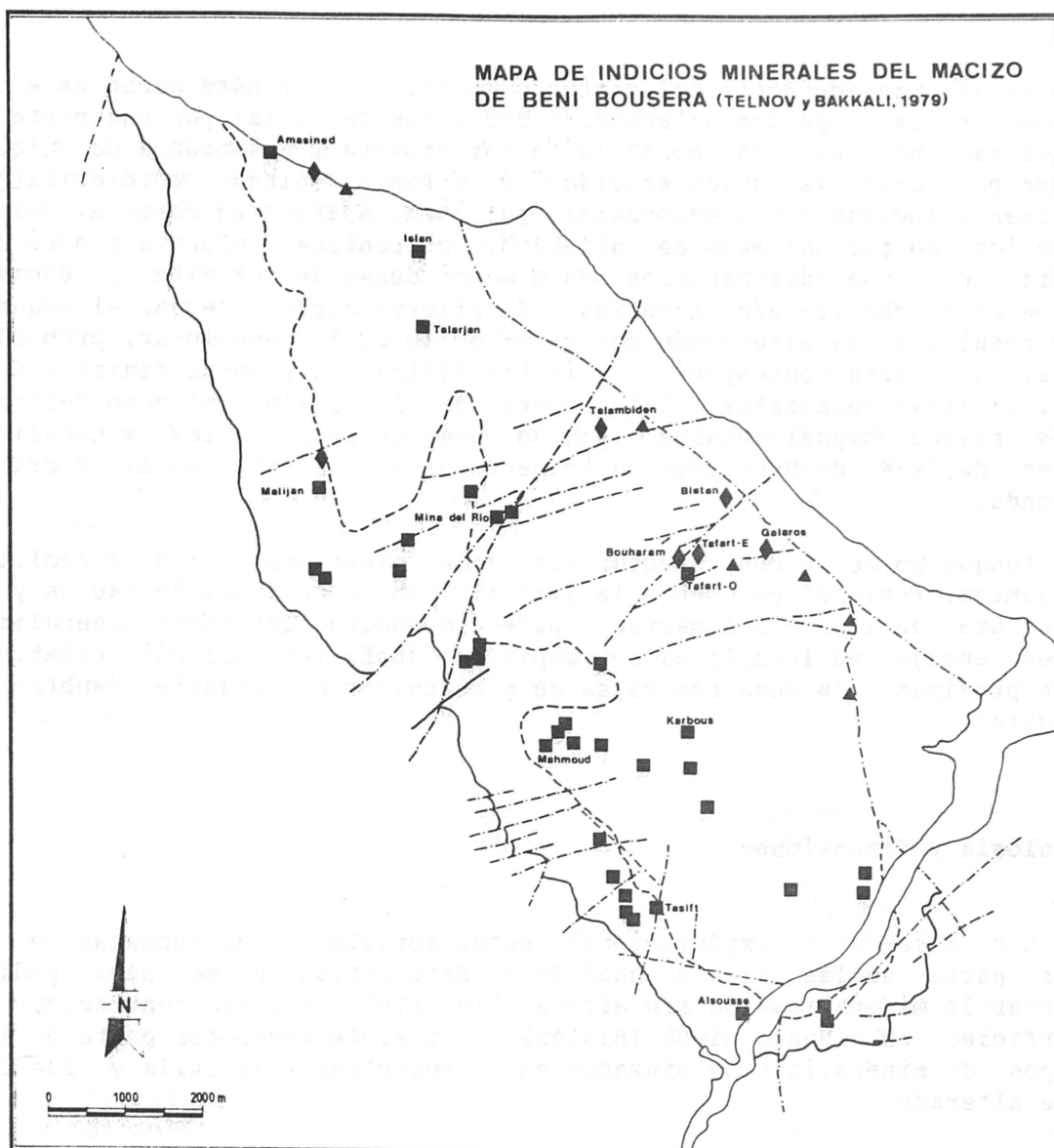


Fig. 39.- Mineralizaciones de Cr-Ni: \blacklozenge ; mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y grafito: \blacksquare ; indicios de cobre: \blacktriangle .

ganga de plagioclasa y flogopita, y trazas de maucherita y cobaltina.

Además de estos tres grupos principales, existe una pequeña mina de grafito en las kinzigitas del contacto (mina Hilaouen). En esta mina se explotó un nivel con un porcentaje en grafito del orden del 15%. Este mineral se concentra según los planos de foliación de la kinzigita y, sobre todo, en las zonas de sombra de presión junto a los granates. Actualmente se encuentra abandonada.

V1.2.a. Mineralizaciones tipo Cr-Ni

Los cinco indicios más importantes (Biatán, Galarós, Tafart, Bouharam y Talambiden) afloran en la zona cataclastizada y serpentinizada

próxima al gran accidente del contacto NE del macizo. Este hecho hace que en todos ellos se puedan diferenciar dos tipos de rocas: por una parte se encuentra una roca tenaz constituida por cromita y arseniuros de níquel en proporciones variables asociados a ortopiroxenitas, cordierititas, localmente incluso con plagioclasa; por otra, aparece un material deleznable formado por una masa de anfíboles, serpentina, clorita y/o vermiculita, con una disseminación más o menos densa de cromita y escasos granos de maucherita y/o níquelina. Se observa claramente que el segundo tipo resulta de la alteración del primero, lo cual tiene lugar, probablemente, de forma contemporánea a la brechificación y serpentización de las lertzolitas encajantes. Este proceso de alteración, así como determinados rasgos composicionales, dan un carácter propio a las mineralizaciones de Cr-Ni de Beni Bousera respecto a las descritas en la Serranía de Ronda.

Aunque no se pueden apreciar las facies minerales de las lertzolitas encajantes, teniendo en cuenta la distribución concéntrica de facies y la estructura antiformal del macizo, parece deducirse que estas mineralizaciones encajan en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) relativamente próximas a la zona con capas de piroxenitas con granate (subfacies Ariegita).

Morfología y dimensiones

Las diferentes explotaciones están actualmente abandonadas y la mayor parte de las galerías hundidas. Esto impide que se haya podido observar la mineralización sin alterar "in situ". Por el contrario, en superficie, en algunas minas (Biatán), es posible reconocer parte de los cuerpos de mineralización pinzados entre superficies de falla y fuertemente alterados.

Según la descripción de Agard et al. (1959), las mineralizaciones presentan formas filonianas, lenticulares o irregulares. Se orientan según direcciones E-W a NE-SO con buzamientos en general superiores a 60°, lo cual refleja, en principio, una disposición discordante respecto a la foliación regional aunque, en detalle, es difícil establecer unas relaciones geométricas claras debido a la intensa fracturación de la zona. Sus dimensiones oscilan entre las de los delgados filones de Galarrós (~ 10 cm de espesor) y las del gran cuerpo lenticular de Tafart, el cual se ha explotado hasta 50 m de profundidad, con una potencia que llega a alcanzar el metro en algunos puntos. La extensión lateral de estos cuerpos debe ser de varias decenas de metros, a juzgar por la magnitud de las labores realizadas en las distintas minas (en conjunto se han realizado entre 50 y 250 m de galerías).

Mineralogía y Texturas

En las rocas sin alterar, las características mineralógicas y texturales de las mineralizaciones de Cr-Ni de Beni Bousera son idénticas a las descritas para las mineralizaciones de la Serranía de Ronda, tanto para las menas de cromita-arseniuros de níquel como para las rocas sili-

catadas a las que se asocian.

En las zonas alteradas, las cordierititas muestran su aspecto característico compuesto por una masa microgranular de pinnita con mayor o menor recristalización de moscovita y/o clorita. En las menas de Cr-Ni asociadas a ortopiroxeno, sin embargo, se han encontrado dos tipos de asociaciones: una compuesta por cromita, hornblenda magnésica, serpentina y clorita, con cantidades minoritarias de titanita y cuarzo; la otra contiene cromita y vermiculita. Existen términos intermedios entre ambas asociaciones.

En ambos casos, la cromita está muy fracturada y presenta unos bordes de grano irregulares e indentados, con numerosas huellas de corrosión. Su tamaño medio oscila entre 0.2 y 0.4 mm. En las muestras con vermiculita este valor representa solo a los granos de tamaño mayor, ya que existen además numerosos granos de cromita intersticiales más pequeños ($\leq 0,05$ mm) (Fotos 98 y 99). Estos últimos exhiben formas redondeadas y unas dimensiones muy homogéneas. Hay que señalar que las cromitas de los diferentes indicios suelen contener abundantes inclusiones de ortopiroxeno, flogopita, clorita, cuarzo, niquelina o lollingita. Algunas inclusiones son bifásicas, con flogopita y cuarzo, niquelina y lollingita e incluso, flogopita y niquelina.

En el primer tipo de asociación, la hornblenda magnésica desarrolla un hábito fibroso-acicular, constituyendo haces de cristales sin una orientación preferente, a menudo plegados, asociados a serpentina y clorita. También se suelen encontrar diminutos cristales xenomorfos de titanita y escasos agregados de cristales subidiomorfos de cuarzo. Entre esta masa de minerales fibrosos de alteración se conservan cristales de ortopiroxeno (Foto 100) con signos evidentes de deformación plástica y una alteración particular, constituida por bastita, con abundantes agregados de cristales de tamaño inferior a 20 micras, dispuestos según los planos de exfoliación. Estos cristallitos desarrollan hábitos subidiomorfos a idiomorfos (con secciones rómbicas a hexagonales), con una elevada birrefringencia y extinción oblicua (podría tratarse de algún compuesto de tipo biopiribol) (Foto 101). Normalmente se preservan también algunos arseniuros de níquel. En este caso, el más abundante es la maucherita, la cual se encuentra intersticialmente tanto respecto a los granos de cromita, donde suele tener un borde externo alterado a annabergita, como a los cristales fibrosos de hornblenda magnésica. La niquelina es mucho más escasa y, aunque se puede encontrar de forma intergranular, suele preservarse en las inclusiones dentro de la cromita. También aparecen diminutos granos ($< 20 \mu$) de Au y de aleaciones AuCu y AuCuAg, incluidos en la maucherita y/o dispersos en la masa de silicatos de alteración (Foto 106).

Las rocas compuestas por cromita y vermiculita son el resultado de un proceso de alteración a más baja temperatura. La vermiculita se presenta en forma de agregados de cristales con sección rectangular de un tamaño medio de 0,1 x 0,3 mm, dispuestos en masas intersticiales entre los granos de cromita. Estos cristales muestran un pleocroísmo muy intenso y característico con colores verde pálido y verde esmeralda. Entre los agregados de vermiculita se suelen encontrar cristales fibrosos de cumingtonita, de serpentina y pseudomorfos de cristales de ortopiroxeno del tipo descritos anteriormente. Otro rasgo significativo de esta alteración de baja temperatura es la abundancia de óxidos e hidróxidos de hierro, los cuales impregnan los filosilicatos de alteración, rodean los granos

de cromita y forman una textura reticular característica. Así mismo, aparecen cristales residuales de maucherita y niquelina, y es frecuente encontrar calcopirita cristalizada intergranularmente y parcialmente alterada a covellina y limonita. Se han encontrado igualmente granillos de oro nativo, de aleaciones AuCu, de esperrilita (PtAs₂) e irasita (IrAsS).

Quimismo mineral

En el capítulo anterior se puso claramente de manifiesto que únicamente la cromita y, en menor medida, el ortopiroxeno mostraban variaciones químicas importantes correlacionables con la evolución composicional de las mineralizaciones.

En Beni Bousera no ha sido posible encontrar cristales de ortopiroxeno sin alterar. Sin embargo los análisis de **cromita** en muestras representativas de diversos indicios permiten acotar unos intervalos de composición perfectamente comparables a los de las cromitas de las mineralizaciones de Cr-Ni de la Serranía de Ronda. Estos intervalos son: Cr₂O₃=34-44%; Al₂O₃=19-31%; Fe₂O₃=0-3%; FeO=23-30%; MgO=4-8%; ZnO=0.23-1.0%; V₂O₃=0.61-1.78% y TiO₂=0-0.62% en peso (apendice I).

Sobre un diagrama Y_{Cr}-X_{Mg} (Fig. 40), los puntos representativos de las mineralizaciones de Beni Bousera están prácticamente incluidos dentro del campo de las de la Serranía de Ronda, y se solapan con el campo de las mineralizaciones de Cr-Ni encajadas en lertzolitas con espinela. Además, en este diagrama se observa que:

- En las muestras sin alterar de Talambiden, las cromitas asociadas a cordierita son más ricas en Fe⁺⁺ que las asociadas a ortopiroxeno. Sin embargo, si el ortopiroxeno está completamente alterado, la cromita está mucho más enriquecida en Fe⁺⁺.
- La proyección de los análisis de cromitas de diversos indicios están dentro de un intervalo composicional restringido, lo cual está de acuerdo con el hecho de que todas las minas estén en una misma región del macizo y, por tanto, encajan en una misma zona de facies.

Los contenidos en Zn, V y Ti son moderados a altos y son igualmente comparables a los de las cromitas de las mineralizaciones de la Serranía de Ronda encajadas en lertzolitas con espinela (El Nebral, El Sapo, Los Jarales y San Agustín) (Fig. 41):

- El Zn presenta una ligera diferencia ya que su contenido nunca alcanza el 1% en peso. Este resultado no se ajusta completamente a la tendencia definida por este elemento en las mineralizaciones Béticas, donde aumenta de acuerdo al aumento en el contenido en arseniuros de niquel. La razón puede deberse a un problema de muestreo ya que dentro de un mismo indicio pueden existir ligeras heterogeneidades en la distribución y concentración de estos elementos

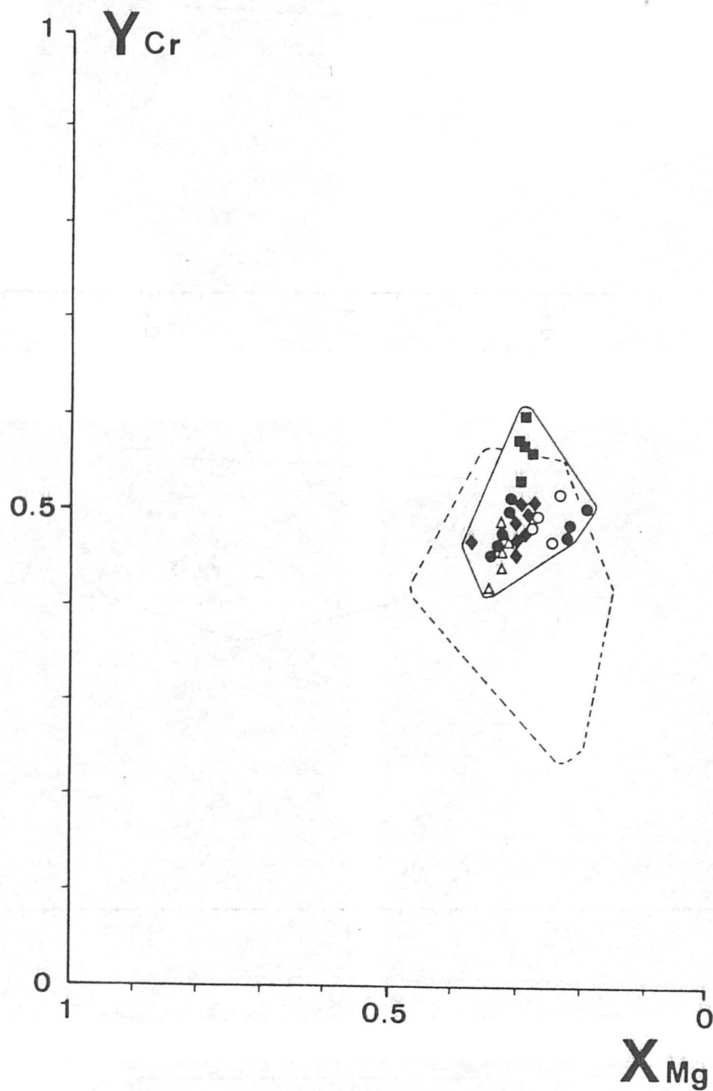


Fig. 40.- Proyección de la composición de la cromita de las mineralizaciones de Cr-Ni de Beni Bouse-ra sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Biatán: ■. Talambiden: ● y ○ (los círculos blancos representan cromitas asociadas a cordierita). Tafart: △. Galarós: ◆. Los datos analíticos de Galarós y parte de los de Tafart proceden del trabajo de Tabit (en preparación). En trazo discontinuo se ha representado el campo composicional de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni de la Ser-ranía de Ronda.

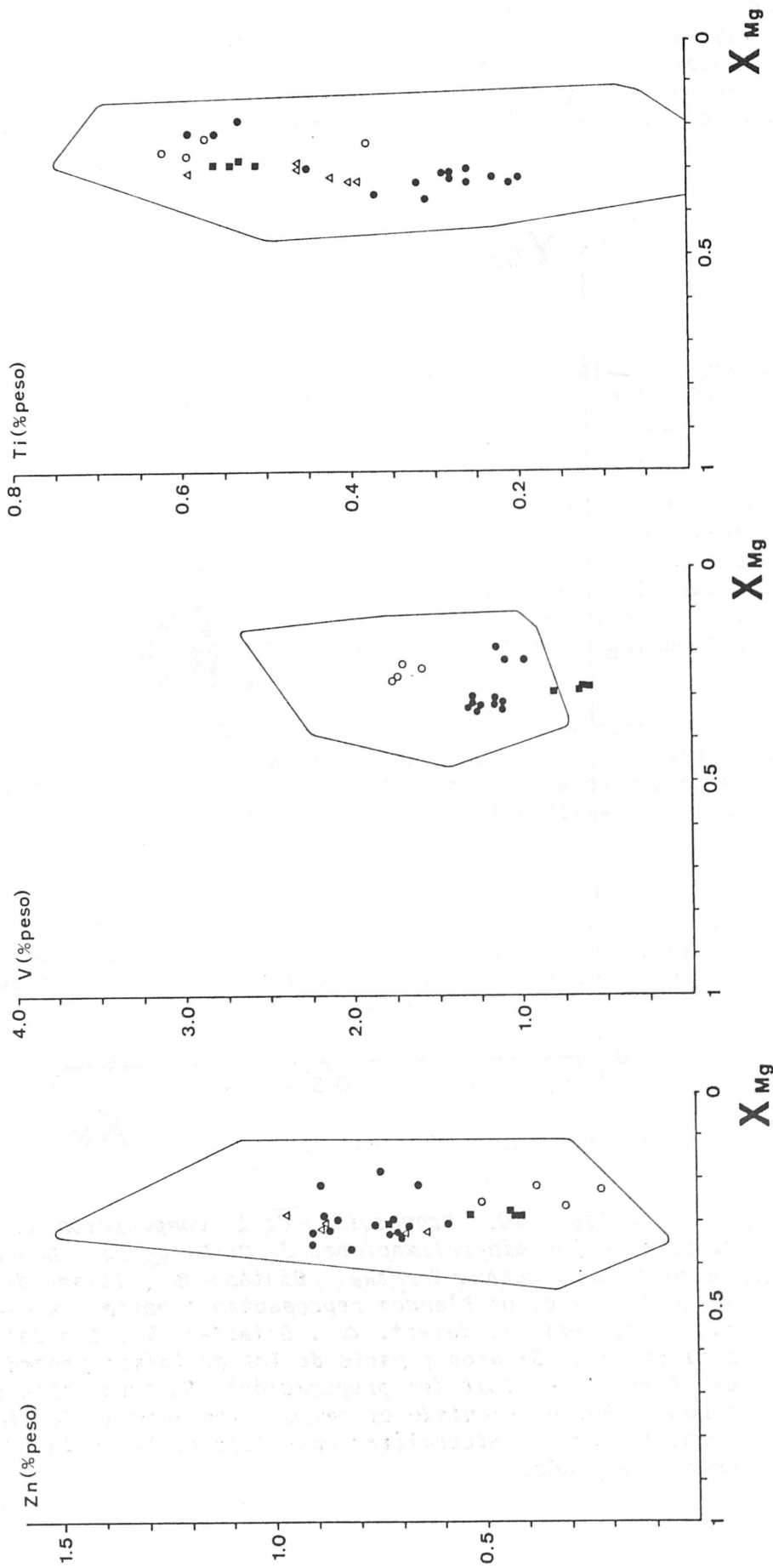
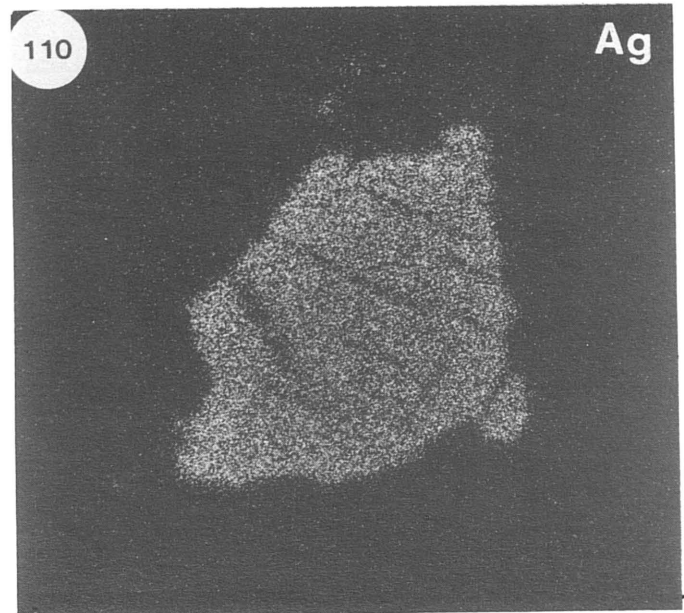
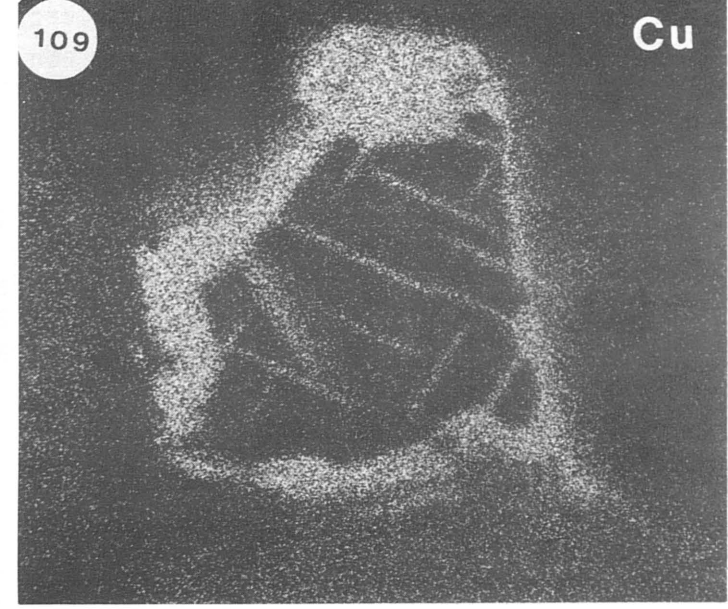
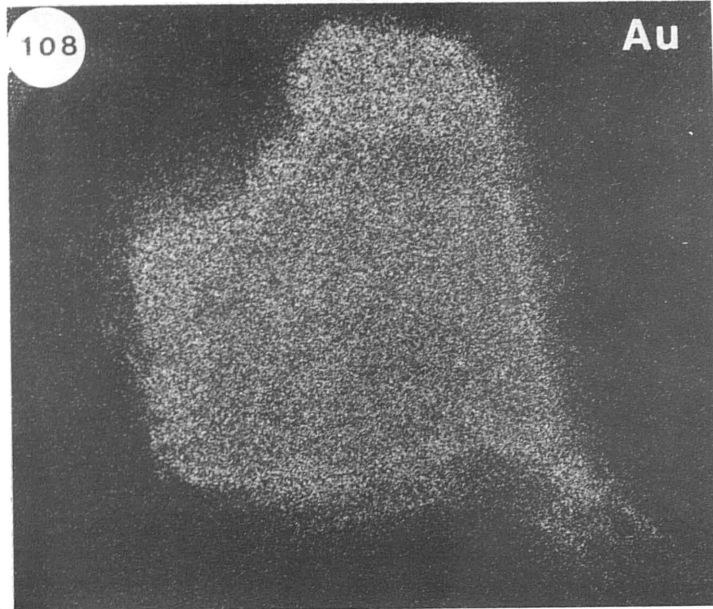
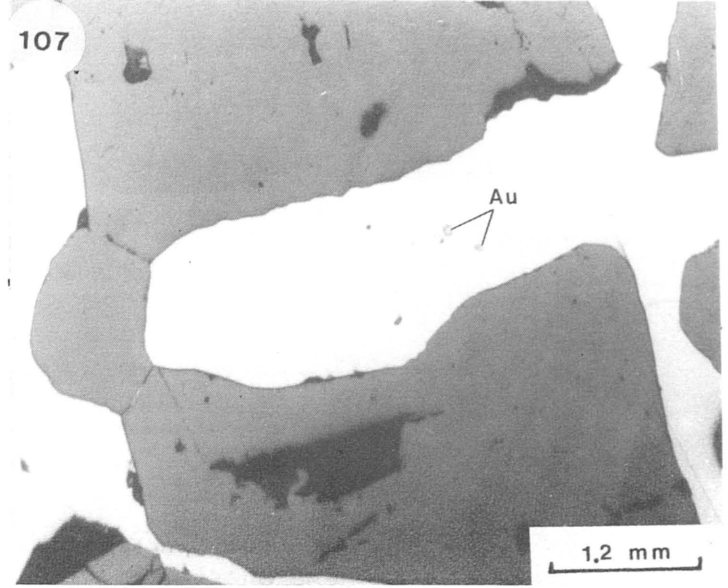
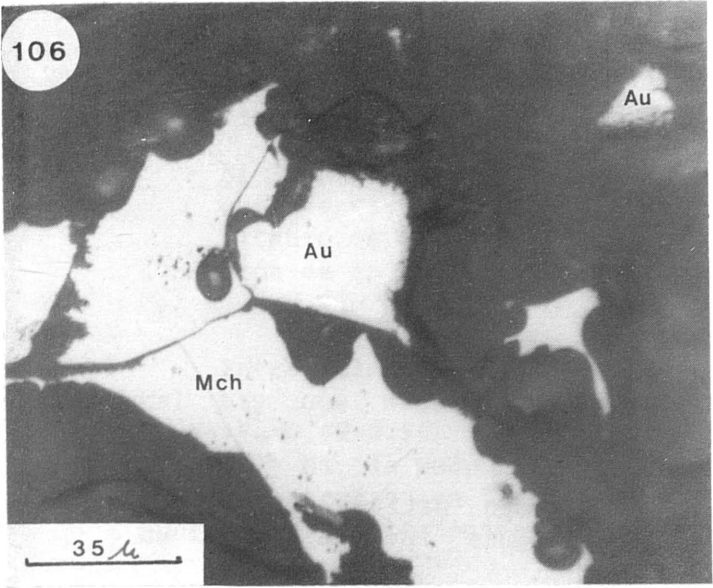


Fig. 41.



LAMINA XX

Foto 106. Cristales subidiomorfos de oro nativo (Au) asociados a maucherita (Mch) en zonas fuertemente alteradas. L.R.

Foto 107. Aspecto textural frecuente en las mineralizaciones de Cr-Ni de Beni Bousera, donde el Au aparece como exsoluciones en burbuja dentro de la niquelina. L.R.

Fotos 108 a 110. Distribución del Au, Cu y Ag en el cristal de la foto 106, donde se observa una clara zonación marcada por una concentración de Cu en los bordes del cristal y según los planos de exfoliación, y una concentración de Ag en el núcleo del mismo.

menores.

- El contenido en V es similar en todas las muestras analizadas, lo cual reafirma la similitud composicional de las cromitas de las mineralizaciones rifeñas.
- El contenido en Ti es muy heterogéneo, aunque la posible relación entre estas heterogeneidades y la existencia o ausencia de óxidos de titanio es difícil de asegurar debido al avanzado estado de alteración de la mayoría de las muestras analizadas.

Entre el resto de los silicatos que constituyen la asociación mineral hay que señalar que la cordierita es magnésica con una relación $Mg/Mg+Fe=0.87-0.91$, y que la flogopita contiene pequeños porcentajes de Ti, Cr y Na, de modo análogo a las descritas previamente. Las plagioclasas encontradas en Tafart son muy ricas en calcio, con contenidos en anortita variables entre An_{85} y An_{91} (Tabit, com. pers.).

En un análisis publicado por Oen y Kieft (1974) muestra una lollingita con un contenido en Ni similar a las descritas en las mineralizaciones de La Gallega y Los Jarales, pero más rica en Co. Estos mismos autores describen también análisis de una aleación de Au y Cu, la cual contiene 88,35% en peso de Au y 11,0% de Cu.

En una muestra de Talambiden se ha encontrado un cristal cúbico de unas 35 μ , con una estructura zonada. El núcleo contiene Au y Ag, mientras que en la periferia está compuesto por Au y Cu. El Cu se concentra también hacia los planos de exfoliación del cristal (Fotos 108 a 110).

Contenido en metales nobles

Elementos del grupo del platino

Los contenidos en EGP de las cinco muestras analizadas (Tabla XV) dependen de dos factores: del porcentaje de arseniuros de níquel y del grado de alteración de la muestra.

En las tres muestras sin alterar, el contenido total de EGP varía desde 0,7 ppm en una muestra con 10% de arseniuros, a 5,16 y 4,53 ppm en muestras con un 65% y un 80% en volumen de arseniuros de níquel, respectivamente.

Los patrones normalizados a condritas de estas muestras (Fig. 42) son planos, excepto en la muestra con un 80% de arseniuros, en la cual se

Fig. 41.- Proyección de los contenidos de Zn, V y Ti de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni, en función de su relación X_{Mg} . Los símbolos usados son los mismos que en la Fig. 40. Se ha representado, por comparación, el campo composicional de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni de la Serranía de Ronda.

Tabla XV

Contenidos en EGP en las mineralizaciones tipo Cr-Ni de Beni Bousera (1000xppb)

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	As	100 Os+Ir+Ru		
											ΣEGP	ΣEGP	Pd/Ir
K5	400	620	1000	240	1500	1400	18000	8,32	28,20	37,10	5160	39	2,25
BB-13	57	77	140	27	190	220	11000	--	--	--	712	38	2,86
BB-16	350	300	700	-	1600	1500	11000	--	--	--	4530	30	5,00
BB-30	850	8400	8600	3000	14000	4700	47000	10,60	3,70	0,48	38550	46	0,56
BB-31	260	440	750	370	8600	2800	12000	11,60	3,55	0,63	13220	11	6,36

observa una pendiente positiva desde el Os al Pt, y un leve descenso hacia el Pd. Este patrón sugiere una fraccionación selectiva de los EGP en las dos fases principales que forman la asociación mineral, de forma que el Os, el Ir y el Ru se concentran preferentemente en la cromita (similar a lo que ocurre en los complejos ofiolíticos; Page et al., 1982; Barnes et al., 1985), mientras que el Pt y el Pd se concentran en los arseniuros de níquel. Estos patrones quedan reflejados igualmente en los valores de sus relaciones 100 Os+Ir+Ru/EGP y Pd/Ir (Tabla XV).

En las dos muestras alteradas pertenecientes a la zona superficial de la mina de Biatán, los contenidos en EGP son casi 10 veces más elevados (38,5 y 13,2 ppm) que en las muestras frescas anteriores. Aunque contienen escasos porcentajes de arseniuros de níquel (< 1% en volumen), el proceso de alteración ha lixiviado los arseniuros de níquel y ha reconcentrado los EGP, de forma que presentan una diseminación irregular de esperrilita y/o irasita.

Los patrones normalizados a condritas de estas muestras son irregulares, con una tendencia hacia una disposición plana (BB-30) (con relaciones $100 \text{ Os+Ir+Ru/EGP}=46$ y $\text{Pd/Ir}=0,56$), o bien con una pendiente positiva ($100 \text{ Os+Ir+Ru/EGP}=11$ y $\text{Pd/Ir}=6,36$). Estas diferencias en la geometría de los patrones está determinada por la naturaleza de los minerales con EGP existentes en las muestras: en la primera se ha encontrado esperrilita e irasita, mientras que en la segunda solo se ha observado esperrilita.

Oro

Los contenidos en Au varían de la misma forma que los EGP, en función del grado de alteración de las rocas. Las muestras sin alterar presentan unas concentraciones entre 11 y 18 ppm, mientras que en las alteradas los valores oscilan entre 12 y 47 ppm, dependiendo de la mayor o menor concentración de oro nativo.

Aunque se han encontrado aleaciones de Au y Ag, el contenido en este último metal se encuentra, en todas las muestras analizadas por debajo de 0,5 ppm.

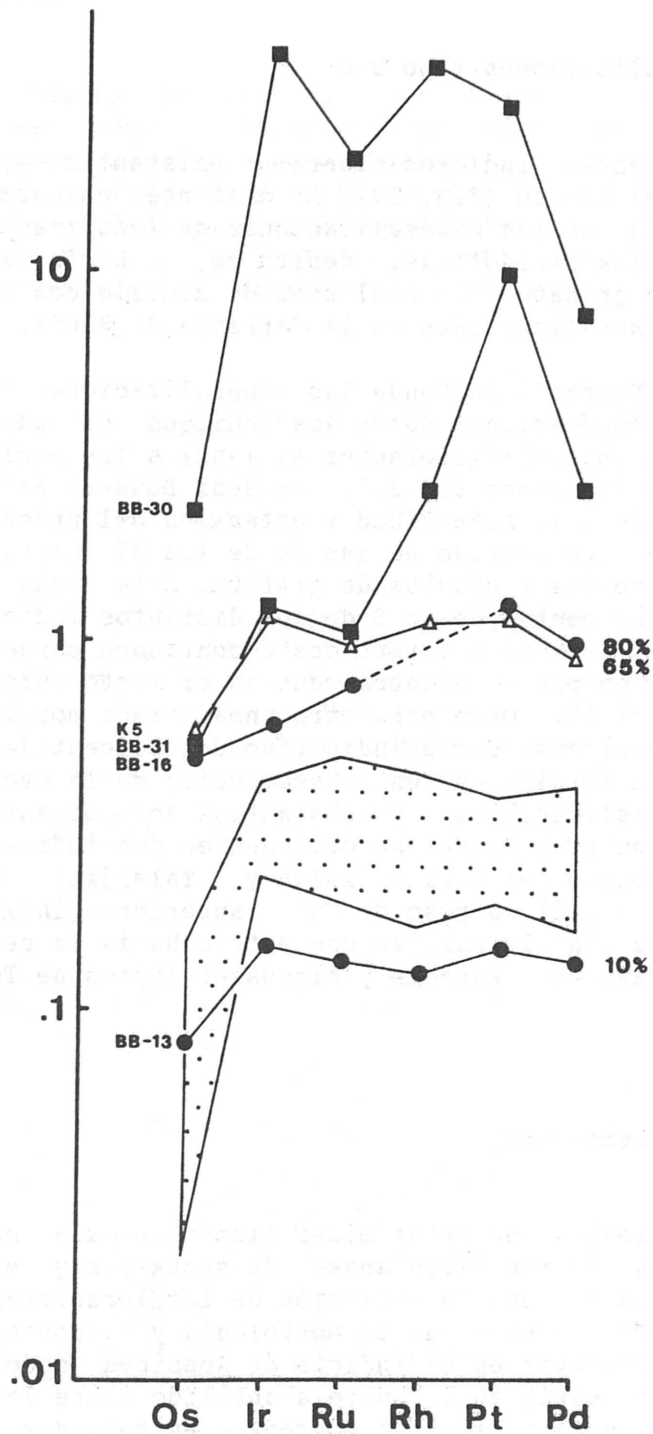


Fig. 42.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones de Cr-Ni de Beni Bousera. En punteado se indica el área ocupada por las muestras analizadas en la Serranía de Ronda. Las muestras K-5 y BB-16 proceden de la mina de Tafart, y la BB-13 de Talambiden. Las muestras BB-30 y BB-31 corresponden a zonas fuertemente alteradas de la mineralización de Biatán. Los porcentajes indicados al margen señalan la proporción de arseniuros de níquel en las muestras.

V.1.2.b. Mineralizaciones tipo S-G

Los diferentes indicios minerales existentes se distribuyen a lo largo de todo el macizo (Fig. 39). No obstante, en esta figura se observa que la mayoría de las mineralizaciones se localizan hacia las facies periféricas de las peridotitas, dentro de, o hacia la zona con capas de piroxenitas con granate, lo cual está de acuerdo con la distribución de este tipo de mineralizaciones en la Serranía de Ronda.

Si en la Serranía de Ronda las mineralizaciones tipo S-G mostraban una evolución composicional desde los indicios situados en las facies de lerzolititas con espinela (subfacies Seiland) a los enclavados en lerzolititas con granate (apartado III.2.), en Beni Bousera esta evolución no es tan clara debido a la intensidad y extensión del proceso de alteración. El resultado de este proceso es que 34 de los 37 indicios descritos están formados por limonita y nódulos de grafito. Este hecho se subraya teniendo en cuenta el contenido en S de los distintos indicios: solo los de Amasined, Mina del Rio y Tafart-oeste contienen porcentajes medios de S entre 10 y 30% en peso, mientras que en el resto estos porcentajes no suelen superar el 1%. Otro parametro enmascarado por la alteración es el contenido en Cu el cual sería indicativo del porcentaje de sulfuros de Cu en la asociación original y, en consecuencia, de la evolución composicional de las mineralizaciones. No obstante, los porcentajes mínimos de Cu (0.03 y 0.04% en peso de Cu) se obtienen en dos indicios situados claramente en el núcleo del macizo (Islan y Talarjan), mientras que los máximos (0,97 a 1,2% en peso de Cu), superiores incluso a los de las mineralizaciones sin alterar, se concentran hacia la periferia del macizo (indicios de Mahmoud, Karbous y Alsousse) (Datos de Telnov y Bakkali, 1979).

Morfología y dimensiones

Las morfologías de estas mineralizaciones son muy variables. En general exhiben formas filonianas, de stockwork y masas irregulares, siempre discordantes con la foliación de las lerzolititas encajantes. Un ejemplo muy característico de la morfología y disposición de estos cuerpos se puede observar en el indicio de Amasined dado su afloramiento excepcional (se sitúa en un suave acantilado sobre la costa norte del macizo). La mineralización se concentra en bolsadas lenticulares que pasan lateralmente a una disseminación de sulfuros en las peridotitas, y a una zona fuertemente brechificada. La extensión lateral de este cuerpo (con varias decenas de metros) y su potencia (inferior a 1 m) son semejantes a los del resto de los indicios. Telnov y Bakkali (1979) señalan que excepcionalmente las mineralizaciones se pueden seguir más de 100 m y que en zonas tectonizadas la potencia puede alcanzar valores de 2 y 3 m.

Los contactos entre la mineralización y las peridotitas encajantes son siempre netos y no tienen signos evidentes de alteración.

Mineralogía y texturas

Teniendo en cuenta las descripciones mineralógicas de Telnov y Bakkali (1979), así como las observaciones realizadas sobre muestras recogidas en diversos indicios representativos, se puede establecer que tanto desde el punto de vista composicional como textural, las mineralizaciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu y grafito del macizo de Beni Bousera son idénticas a las descritas en la Serranía de Ronda (apartado IV.3.3.b.). Se pueden señalar solo algunos aspectos particulares:

- En Beni Bousera no se conocen mineralizaciones ricas en sulfuros de Cu, sin grafito ni cromita, del tipo de las que afloran en el área del Arroyo de la Cueva (macizo de Ronda).
- No se han encontrado óxidos de Ti en ninguno de los indicios estudiados.
- En las mineralizaciones sin alterar, los minerales de la ganga más abundantes son la plagioclasa y la flogopita. Puntualmente aparecen piroxenos y olivino. En Mina del Rio se observa una distribución zonal, con mayor cantidad de plagioclasa y cromita hacia los hastiales y mayor concentración de flogopita hacia el centro (Fig. 42) La plagioclasa constituye agregados granulares redondeados de varios milímetros de diámetro (entre 1 y 4 mm), incluidos en la masa de sulfuros con diseminación de grafito, y contienen granos vermi-

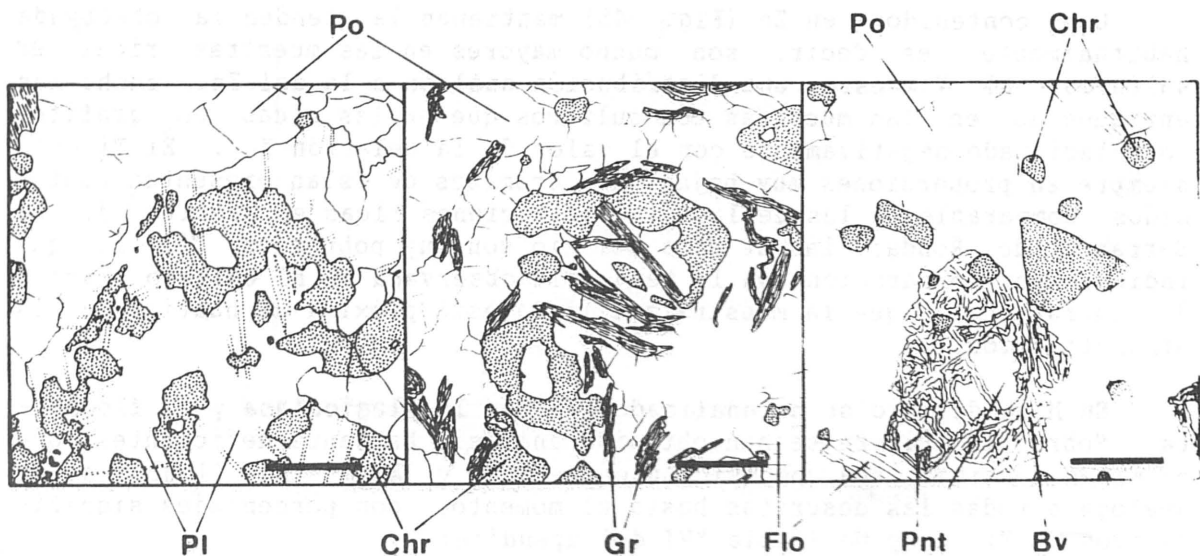


Fig. 43. Diferentes aspectos texturales de la mineralización en Mina de Rio. Pl.- plagioclasa; Chr.- cromita; Gr.- grafito; Flo.- flogopita Pnt.- pentlandita; Bv.- bravoita; Po.- pirrotina. La barra negra representa 0.3 mm.

culares de cromita fuertemente redisueltos (Fig. 43 A). La flogopita exhibe una textura poikilitica típica, con desarrollo de grandes cristales con numerosas inclusiones de sulfuros, grafito y cromita. En Amasined, la mineralización también se encuentra asociada a

honblendas en una zona fuertemente brechificada y localmente presenta unas concentraciones de cromita muy elevadas mostrando un aspecto textural análogo al de las mineralizaciones de Cr-Ni, aunque con sulfuros intergranulares en lugar de arseniuros (Fotos 102 y 103).

En los indicios del sector de Tasift se observan enclaves de piroxenitas con granate dentro de la masa de limonita.

Quimismo mineral

Se han analizado dos muestras de este tipo de mineralizaciones, una de Mina del Rio (sin alterar y pobre en grafito) y otra de Islam (alterada y rica en grafito). En la primera muestra la composición de la **cromita** está entre los siguientes márgenes: $\text{Cr}_2\text{O}_3=42-47\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=19-23\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0,21\%$; $\text{FeO}=27-29\%$; $\text{MgO}=3-5\%$; $\text{ZnO}=0,87-1,44\%$; $\text{V}_2\text{O}_3=1,97-2,16\%$; y $\text{TiO}_2=0,07-0,16\%$ en peso. En la segunda, la cromita es más rica en Cr y Mg y, sobre todo, está mucho más empobrecida en Zn y V: $\text{Cr}_2\text{O}_3=49-52\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3=17-20\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=0$; $\text{FeO}=21-26\%$; $\text{MgO}=5-6\%$; $\text{ZnO}=0,43-0,76\%$; $\text{V}_2\text{O}_3=0,61-0,63\%$; y $\text{TiO}_2=0,06-0,14\%$ en peso (apendice I).

Sobre un diagrama $Y_{\text{Cr}}-X_{\text{Mg}}$ (Fig. 44) se pone de manifiesto que las cromitas de las mineralizaciones de Beni Bousera presentan análogas relaciones X_{Mg} que sus equivalentes Béticas, pero con mayores porcentajes de Cr.

Los contenidos en Zn (Fig. 45) mantienen la tendencia observada habitualmente, es decir, son mucho mayores en las muestras ricas en sulfuros. El V muestra una distribución análoga a la del Zn, mucho más enriquecido en las muestras con sulfuros que en las ricas en grafito, correlacionado negativamente con el valor de la relación X_{Mg} . El Ti está siempre en proporciones muy bajas. Las cromitas de Islam presentan contenidos comparables a las de las mineralizaciones ricas en grafito de la Serranía de Ronda; las de Mina del Rio son muy pobres en Ti, lo que indica, por comparación con la tendencia observada en El Gallego (macizo de Carratraca) que la muestra analizada está próxima al hastial de la mineralización.

En Mina del Rio se ha analizado también la **plagioclasa** y la **flogopita**. Sobre la primera se han obtenido análisis bastante deficientes que permiten estimar una composición entre An_{70} y An_{80} . La flogopita es análoga a todas las descritas hasta el momento, con porcentajes significativos de Ti, Cr y Na (Tabla XVI del apendice).

Contenido en metales nobles

Elementos del grupo del platino

Se han analizado también muestras correspondientes a los indicios de Islam y Mina del Rio. El contenido en EGP es, en cualquier caso, inferior a 0,5 ppm, aunque la muestra más rica en grafito (Islam) es más pobre que

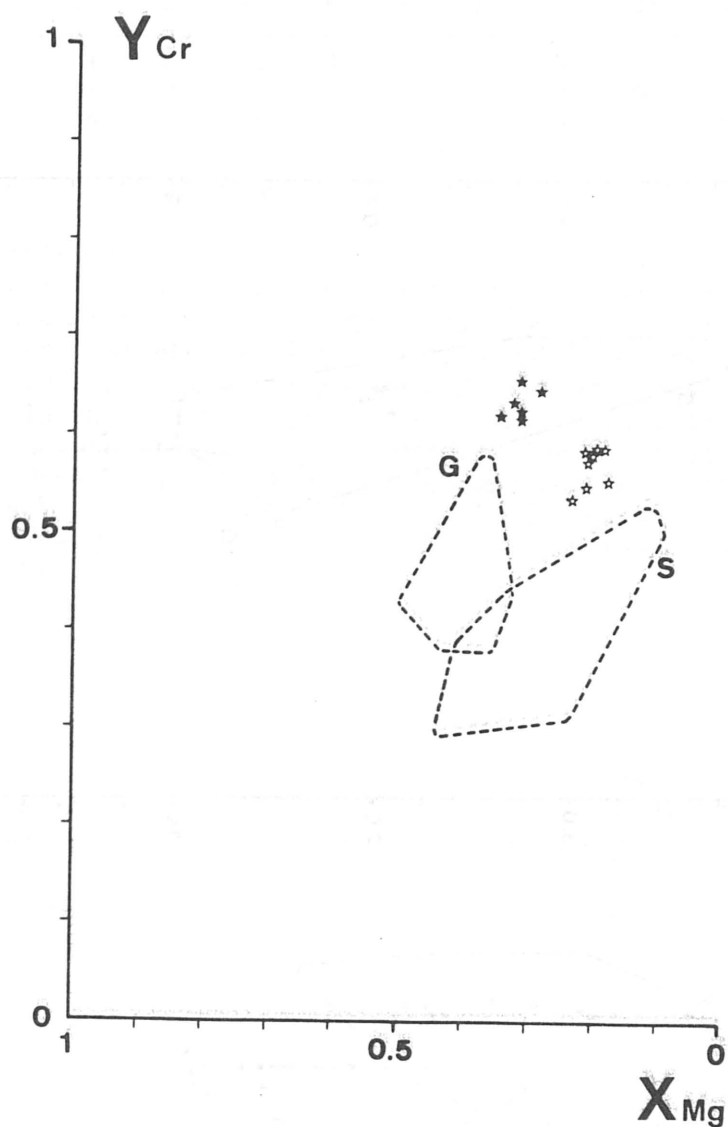


Fig. 44.- Proyección de la composición de la cromita de las mineralizaciones tipo S-G de Beni Bousera sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Islam: ★ . Mina del Rio: ☆ . En trazo discontinuo se han representado los campos composicionales de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G ricas en grafito (G) y de las ricas en sulfuros (S), de la Serranía de Ronda.



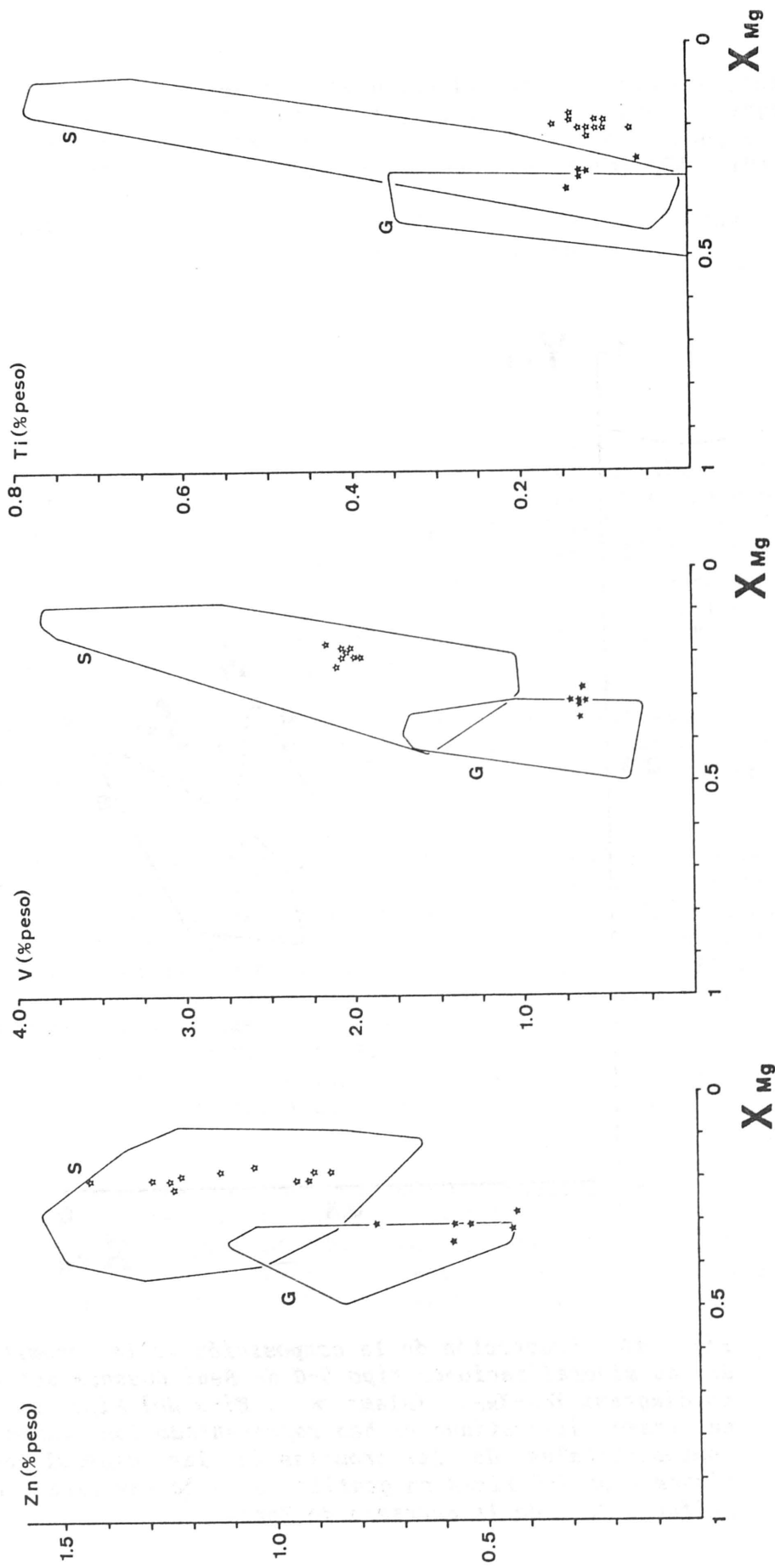


Fig. 45.

las compuestas esencialmente por sulfuros (Mina del Rio) (Tabla XVI).

Tabla XVI

Contenidos en EGP en las mineralizaciones tipo S-G de Beni Bousera (1000xppb)

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	$\frac{100(Os+Ir+Ru)}{\Sigma EGP}$	$\frac{Pd}{Ir}$
BB-28	14	13	15	4	8	83	20	117	6,38
I-4	11	20	36	16	77	267	68	427	13,35
I-5	<8	16	26	8	<3	140	32	200	8,75

Los patrones normalizados a condritas de los dos tipos de indicios son diferentes (Fig. 45). En la muestra con grafito, el patrón presenta una suave pendiente negativa con unas relaciones $100 Os+Ir+Ru/EGP$ y Pd/Ir iguales, respectivamente, a 36 y 6,38. Las muestras con sulfuros, por el contrario, exhiben patrones con una fuerte pendiente positiva desde el Os al Pd (con la excepción de una fuerte anomalía negativa en Pt en la muestra I-5) comparable a la que presentan las muestras de El Gallego (macizo de Carratraca) y las mineralizaciones de sulfuros de Ni-Cu magmáticos (Barnes et al., 1985) aunque con concentraciones muy por debajo de estas últimas. Sus relaciones $100 Os+Ir+Ru/EGP$ y Pd/Ir medias son 20,5 y 11,05, respectivamente.

Oro

El contenido en Au es extremadamente bajo (siempre está por debajo de 0.01 ppm) y se distribuye de forma análoga a los EGP, es decir, es mayor en las muestras ricas en sulfuros que en las ricas en grafito.

Telnov y Bakkali (1979) señalan concentraciones de hasta 10 ppm de Ag en algunos indicios.

Fig. 45.- Proyección de los contenidos de Zn, V y Ti de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G en función de su relación X_{Mg} . Los símbolos utilizados son los mismos que los de la Fig. 44. Se han representado también los campos composicionales de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G ricas en grafito (G) y ricas en sulfuros (S) de la Serranía de Ronda.

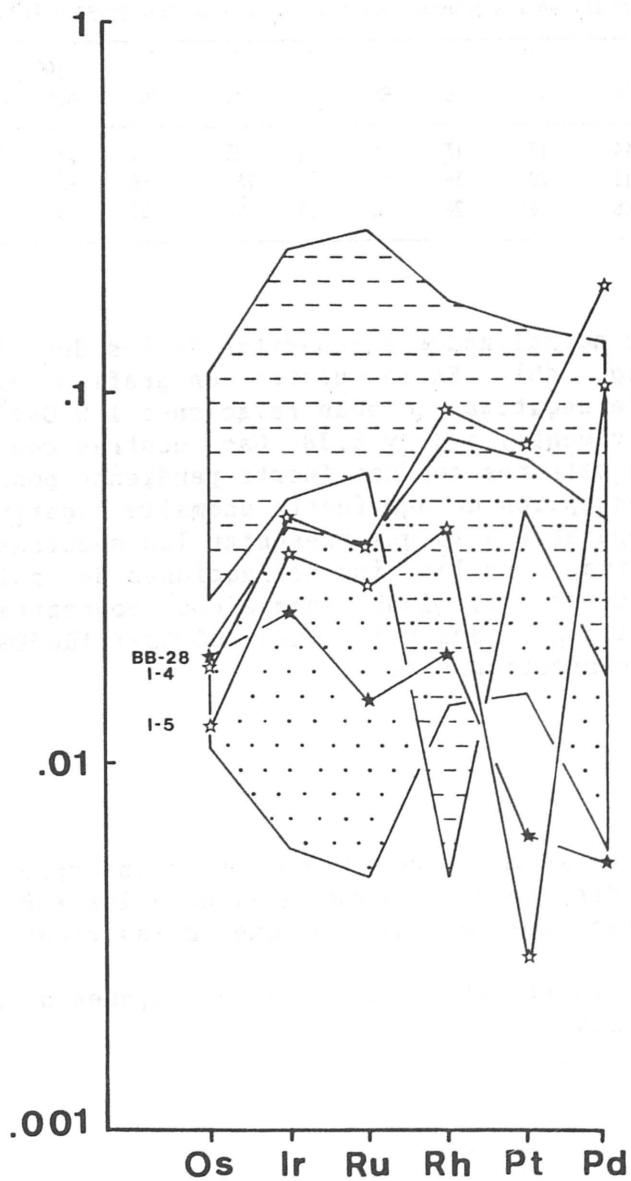


Fig. 46.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones tipo S-G de Beni Bousera. La zona rallada representa el área ocupada por las muestras alteradas de las mineralizaciones tipo S-G de la Serranía de Rond y la zona punteada corresponde a las muestras frescas. La muestra BB-28 procede de Islam (alterada) y las I-4 e I-5 de Mina del Rio.

V.2. MACIZO DE COLLO

El macizo de Collo aflora en la zona septentrional de la Pequeña Kabylia (Argelia) entre la ciudad del mismo nombre y el Cabo Bougaroum (Fig. 47). Está compuesto por peridotitas bastante serpentinizadas y gneises y migmatitas, los cuales contienen cuerpos lenticulares de mármoles. Las relaciones geométricas de los diferentes tipos litológicos están muy modificadas debido a un complejo sistema de fracturas. Este conjunto litológico constituye el denominado zócalo de Cap Bougaroum (Bouillin y Kornprobst, 1974; Bouillin, 1977) y está recubierto por granitos miocenos, excepto en su contacto meridional donde se coloca sobre los materiales volcánicos y sedimentarios que rellenan la cuenca de Collo mediante superficies de falla inversa. El macizo de peridotitas y gneises fué interpretado inicialmente como el basamento de los materiales que componen las zonas más septentrionales del zócalo de la Pequeña Kabylia (Bouillin, 1977).

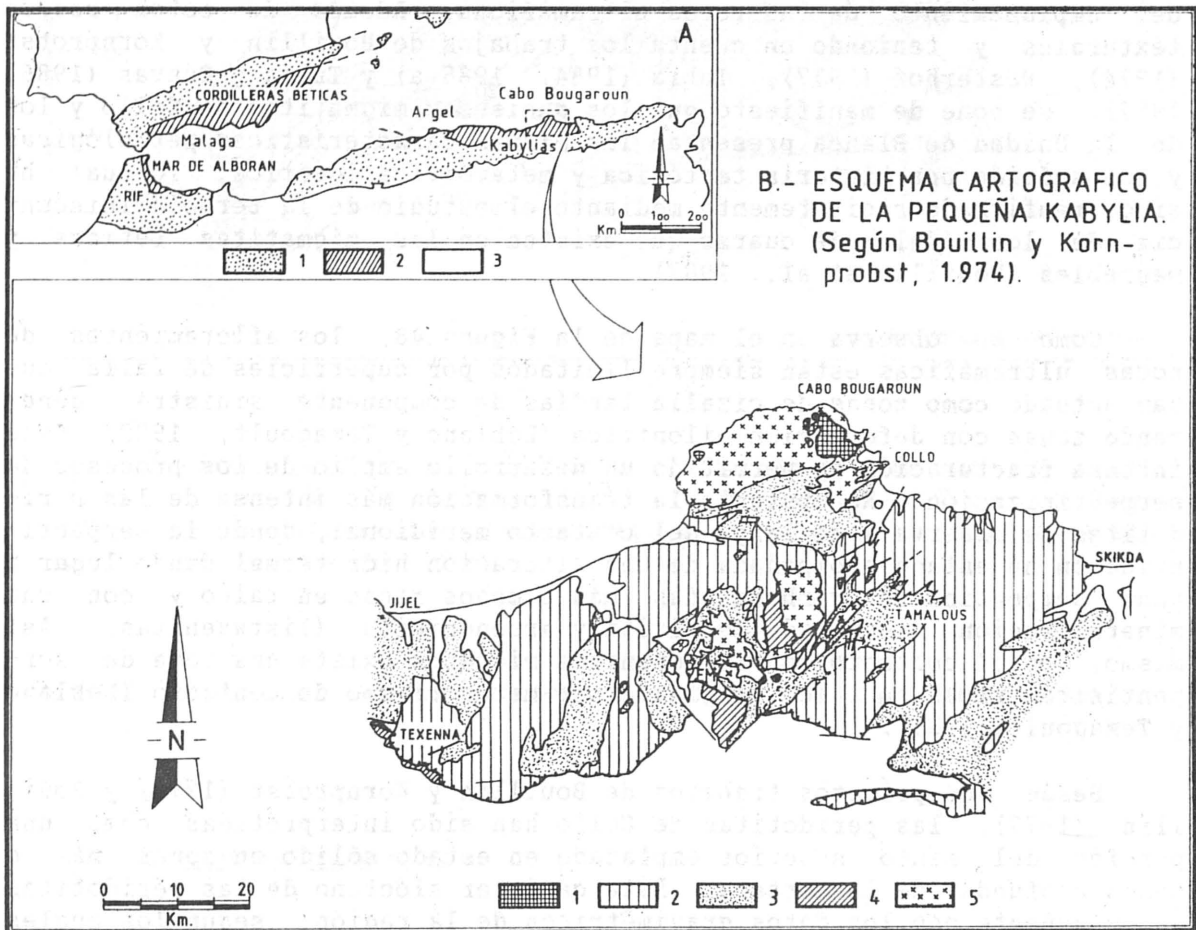


Fig. 47.- Localización del macizo de Collo. A) Esquema cartográfico de las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental. 1.- Zonas Externas; 2.- Zonas Internas; 3.- Antepais Iberico y Africano (Bouillin et al., 1987). B) Mapa geológico esquemático de la Pequeña Kabylia. 1.- Macizo de Collo; 2.- zócalo de la Pequeña Kabylia; 3.- Materiales sedimentarios (Oligoceno-Mioceno); 4.- Mesozoico epimetamórfico; 5.- granitos y microgranitos miocenos. (Bouillin y Kornprobst, 1974).

Las características texturales y las asociaciones minerales de las rocas metasedimentarias que aparecen asociadas a las peridotitas de Collo reflejan una evolución termodinámica compleja. En las metapelitas Bouillin y Kornprobst (1974) describen esta evolución a partir de una fase inicial de alta presión y alta temperatura que origina un metamorfismo dentro de las facies de granulitas, con la formación de la asociación feldespatos potásico + granate. Posteriormente tiene lugar una fase de baja presión y alta temperatura, responsable de la asociación feldespatos potásico + cordierita. La etapa final coincide con una fase tectónica importante que desarrolla texturas bastomiloníticas en unas condiciones metamórficas variables desde las facies de granulitas de baja presión hasta las facies de anfibolitas. En los mármoles, la existencia de las asociaciones clinopiroxeno-grosularia-cuarzo-titanita y epidota-clinopiroxeno, es compatible con una sucesión de etapas metamórficas idéntica a la descrita. Las migmatitas presentan una característica textura granoblástica como resultado de una cristalización en condiciones estáticas y suelen contener enclaves de forma análoga a las que afloran en la Unidad de Blanca (Serranía de Ronda) justo bajo la lámina de peridotitas y, al igual que estas, han debido generarse como consecuencia del emplazamiento de las rocas ultramáficas. Además de estos rasgos texturales y teniendo en cuenta los trabajos de Bouillin y Kornprobst (1974), Westerhof (1977), Tubía (1984, 1985 a) y Tubía y Cuevas (1986, 1987), se pone de manifiesto que los gneises y migmatitas de Collo y los de la Unidad de Blanca presentan las mismas características petrológicas y han sufrido una historia tectónica y metamórfica idéntica, lo cual ha sido reafirmado recientemente mediante el estudio de la termoluminiscencia de los nódulos de cuarzo que existen en las migmatitas béticas y magrebies (Bouillin et al., 1987).

Como se observa en el mapa de la Figura 48, los afloramientos de rocas ultramáficas están siempre limitados por superficies de falla que han actuado como zonas de cizalla tardías de componente sinistra, generando zonas con deformación milonítica (Leblanc y Temagoult, 1989). Esta intensa fracturación ha permitido un desarrollo amplio de los procesos de serpentinización. No obstante la transformación más intensa de las peridotitas se observa a lo largo del contacto meridional, donde la serpentinización ha estado acompañada de una alteración hidrotermal dando lugar a unas serpentinitas carbonatadas más o menos ricas en talco y con una mineralización diseminada de pirita y arsenopirita (listwaenitas). Así mismo, en el contacto con los granitos miocenos existe una zona de serpentinitas ricas en talco originada por metamorfismo de contacto (Leblanc y Temagoult, 1989).

Desde los primeros trabajos de Bouillin y Kornprobst (1974) y Bouillin (1977), las peridotitas de Collo han sido interpretadas como una porción del manto superior emplazado en estado sólido en zonas más o menos profundas de la corteza. Este carácter alóctono de las peridotitas es congruente con los datos gravimétricos de la región, según los cuales las peridotitas parecen "flotar" sobre los gneises y migmatitas (Bouillin, 1977).

Misseri (1987) describe una estructura interna penetrativa en las peridotitas definida por una foliación subvertical de dirección N-S e interpreta tal estructura como el resultado de un proceso de flujo plástico en el manto, en una zona de rif oceánico de expansión lenta orientado en dirección N-S. Para este autor la abertura del "rift" fué anterior

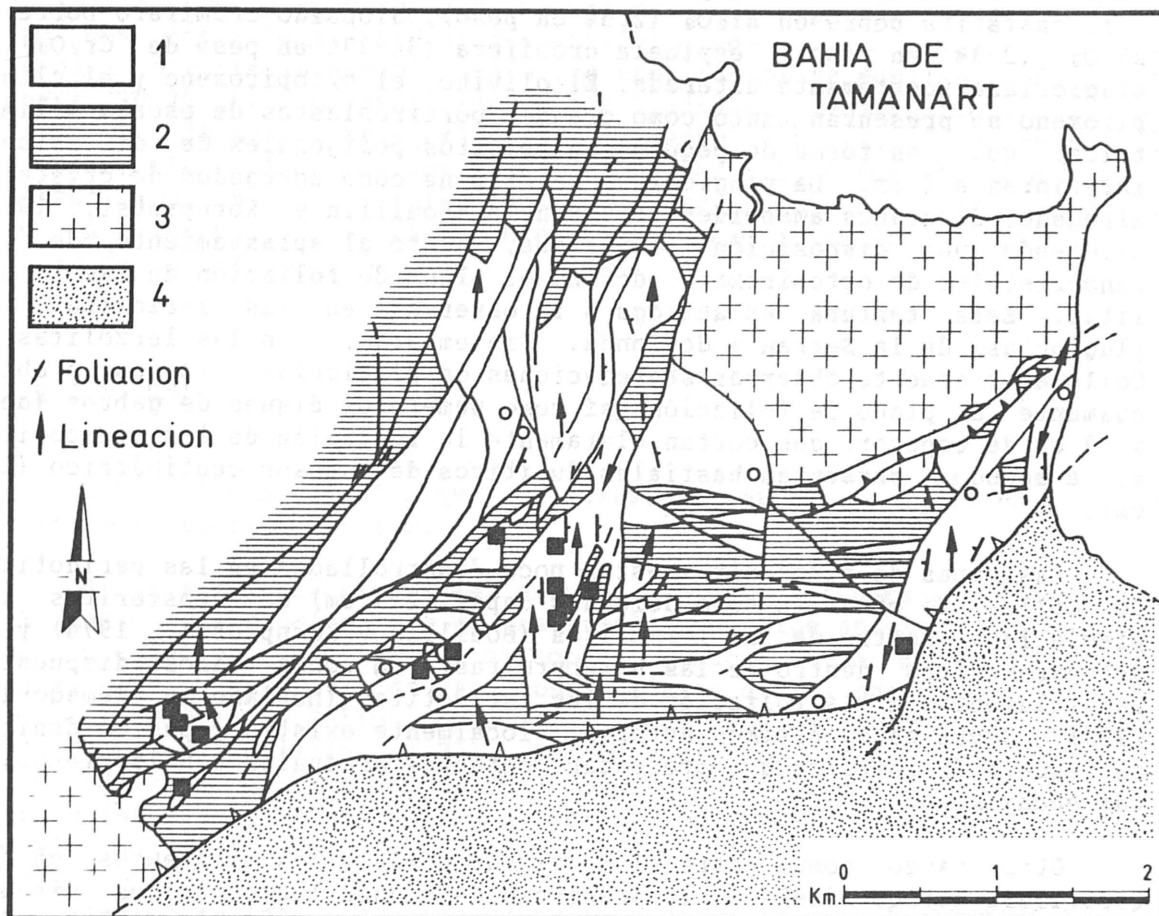


Fig. 48.- Mapa del macizo de Collo y localización de los indicios de cromita: pods.- ■ y cantos sueltos: ○ ; según Leblanc y Temagoult (1989). 1.- Lherzolitas con plagioclasa. 2.- Gneisses. 3.- Granitos miocenos. 4.- Sedimentos miocenos.

o casi contemporánea del metamorfismo de las rocas metasedimentarias adyacentes.

V.2.1. Rasgos petrológicos

V.2.1.a. Composición

Las rocas ultramáficas representadas en el macizo de Collo son lherzolitas con pequeñas cantidades de harzburgitas y dunitas (Leblanc y Temagoult, 1989). En este macizo no se observa ningún tipo de zonación en las facies minerales de las lherzolitas ya que, en todos los casos, se trata de lherzolitas con plagioclasa.

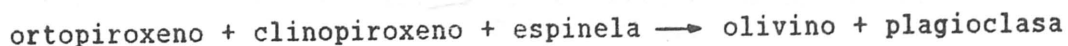
Siguiendo la descripción realizada por Leblanc y Temagoult (1989), estas lertzolitas están compuestas por olivino rico en fosterita ($FO_{89,5-91}$), enstatita pobre en Al_2O_3 (2,5% en peso), diópsido cromífero pobre en Al_2O_3 (2-3% en peso), espinela cromífera (34-39% en peso de Cr_2O_3) y plagioclasa fuertemente alterada. El olivino, el ortopiroxeno y el clinopiroxeno se presentan tanto como grandes porfiroblastos de escala milimétrica, como en forma de pequeños neoblastos poligonales de dimensiones inferiores a 1 mm. La plagioclasa se dispone como agregados de cristales alrededor de granos ameboides de espinela (Bouillín y Kornprobst, 1974) siguiendo una disposición planar que, junto al aplastamiento de los fenocristales de ortopiroxeno, define el plano de foliación de las lertzolitas. Esta textura es análoga a la observada en las lertzolitas con plagioclasa de la Serranía de Ronda. Sin embargo, en las lertzolitas de Collo es frecuente observar segregaciones de plagioclasa dispuestas oblicuamente al plano de foliación así como numerosos diques de gabros (de 1 a 3 cm de espesor) que cortan claramente la foliación de las lertzolitas y, a menudo, presentan hastiales duníticos de espesor centimétrico (2-4 cm).

Las capas de piroxenitas están poco desarrolladas en las peridotitas de Collo. Se observan solo delgadas capas (2-3 cm) de websteritas con plagioclasa dentro de las lertzolitas (Bouillín y Kornprobst, 1974) y de ortopiroxenitas dentro de las harzburgitas, en ambos casos dispuestas paralelamente a la foliación de las peridotitas (Leblanc y Temagoult, 1989). Según estos últimos autores, localmente existen capas de dunitas de escala decimétrica que presentan contactos graduales con las lertzolitas encajantes.

Otro rasgo común entre el macizo de Collo y los existentes en la Cordillera Bético-rifeña es la presencia de diques leucocráticos discordantes tanto a las peridotitas como a los gneises. Bouillín (1977) señala, sin embargo, que estas rocas están afectadas por la misma foliación que afecta a las peridotitas.

V.2.1.b. Trayectorias P/T

Para Bouillín y Kornprobst (1974), las relaciones texturales entre la espinela y la plagioclasa indican que este último mineral se ha originado a partir del primero mediante una reacción subsólidas del tipo:



En consecuencia, las lertzolitas con plagioclasa de Collo serían el resultado del reequilibrio en condiciones crustales profundas (con una presión de unos 8 kb) de unas lertzolitas con espinela preexistentes. Este modelo es análogo al propuesto por Obata (1980) para las lertzolitas con plagioclasa del macizo de Ronda.

Anteriormente se ha señalado la existencia de segregaciones de plagioclasa oblicuas a la foliación y diques de gabros discordantes respecto a dicha superficie. Estos elementos exstructurales son difícilmente explicables sin el concurso de un pequeño porcentaje de líquido

intersticial. En este sentido, Leblanc y Temagoult (1989) interpretan las lertzolitas con plagioclasa del macizo de Collo a partir de unas lertzolitas con espinela que han sido sometidas a una pequeña tasa de fusión parcial durante su ascenso desde las condiciones de equilibrio de estas rocas (10-20 kb). La migración de los líquidos generados fué mínima, de forma que la mayor parte cristalizó "in situ". Un pequeño porcentaje de líquido, sin embargo, se movilizó y dió lugar a la formación de diques de gabros con un residuo refractario dunitico en los hastiales. Todo el conjunto recrystalizó finalmente a unas temperaturas de 900-950°C y a menos de 9 kb de presión.

V.2.1.c. Edad

Sobre los materiales que constituyen el macizo de Collo no existen dataciones geocronológicas.

Según las conclusiones del estudio geológico de Durand-Delgá (1951), el metamorfismo del zócalo de las Kabylas ha sido anterior al depósito de unos sedimentos silúricos discordantes datados con graptolites. Una consecuencia inmediata de esta conclusión es que el basamento de dicho zócalo (macizo de Collo) representaría una corteza antigua muy anterior al Silúrico (Bouillin, 1977). Estos resultados, sin embargo están en contradicción con las fuertes homologías petrológicas y tectonometamórficas existentes entre el macizo de Collo y los macizos Betico-rifeños, los cuales han sido datados como alpinos (~20-22 Ma.).

Por otro lado, algunas dataciones realizadas en los materiales del zócalo de la Gran Kabylia evidencian una historia Eoalpina (85-95 Ma) (Monié, 1984) o incluso más reciente (38-22 Ma) (Peucat y Bossiere, 1980). Estos últimos autores señalan, además, la existencia de un metamorfismo y plutonismo de edad Hercínica en esta región.

Bouillin et al. (1987) señalan que tanto las peridotitas de Collo como las de la Serranía de Ronda se emplazaron contemporaneamente durante la orogenia Alpina, con anterioridad a la transgresión del Oligoceno Superior, la cual es responsable del comienzo de formación de las cuencas mediterráneas.

V.2.2. Rasgos metalogénicos

Leblanc y Temagoult (1989)* señalan la existencia de 25 indicios de cromita en las lertzolitas de Collo, entre los cuales 17 corresponden a mineralizaciones "in situ" mientras que el resto son cantos sueltos.

* La mayor parte de los datos que se exponen a continuación están extraídos esencialmente de este trabajo, aunque no se vuelva a citar con el fin de hacer más fluida la descripción.

Estas mineralizaciones presentan una **morfología** podiforme aunque puede observarse cromita diseminada o en nódulos y, en todos los casos se alinean paralelamente a la foliación de las lertzolitas encajantes. Estos cuerpos suelen mostrar signos evidentes de deformación plástica y, a menudo, exhiben una envolvente dunitica, la cual está separada de las lertzolitas con plagioclasa por capas lenticulares de ortopiroxenitas. Sus **dimensiones** son reducidas, de escala métrica a decamétrica. El cuerpo más grande encontrado mide 30x15x10 m.

La **asociación mineral** es muy simple. Está compuesta por cromita masiva, con ganga de ortopiroxeno y clinopiroxeno, junto a algunos anfíboles de alteración. La cromita suele mostrar granos aplastados y estirados con numerosas fracturas de "pull-apart" rellenas de piroxenos, y presenta diminutas inclusiones euhédritas de diópsido, olivino, pargasita y flogopita sódica.

Los clinopiroxenos suelen mostrar exsoluciones de otro clinopiroxeno y, a menudo, presenta los bordes de grano transformados a anfíbol (edenita-hornblenda o tremolita-richterita).

Los minerales de alteración más frecuentes son clorita y serpentina.

Esta asociación mineral, así como la geometría de los cuerpos minerales, su relación con las rocas encajantes y las facies minerales de tales rocas encajantes son perfectamente comparables con las que presentan las mineralizaciones tipo Cr de la Serranía de Ronda, especialmente con las mineralizaciones que afloran en el área del Arroyo de Los Caballos.

El **quinismo** de la cromita y de los piroxenos asociados es igualmente comparable. La cromita presenta una composición variable entre: $Cr_2O_3=44-57\%$; $Al_2O_3=16-26\%$; $Fe_2O_3=2-4\%$; $FeO=12-16\%$; $MgO=13-16\%$ en peso (Fig. 49). Es muy significativo señalar que estas cromitas no contienen cantidades minoritarias de Zn ni V, y que la proporción de TiO_2 está siempre por debajo de 0,5% en peso. El clinopiroxeno es un diópsido cromífero (con 1-1,5% en peso de Cr_2O_3) con proporciones diferentes de Al en los cristales con exsoluciones: el porcentaje en peso de Al_2O_3 es mayor en el clinopiroxeno alojante (2,4-3,9%) que en la fase huesped (1,5-2%). El ortopiroxeno muestra una composición de enstatita pobre en alumina (< 2% en peso de Al_2O_3).

El contenido en **EGP** es muy bajo (< 0,5 ppm), por debajo de los valores encontrados en las mineralizaciones equivalentes en la Serranía de Ronda, excepto en una muestra puntual donde dicho contenido supera los 4 ppm. En la Figura 50 se observa que el patrón normalizado a condritas de los EGP presenta una fuerte pendiente negativa, con una ausencia constante de Pt. Los valores medios de las relaciones 100 Os+Ir+Ru/EGP y Pd/Ir (86 y 0,3 respectivamente) también reflejan el fuerte empobrecimiento en Rh, Pt y Pd. Esta distribución de los EGP queda plenamente justificada teniendo en cuenta que Jedwab y Temagoult (en preparación) han identificado numerosas inclusiones de sulfuros de Os, Ir y Ru en las cromitas.

El contenido en **oro** es igualmente muy bajo, estando siempre por debajo de 0,003 ppm.

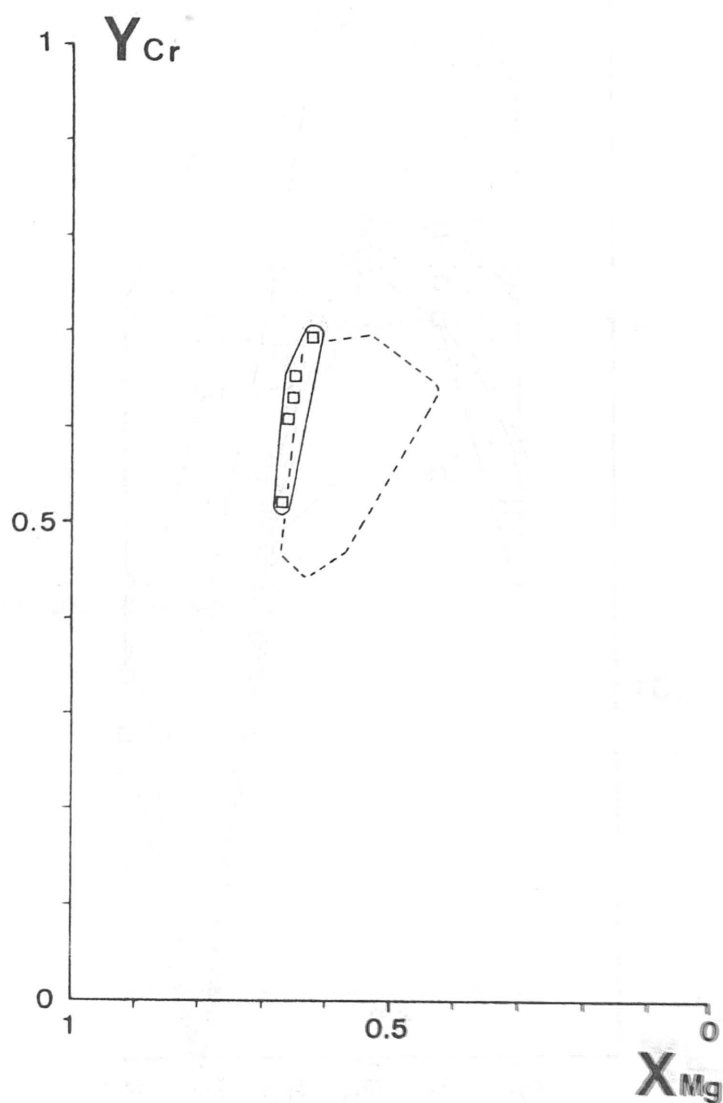


Fig. 49.- Proyección de la composición de la cromita de las mineralizaciones tipo Cr de Collo. En trazo discontinuo se ha representado el campo composicional de las cromitas de este mismo tipo de la Serranía de Ronda.

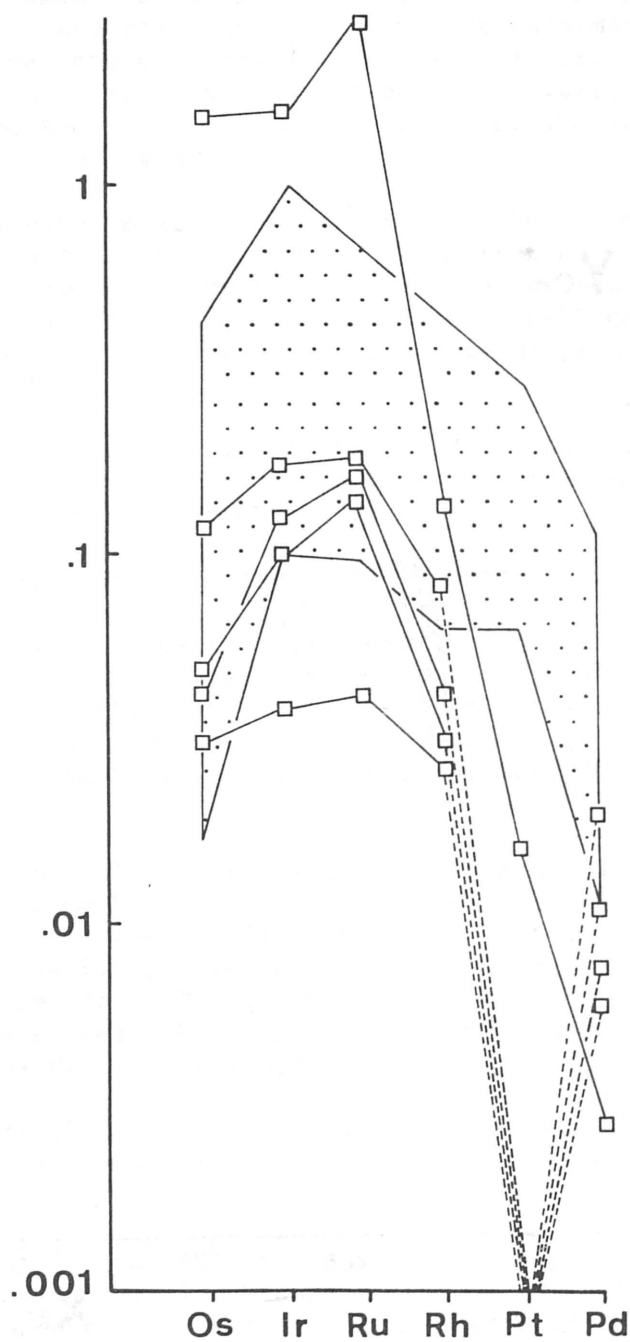


Fig. 50.- Patrones normalizados a condritas de las mineralizaciones tipo Cr de Collo (Leblanc y Temagoult, 1989). El área punteada representa las muestras de mineralización del tipo Cr de la Serranía de Ronda.

VI

EVOLUCION COMPOSICIONAL DE LAS MINERALIZACIONES

En el apartado IV.2. se ha señalado que los diversos tipos de mineralizaciones se distribuyen espacialmente de acuerdo con las facies minerales de las lertzolitas encajantes. Teniendo en cuenta las características de los mismos, así como sus rasgos mineralógicos y químicos comunes, se observa una clara evolución composicional desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con plagioclasa hasta las enclavadas en lertzolitas con granate. En esta evolución se considerarán, de forma paralela, las mineralizaciones tipo Cr-Ni y S-G de Beni Bousera y las del tipo Cr de Collo.

VI.1. VARIACIONES EN LA COMPOSICION MINERALOGICA

En el conjunto de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni, las variaciones más importantes se refieren al valor de la relación arseniuros/cromita, y a la aparición de nuevas fases en la asociación mineral (Tabla XVII).

Dentro de las lertzolitas con plagioclasa, en los cuerpos podiformes de cromita del área del arroyo de los Caballos así como en los del macizo de Collo, las cromitas están asociadas exclusivamente a ortopiroxeno y clinopiroxeno y solo contienen diminutas inclusiones de sulfuros de Os, Ir y/o Ru. En otras mineralizaciones como Mina Baeza y el Arroyo de la Cala (situada ya en el contacto entre lertzolitas con plagioclasa y lertzolitas con espinela), la cromita se encuentra asociada a ortopiroxenitas y los arseniuros de níquel llegan a representar hasta un 2% en el volumen total de menas. Entre los arseniuros de níquel predomina la maucherita, aunque puntualmente aparece niquelina.

En las lertzolitas con espinela (subfacies Seiland), las mineralizaciones de El Lentisco, El Nebral y El Sapo contienen porcentajes de arseniuros de níquel que se pueden estimar entre el 5 y el 10% del volumen total de menas, y la relación niquelina/maucherita es mucho mayor que en las mineralizaciones tipo Cr. En todos estos indicios, el único mineral primario en la ganga sigue siendo el ortopiroxeno. Las mineralizaciones de Beni Bousera encajan también en este tipo de facies, quizás muy próximas o dentro de la zona con subfacies Ariegita. En ellas los porcentajes medios de arseniuros de níquel están entre el 20 y 30%, con muestras en las que este valor alcanza hasta un 80%. Además de contener niquelina y maucherita, contienen otros arseniuros y sulfoarseniuros, así como diminutos granos de oro nativo. Otro rasgo significativo es la existencia de cordierita en uno de los indicios (Talambiden) y de plagioclasa en otro (Tafart) dentro de la asociación mineral.

En las mineralizaciones encajadas en lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita), así como en el único indicio encajado en lertzolitas con granate (La Gallega), las características composicionales son idénticas a las descritas para las mineralizaciones de Beni Bousera con algunos rasgos distintivos:

- en la mina San Juan, la cromita y los arseniuros de níquel están asociados a clinopiroxeno o a cordierita con plagioclasa, flogopita y apatito;

Tabla XVII

Distribución de los diferentes indicios estudiados en relación con las facies minerales de las lertzolitas encajantes

Facies minerales de las rocas encajantes	Mineralizaciones Cr y Cr-Ni		Mineralizaciones S-G	
	Indicios	Asociación mineral	Indicios	Asociación mineral
Lertzolitas con Granate	La Gallega	Chr-Nc-Opx + Chr-Nc-Cd	Arroyo de la Cueva	Sulf
	San Agustín	Chr-Nc-Cd	El Gallego	Sulf-Chr-Gr
Lertzolitas con espinela Subfacies Ariegita	Los Jarales	Chr-Nc-Cpx + Chr-Nc-Cd	Los Pobres	Gr-Sulf-Chr
	Talambiden	Chr-Nc-Opx + Chr-Nc-Cd	Mina Marbella	Gr-Sulf-Chr
Lertzolitas con espinela Subfacies Seiland	Biatán	Chr-Nc-Opx	Amasined	Sulf-Chr-Gr
	Tafrt	Chr-Nc-Opx	Mina del Río	Sulf-Chr-Gr
	El Sapo	Chr-Nc-Opx	Islam	Gr-Chr-(Sulf)
	El Nebral	Chr-(Nc)-Opx		
	El Lentisco	Chr-(Nc)-Opx		
Lertzolitas con Plagioclasa	Arroyo de la Cala	Chr-Opx		
	Mina Baeza	Chr-Opx		
	Arroyo de los Caballos	Chr-Cpx-Opx		

Chr.- cromita; Nc.- niuelina; Opx.- ortopiroxeno; Cpx.- clinopiroxeno; Cd.- cordierita; Gr.- grafito; Sulf.- sulfuros de Fe-Ni-Cu. Los paréntesis indican que el mineral se encuentra en cantidades muy pequeñas.

- la cordierita es mucho más abundante en los diferentes indicios de la Serranía de Ronda, de forma que en algunos (San Agustín y El Inglés) no existen piroxenos en la asociación mineral;
- en todas las minas se encuentran porcentajes minoritarios de rutilo y/o ilmenita en la asociación mineral.

En resumen se puede establecer que desde las mineralizaciones encajadas en lertzolitas con plagioclasa, hasta las encajadas en lertzolitas con granate aumenta, de forma irregular, la relación arseniuros/cromita, aumenta la variedad de fases minerales dentro de los arseniuros, y aparecen óxidos de titanio y fases ricas en sílice y alumina (cordierita, plagioclasa y flogopita) en los indicios situados en posiciones más distales.

En las mineralizaciones tipo S-G, la evolución composicional está peor definida. No obstante, las que aparecen encajadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) suelen mostrar porcentajes en grafito muy elevados (> 50%), los cuales llegan a alcanzar valores superiores al 90% tanto en mineralizaciones alteradas (Mina Marbella y El Aguila) como en aquellas donde se conserva la asociación primaria (Mina del Río, Telnov y Bakkali, 1979). Estas mineralizaciones son ricas en pirrotina, pentlandita y cromita y solo contienen cantidades minoritarias de calcopirita y cubanita. Hacia las facies más periféricas (subfacies Ariegita y facies de lertzolitas con granate) las mineralizaciones contienen menores proporciones de grafito y cromita, y aumenta la relación calcopirita-cubanita/pirrotina-pentlandita. En el caso más extremo (mineralizaciones del área del arroyo de la Cueva) la asociación mineral presenta una relación calcopirita-cubanita/pirrotina-pentlandita igual o superior a la unidad, contiene cantidades relativamente importantes de esfalerita, carece de grafito y cromita y exhiben una aureola de alteración hidrotermal en la peridotita encajante.

Esta tendencia se encuentra enmascarada en diversos indicios ya que los mismos cuerpos minerales están fuertemente zonados. Un caso típico bien conocido está representado en la mina El Gallego, donde existe una zonación composicional según la cual: hacia los hastiales se concentra la cromita asociada a grafito, pirrotina, pentlandita y pequeños cristales tabulares de vermiculita (probablemente como resultado de la alteración de piroxenos preexistentes); mientras que hacia el centro de la masa de sulfuros va disminuyendo la proporción de cromita a medida que aumenta la de rutilo (las muestras más ricas en rutilo no contienen cromita), son muy abundantes los grandes cristales poikilíticos de flogopita, disminuye la cantidad de grafito y aumenta la proporción de sulfuros de cobre (calcopirita y cubanita).

Las observaciones anteriores indican que las variaciones en la composición mineralógica de las mineralizaciones tipo S-G tienen lugar tanto a la escala de la distribución espacial de los diferentes indicios, como dentro de los cuerpos minerales individuales y, en ambos casos, tales variaciones se caracterizan por un aumento irregular de la relación sulfuros/grafito, un enriquecimiento progresivo en sulfuros de cobre en detrimento de los porcentajes de pirrotina y pentlandita, y un empobrecimiento en cromita.

VI.2. TENDENCIAS DE EVOLUCION QUIMICA

Analizando las mineralizaciones en su conjunto y, teniendo en cuenta los parámetros químicos que muestran variaciones significativas (composición de la cromita, composición del ortopiroxeno, contenido en EGP y Au las enclavadas en lertzolitas con plagioclasa hasta las enclavadas en lertzolitas con granate. Esta polaridad en las variaciones de composición química complementa la evolución mineralógica expuesta anteriormente y subraya la estrecha relación existente entre los diferentes tipos de mineralizaciones y las facies minerales de las peridotitas en las que encajan.

VI.2.1. Cromita

Mineralizaciones tipo Cr-Ni y Cr.

En este mineral, las tendencias de evolución química están muy bien definidas. Como se ha señalado en los capítulos precedentes, las relaciones Y_{Cr} y X_{Mg} de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni descienden progresivamente desde las encajadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) a las encajadas en lertzolitas con granate. Esta tendencia general está interrumpida en la mina San Juan. En este caso si bien las cromitas poligonales asociados a cordierita presentan una composición de acuerdo con su localización espacial dentro del esquema de zonación de facies, en las cromitas esqueléticas asociadas a plagioclasa y flogopita, las relaciones Y_{Cr} crecen progresivamente a medida que la plagioclasa se enriquece en Na.

Si se compara el quimismo de las cromitas de las mineralizaciones de Cr-Ni con el de otros depósitos bien conocidos a escala mundial se ponen de manifiesto varios hechos significativos:

- Sobre un diagrama Y_{Cr} - X_{Mg} (Fig. 51) la composición de las cromitas de las mineralizaciones de cromita-arseniuros de ni-

Fig. 51.- Campos composicionales de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni en comparación con los de las cromitas de otros depósitos a escala mundial. O.- Cromitas podiformes y cromitas diseminadas en las rocas ultramáficas basales de los complejos ofiolíticos. La flecha indica la variación composicional desde las lertzolitas a las harzburgitas y dunitas (Leblanc, 1985). MO.- Cromitas asociadas a los acumulados ofiolíticos en Nueva Caledonia (Leblanc, 1985). St.- Depósitos de cromitas en complejos estratificados básicos-ultrabásicos (Irvine, 1967). G.- Complejo ultramáfico anular de Gardiner (Groenlandia) (Nielsen, 1981). SW.- Complejo estratificado de Stillwater (Jackson, 1969). En estos últimos casos, las flechas indican las tendencias durante la fraccionación magmática. F.- Complejo anortosítico de Fiskenaesset (Groenlandia) (Ghisler, 1976). LP.- Macizo gabroico estratificado de La Perouse (Alaska) (Zamanske et al., 1976).

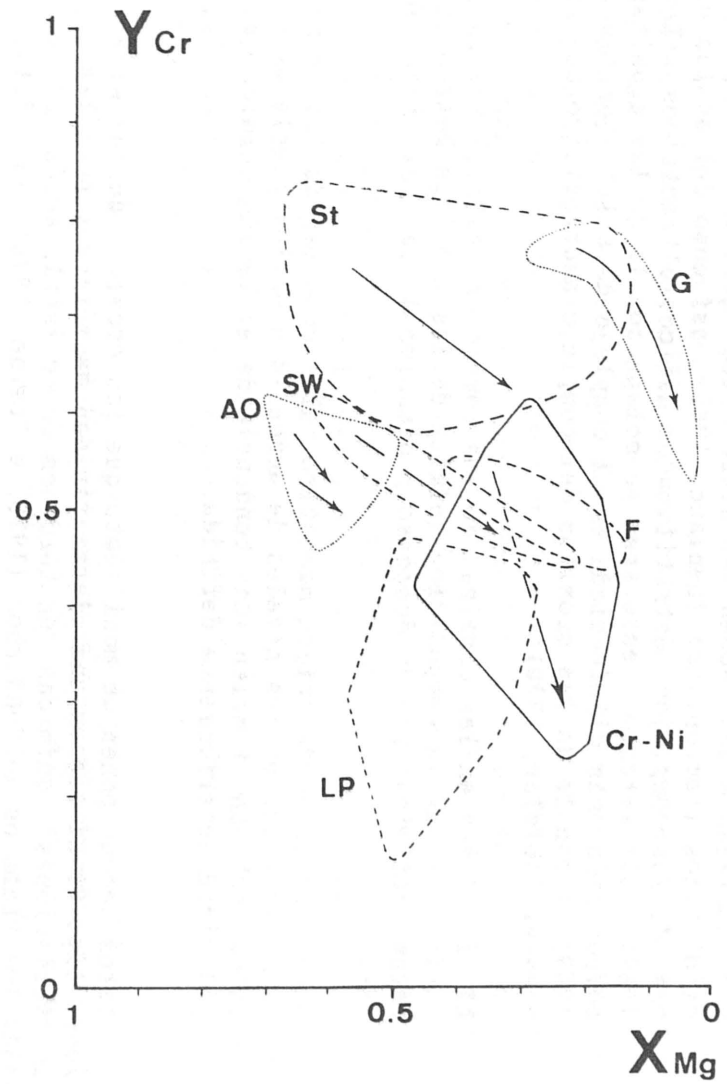
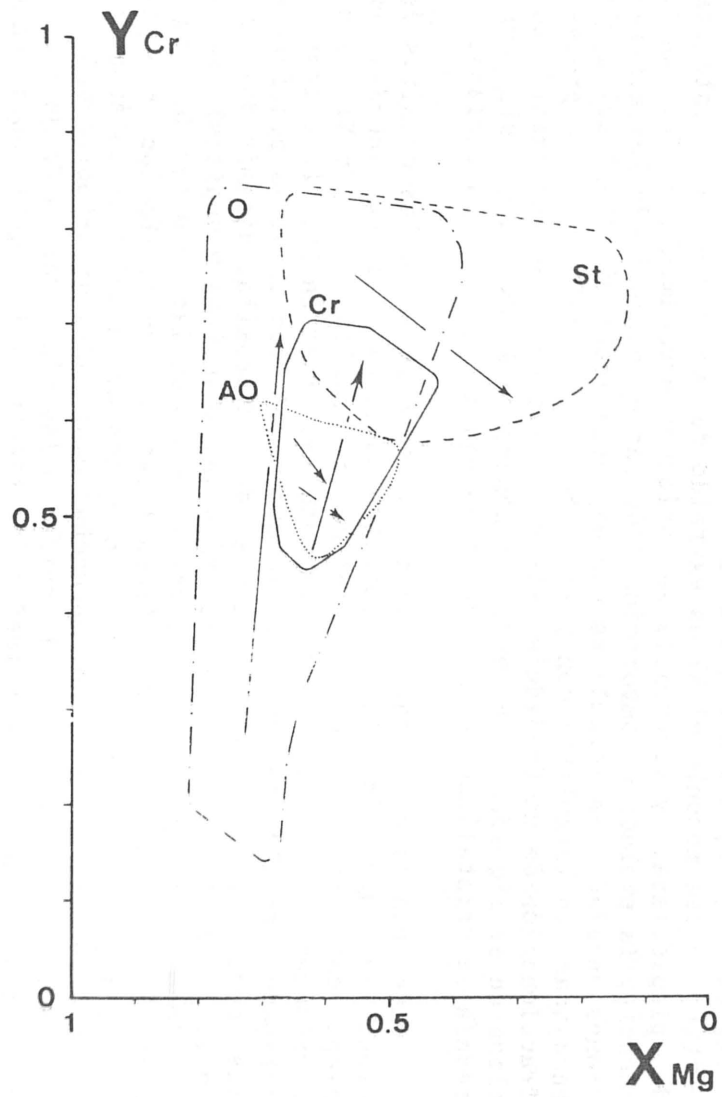


Fig. 51.

quel, incluidas las de Beni Bousera, se proyectan sobre un área del diagrama claramente diferente del campo composicional de las cromitas asociadas a las secuencias ultramáficas basales de los complejos ofiolíticos (tectonitas) (Leblanc, 1985), así como del de las cromitas de los complejos estratificados máficos ultramáficos (Irvine, 1967). Sin embargo, este área se solapa con la de las cromitas de composición más diferenciada en el complejo de Stillwater (Jackson, 1969) y con la de las cromitas del complejo anortosítico de Fiske-naesset (Ghisler, 1976).

- Al igual que en las cromitas de los complejos estratificados, las variaciones de la composición química de las cromitas betico-rifeñas están definidas por un descenso progresivo de las relaciones Y_{Cr} y X_{Mg} .
- Otras cromitas de origen magmático tales como las de los complejos anulares y las de los niveles de acumulados en los complejos ofiolíticos exhiben también una tendencia de evolución química con la polaridad anteriormente definida.

Estos hechos ponen de manifiesto que las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni tienen una clara afinidad magmática y permiten explicar sus variaciones químicas en términos de cristalización fraccionada. Según los trabajos de Henderson (1975) e Irvine (1976), la cristalización fraccionada de un líquido basáltico origina cromitas progresivamente más ricas en Al y Fe, a menos que la plagioclasa entre en la fraccionación. A partir de ese momento el Al es extraído del medio por la cristalización de plagioclasa, y la cromita se enriquece bruscamente en Cr. En consecuencia, la evolución composicional de las cromitas desde las mineralizaciones encajadas en lertzolitas con espinela (subfacies Seiland) hasta las encajadas en lertzolitas con granate sería el resultado de un proceso de fraccionación de un fundido magmático básico en el que no existía plagioclasa en el liquidus. La tendencia observada en San Juan, sin embargo, revela la cristalización de cromita en equilibrio con plagioclasa.

Los puntos representativos de la composición de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr se proyectan sobre el diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$ en un campo completamente separado del de las cromitas tipo Cr-Ni. Son más magnéticas ($X_{Mg} > 0,5$) y ligeramente más ricas en Cr. Este campo está solapado parcialmente con el de la mayoría de las cromitas podiformes de los complejos ofiolíticos, con el de las cromitas diseminadas en las rocas ultramáficas más refractarias (harzburgitas y dunitas) de tales complejos (Leblanc, 1985) y con el campo de las cromitas de complejos estratificados máficos-ultramáficos (Irvine, 1967). En las mineralizaciones tipo Cr se observa que las cromitas más aluminicas están asociadas a diópsido cromífero, con pequeñas cantidades de ortopiroxeno y sin arseniuros de níquel; por el contrario las más ricas en Cr se asocian a enstatita y a pequeñas cantidades de arseniuros de níquel. Esta tendencia sugiere una evolución hacia las mineralizaciones tipo Cr-Ni y una posible relación genética entre ambos tipos de mineralizaciones. En el macizo de Collo, las cromitas podiformes a pesar de estar asociadas a diópsido cromífero presentan contenido en Cr elevados, en un rango comparable al de las cromitas con ortopiroxeno y arseniuros de níquel de Mina Baeza (las más ricas en Cr_2O_3).

Una tendencia análoga a la descrita (con un aumento progresivo de la relación Cr/Al) se observa desde las cromitas diseminadas en las lertzolitas a las diseminadas en las harzburgitas y en las dunitas de las tectonitas basales de los complejos ofiolíticos (Fig. 51). La comparación de esta tendencia con la existente en las mineralizaciones de la Serranía de Ronda no es adecuada puesto que en este caso las cromitas están asociadas a piroxenas y las escasas cromitas existentes en venas irregulares dentro de dunitas presentan las composiciones más aluminicas (muestra MB-23, apéndice I). Sin embargo, si es congruente una interpretación de esta tendencia en función de variaciones en la presión de cristalización. Muan (1957) ha comprobado experimentalmente que las presiones elevadas favorecen la entrada de Al en la espinela. Así mismo, Dickey (1975), Rivalenti et al. (1981) y Dick y Bullen (1984) indican que el coeficiente de reparto del Cr entre la espinela y el clinopiroxeno se incrementa con el descenso de la presión. Con estos argumentos se puede establecer que las cromitas asociadas a diópsido cromífero han cristalizado a mayor presión que las que se han formado con ortopiroxeno y arseniuros de níquel. En el caso de las cromitas de Collo habría que considerar la posibilidad de una mayor disponibilidad de Cr frente al Al en el magma original, lo cual está reflejado en el hecho de que incluso los clinopiroxenos de las lertzolitas sean ricos en Cr y pobres en Al.

La idea de una relación genética entre las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr y las del tipo Cr-Ni puesta de manifiesto por las tendencias químicas que exhiben sus componentes mayoritarios, invita a considerar de una forma conjunta la distribución y evolución de las concentraciones de Zn, V y Ti en tales cromitas. En este sentido, sobre los diagramas de la Fig. 52, se puede observar que:

- Las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni son mucho más ricas en Zn que las de las mineralizaciones tipo Cr.
- Los contenidos en V también aumentan desde las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr a las del tipo Cr-Ni.
- La distribución del Ti está peor definida. Las cromitas tipo Cr presentan unos contenidos comparables a la media de las cromitas tipo Cr-Ni.

Para ilustrar de una forma gráfica y analizar las variaciones composicionales de las cromitas respecto a sus contenidos en Zn, V y Ti, se han construido los diagramas de la Figura 53. En abscisas se ordenan los diferentes indicios de cromita de la Serranía de Ronda, desde los cuerpos podiformes encajados en lertzolitas con plagioclasa hasta los filones de cromita-arseniuros de níquel encajados en lertzolitas con granate. En aquellos indicios en los que existen mineralizaciones asociadas a piroxenos y a cordierita, así como en Mina Baeza donde la cromita cristaliza en filones con ortopiroxeno y en venas irregulares dentro de dunitas, se han tenido en cuenta las diferentes asociaciones presentes. En ordenadas están proyectados los porcentajes medios en peso de los diferentes óxidos, junto al valor de la relación X_{Mg} . Como comparación se han representado también los valores medios de estos mismos parámetros en las cromitas del complejo de Bushveld, ordenadas correlativamente desde las capas de cromita asociadas a las serpentinitas basales, hasta las capas del "UG-2" (grupo situado en la posición más alta de la zona crítica) (de

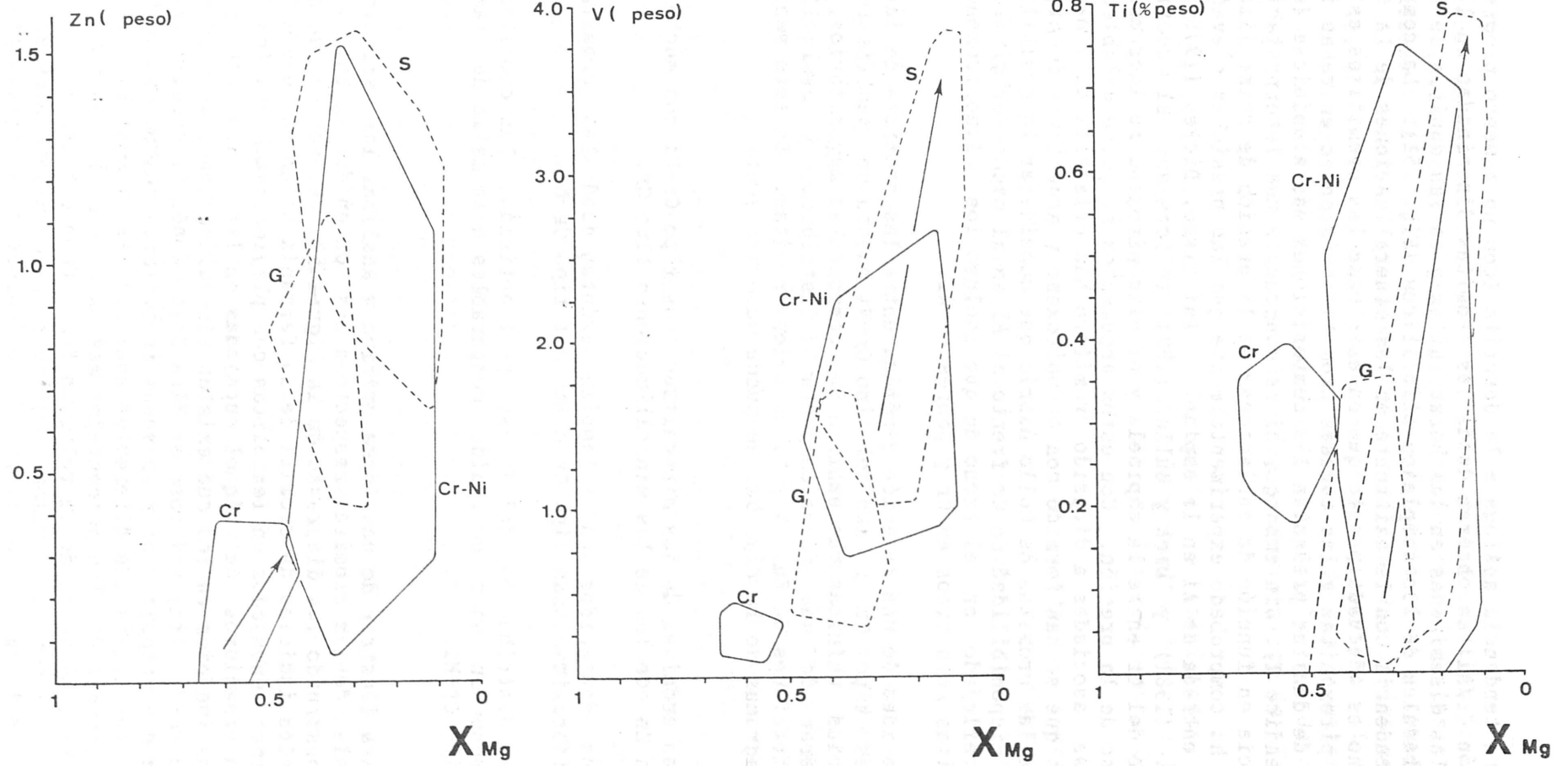


Fig. 52.

Waal, 1975; Hatton y von Gruenevaldt, 1987; Eales, 1987). Los valores medios de las concentraciones de ZnO , V_2O_3 y TiO_2 y de la relación X_{Mg} de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr de Collo y de las del tipo Cr-Ni de Beni Bousera se han proyectado también de acuerdo con las facies de las peridotitas en las que encajan. En ambos casos los puntos se sitúan próximos a la curva general definida en las cromitas de las mineralizaciones de la Serranía de Ronda de forma que se subraya aún más la correlación existente entre las mineralizaciones de los diferentes macizos.

De la observación de estos diagramas hay que destacar la similitud en la evolución de las relaciones X_{Mg} de las cromitas de las mineralizaciones béticas y de las cromitas de Bushveld donde tal tendencia es producto de la cristalización de cromita durante un complejo proceso de fraccionación de líquidos basálticos toleíticos.

La distribución del Zn refleja un incremento progresivo desde las cromitas podiformes del Arroyo de los Caballos hasta las asociadas a cordierita en Los Jarales, a partir de donde inicia un brusco descenso. Esta tendencia es análoga a la evolución de la relación volumétrica arseniuros/cromita, la cual se incrementa desde 0 (Arroyo de los Caballos) hasta 0,2 (Los Jarales) y después desciende a 0,14 en La Gallega, lo que sugiere que la presencia de cantidades variables de una fase arseniada controla el porcentaje de ZnO que entra en la composición de la cromita. Del mismo modo, la escasa concentración de este óxido en las capas monominerálicas de cromita del complejo de Bushveld apoya tal afirmación.

Aunque la concentración media de V_2O_3 en las cromitas de las mineralizaciones de la Serranía de Ronda es 10 veces superior a la de las cromitas de Bushveld, en ambos casos el contenido en V está correlacionado negativamente con el valor de la relación X_{Mg} . En consecuencia, a medida que avanza el proceso de fraccionación magmática, los líquidos residuales y las cromitas que se forman a partir de ellos se enriquecen en V.

La curva de distribución del contenido en TiO_2 en las cromitas de la Serranía de Ronda es irregular y depende de la coexistencia de ilmenita o rutilo con dicha cromita. En las cromitas de Bushveld, sin embargo, los óxidos de Ti están ausentes y el contenido de TiO_2 en la cromita, al igual que el del V_2O_3 , está correlacionado negativamente con la relación X_{Mg} , aunque con una curva muy irregular.

Fig. 52.- Campos composicionales de las cromitas de los diferentes tipos de mineralizaciones en función de sus contenidos en Zn, V y Ti, frente a su relación X_{Mg} . Cr.- Mineralizaciones de cromita; Cr-Ni.- mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel; G.- mineralizaciones de sulfuros y grafito alteradas y ricas en grafito; S.- mineralizaciones de sulfuros y grafito frescas y ricas en sulfuros.

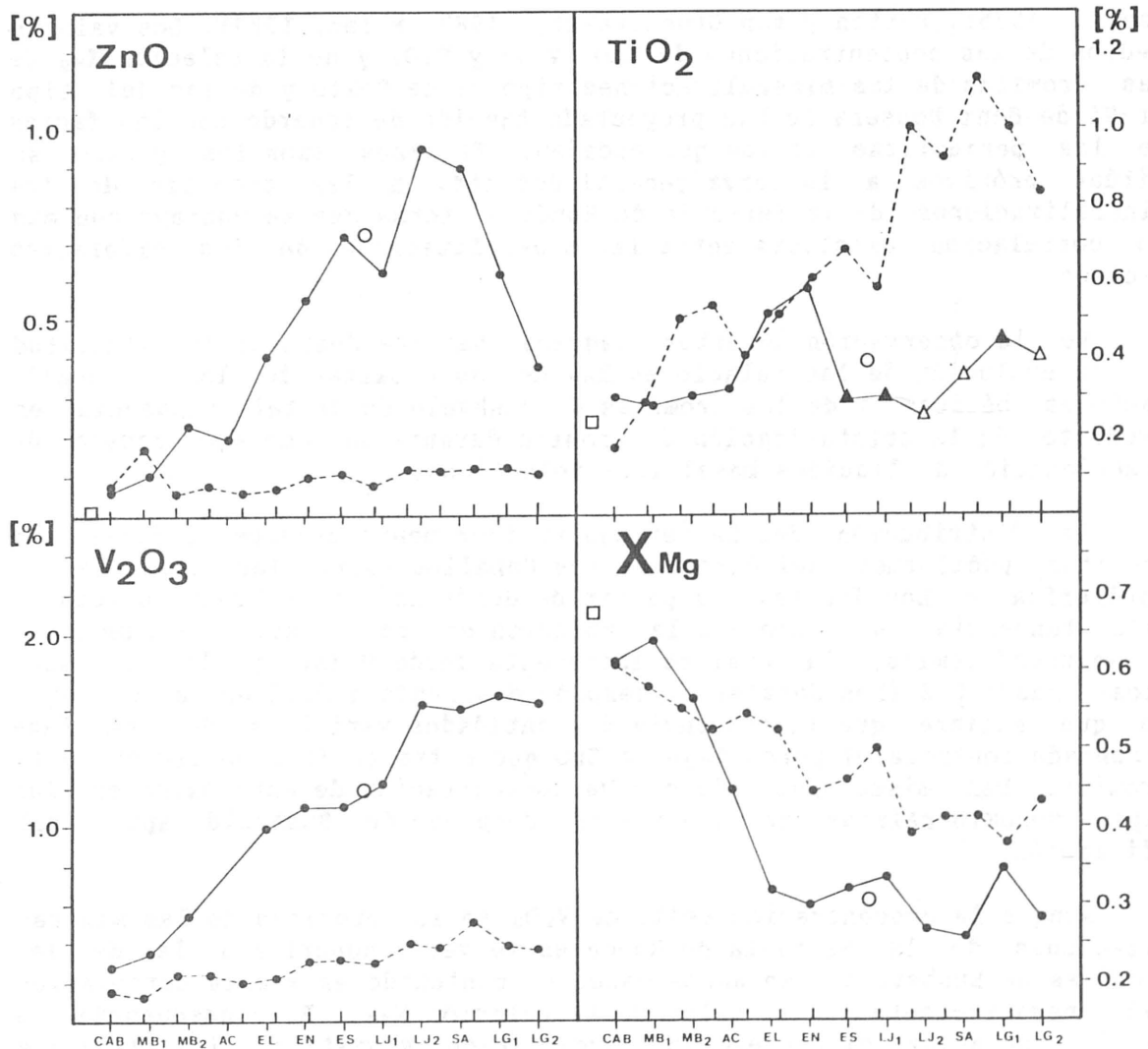


Fig. 53.- Variaciones en la concentración media de Zn, V, Ti y de las relaciones X_{Mg} en las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni. Los diferentes indicios se han ordenado de acuerdo con su distribución respecto al esquema de zonación de facies minerales de las lertzolitas encajantes, desde los encajados en lertzolitas con plagioclasa a los encajados en lertzolitas con granate (Tabla XVII). CAB.- Arroyo de Los Caballos; MB₁.-> Mina Baeza (cromita en venas irregulares en dunitas); MB₂.- Mina Baeza (cromita con ortopiroxeno); AC.- Arroyo de La Cala; EL.- El Lentisco; EN.- El Nebral; ES.- El Sapo; LJ₁.- mineralizaciones de Los Jarales con clinopiroxeno; LJ₂.- mineralizaciones de Los Jarales con cordierita; SA.- San Agustín; LG₁.- mineralizaciones de La Gallega con ortopiroxeno; LG₂.- mineralizaciones de La Gallega con cordierita; □ .- cromitas de Collo; ○ .- cromitas de Beni Bousera.

No se han tenido en cuenta para el cálculo de las medias las cromitas esqueléticas de San Juan ni las asociadas a cordierita y ortopiroxeno de La Gallega. Sin embargo, si se han considerado para dicho cálculo los datos publicados por Oen et al (1973 y 1979).

Por comparación se han representado también las variaciones de estos mismos parámetros en las cromitas de Bushveld (de Waald, 1976) desde las capas basales a las situadas en la posición más alta de la zona crítica.

Mineralizaciones tipo S-G

Los valores de las relaciones Y_{Cr} y X_{Mg} de las cromitas de las mineralizaciones tipo S-G se distribuyen en dos campos, uno para aquellas mineralizaciones ricas en grafito y el otro para las que contienen mayores porcentajes de sulfuros (Fig. 54). Ambos campos están solapados, en su mayor parte, con el campo composicional de las cromitas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni. Aunque en estas mineralizaciones la zonación no está tan bien definida, en su conjunto (incluyendo los dos indicios analizados de Beni Bousera), las cromitas diseminadas en las mineralizaciones ricas en grafito presentan unos porcentajes de Cr_2O_3 y MgO más elevados que los que se encuentran en las ricas en sulfuros. Puesto que estas últimas mineralizaciones tienden a distribuirse en las zonas con facies de lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita) y de lertzolitas con granate, y las primeras lo hacen solo en lertzolitas con espinela, se pone de manifiesto que, también en las mineralizaciones tipo S-G, los contenidos en Cr y Mg de las cromitas descienden progresivamente desde las mineralizaciones más internas a las más periféricas. Se sugiere por tanto, un proceso de fraccionación magmática con una polaridad definida y una relación genética de estas mineralizaciones y las de cromita-arseniuros de níquel.

En este mismo sentido, y al igual que ocurría en la mina San Juan, las cromitas de El Gallego exhiben una tendencia composicional particular, marcada por un importante enriquecimiento en Cr y Fe desde las cromitas cristalizadas cerca de los hastiales hasta las más próximas al centro de la mineralización, de acuerdo con la zonación mineralógica expuesta anteriormente (apartado VI.1.). Esta tendencia estaría justificada por la cristalización de flogopita hacia las zonas más internas la cual fijaría Al y Mg mientras que la cromita se enriquecería en Cr y Fe. Sin embargo, aunque este proceso debió de tener lugar, las relaciones texturales entre ambos minerales (existen numerosas inclusiones de cromita muy redisuelta, incluida en grandes cristales de flogopita) indican que al menos una parte de la cromita fué anterior a la cristalización de la flogopita y que su composición está actualmente modificada (enriquecida en Cr y Fe) por dicho proceso de formación.

Respecto a los contenidos en ZnO , V_2O_5 y TiO_2 , los diagramas de la Fig. 52 ponen de manifiesto que los porcentajes en peso de estos óxidos en las cromitas diseminadas en las mineralizaciones tipo S-G exhiben una distribución análoga: en todos los casos las cromitas de las mineralizaciones ricas en sulfuros muestran mayores proporciones de elementos minoritarios que las de las ricas en grafito.

El cinc se concentra preferentemente en las cromitas de las mineralizaciones más ricas en sulfuros. Este resultado, junto al expuesto en las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel, sugiere que la segregación de un líquido magmático rico en un componente sulfurado o arseniado favorece la incorporación de Zn a dicho líquido. Sin embargo, el coeficiente de reparto K_{Zn} entre el líquido sulfurado y el líquido silicatado es muy bajo (MacLean y Shimazaki, 1976) de forma que los iones Zn^{++} se concentran preferentemente en los óxidos o en los silicatos. Los resultados experimentales de Shimazaki y MacLean (1976) han demostrado que K_{Zn} se incrementa moderadamente cuando la concentración de FeO en el líquido sulfurado decrece, lo que justifica la paragénesis existente en las mineralizaciones de sulfuros del Arroyo de la Cueva donde aparece

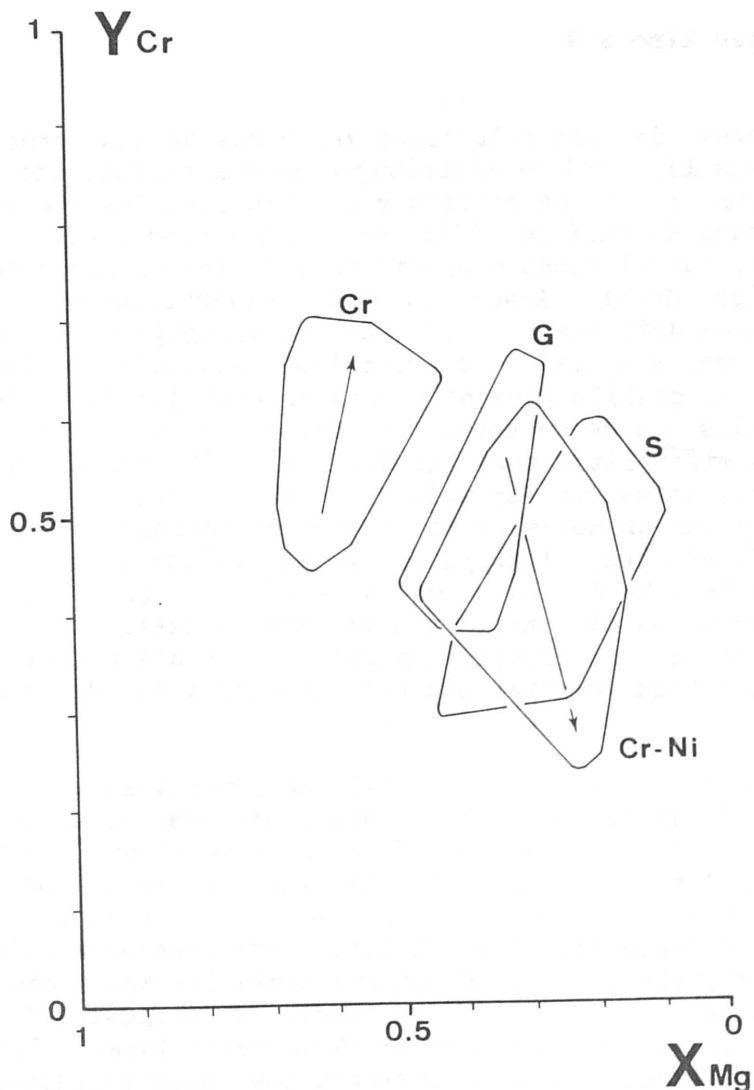


Fig. 54.- Comparación de las composiciones de las cromitas de los diferentes tipos de mineralizaciones estudiados sobre un diagrama $Y_{Cr}-X_{Mg}$. Las abreviaturas son las mismas que en la Fig. 52.

esfalerita en lugar de cromita. Cuando, por el contrario, la concentración de FeO en el líquido sulfurado aumenta, la actividad del ZnO se incrementa en perjuicio de la del ZnS, de forma que el Zn^{++} se incorpora en las fases tipo óxido.

Los contenidos de vanadio en las cromitas, de nuevo, exhiben una perfecta correlación negativa con la relación X_{Mg} , incluso dentro de la mineralización de El Gallego donde el porcentaje de V_2O_3 varía desde 1,07 en las cromitas próximas a los hastiales, hasta 3,81 en las cristalizadas en el interior del cuerpo mineral. En el mismo sentido, los valores de la relación X_{Mg} varía desde 0,43 a 0,10 (Tabla VI del apéndice).

Según el diagrama de la Figura 52, la distribución del titanio es idéntica a la del vanadio y, en efecto, su contenido en las cromitas de

las mineralizaciones tipo S-G se incrementa por un lado desde las más ricas en grafito a las más ricas en sulfuros y, a una escala diferente, dentro de la mineralización de El Gallego, su proporción aumenta bruscamente desde las cromitas próximas a los hastiales hasta las del centro de la masa de sulfuros (de 0,02 a 0,78% en peso). Esta última tendencia presenta una particularidad interesante puesto que, al contrario de lo que ocurría en las mineralizaciones tipo Cr-Ni, hacia el centro de la mineralización la cromita coexiste con cantidades importantes de rutilo, y en las muestras de composición más diferenciada (más ricas en rutilo y sulfuros de Cu) no se encuentra cromita.

VI.2.2. Ortopiroxeno

La composición del ortopiroxeno de las mineralizaciones de cromita y cromita-arseniuros de níquel oscila entre $En_{95}-En_{84}$ y $En_{80}-En_{69}$, respectivamente. Considerando estas mineralizaciones en su conjunto y representando la composición del ortopiroxeno en función de su relación $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ y su porcentaje en peso de Al_2O_3 (Fig. 55), se observa que los contenidos en Fe y Al están positivamente correlacionados. Los ortopiro-

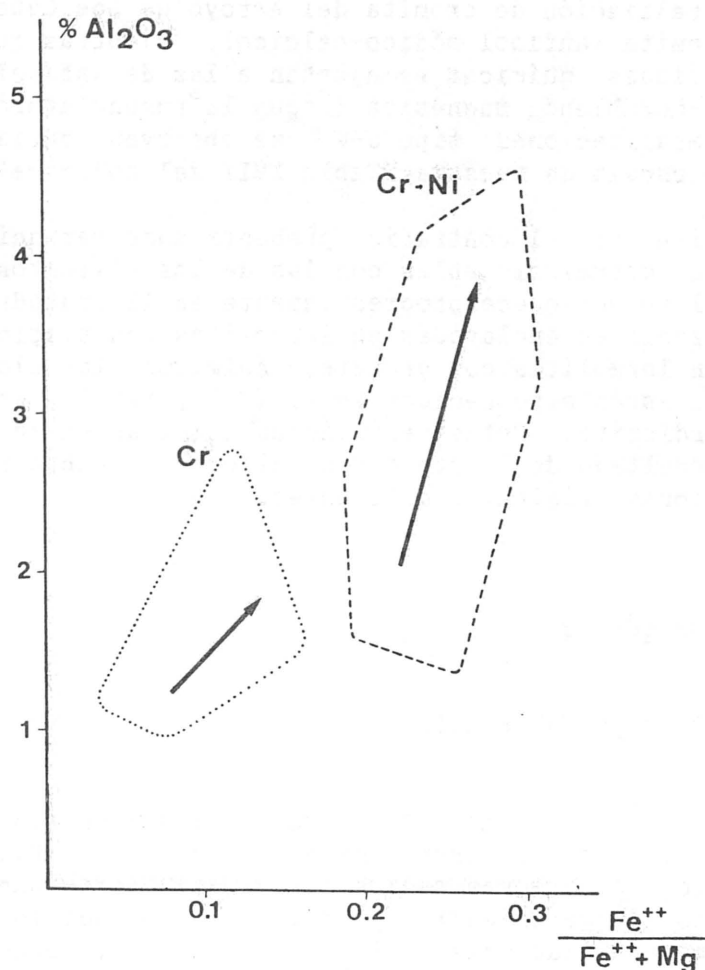


Fig. 55.- Campos composicionales y evolución de los ortopiroxenos de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni sobre un diagrama $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ frente al porcentaje en peso de Al_2O_3 .

xenos más pobres en Al_2O_3 y FeO son los de Mina Baeza (encajados en lertzolitas con plagioclasa) y están asociados a las cromitas más ricas en Cr_2O_3 y MgO . En el extremo opuesto, los ortopiroxenos más ricos en Al_2O_3 y FeO son los incluidos en cordieritas en la mina La Gallega (encajada en lertzolitas con granate), y están asociados a cromitas ricas en estos mismos óxidos. Esta estrecha correlación entre el quimismo del ortopiroxeno y el de la cromita, coexistentes en diversas mineralizaciones encajadas en lertzolitas con diferentes facies minerales, apoya la hipótesis de un origen común para estas fases, mediante la fraccionación de un líquido basáltico durante su migración hacia las zonas más periféricas del cuerpo ultramáfico.

VI.2.3. Minerales de alteración

En este apartado se señalan las diferentes composiciones que muestran algunos minerales originados por la transformación de las paragénesis primarias. En este grupo, los minerales más ampliamente extendidos son los anfíboles y la clorita.

El anfíbol exhibe una composición química muy variable, de forma que en la mineralización de cromita del Arroyo de Los Caballos es del tipo magnesio-taramita (anfíbol sódico-cálcico), mientras que en La Gallega las composiciones químicas se ajustan a las de anfíboles cálcicos del tipo edenita-hornblenda magnésica (según la nomenclatura de Leake, 1978). En las mineralizaciones tipo S-G, se observan variaciones similares incluso a la escala de muestra (Tabla XVII del apéndice).

La clorita, por el contrario, presenta unas variaciones en la composición química correlacionables con las de los silicatos primarios. Así, este mineral se enriquece progresivamente en Al octaédrico y Fe^{2+} desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con plagioclasa, hasta las enclavadas en lertzolitas con granate. Asimismo, las cloritas asociadas a ortopiroxenos están empobrecidas en Al (VI) y Fe^{2+} , respecto a las asociadas a cordierita. Estas variaciones químicas en la clorita son, por tanto, el resultado de un proceso de alteración sobre rocas silicatadas con composiciones originales diferentes.

VI.2.4. Metales nobles

Elementos del grupo del platino.

La distribución de los EGP entre los diversos tipos de mineralizaciones está claramente expresada en la Tabla ... Dicha tabla se ha construido con los valores medios de las concentraciones de los EGP, de sus relaciones $100 \text{ Os} + \text{Ir} + \text{Ru} / \text{EGP}$ y Pd / Ir , incluyendo los datos existentes sobre las mineralizaciones de Beni Bousera, así como los resultados obtenidos en las cromititas de Collo (Leblanc y Gervilla, 1988; Leblanc y Temagoult, 1989; Jedwab y Temagoult, en preparación). Del análisis de esta tabla se pueden resaltar varios hechos interesantes:

Tabla XVIII

		ΣEGP	$\frac{100 \text{ Os+Ir+Ru}}{\Sigma\text{EGP}}$	Pd/Ir	Au
Cr (8)		1,10	79	0,41	0,22
Cr-Ni	F (8)	2,21	38	2,97	9,91
	A (2)	25,89	29	3,46	29,50
S-G	F (4)	0,25	22	8,51	0,05
	A (5)	0,41	50	2,40	0,18
S (2)		0,07	29	3,17	2,6

Valores medios de los contenidos de EGP y Au (en ppm), y de las relaciones $100 \text{ Os+Ir+Ru}/\Sigma\text{EGP}$ y Pd/Ir, en los diferentes tipos de mineralizaciones, incluidas las de Collo (Leblanc y Temagoult, 1979) y Beni Bouseira. Las mineralizaciones señaladas con S corresponden a las del tipo S-G del Arroyo de La Cueva, ricas en sulfuros de Cu. Los números entre paréntesis indican laas muestras análizadas en cada caso. F.- muestras frescas; A.- muestras alteradas.

- En conjunto, las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel muestran una concentración media superior a la de las mineralizaciones de cromita; mientras que las de sulfuros y grafito están fuertemente empobrecidas en EGP, con un mínimo significativo en las mineralizaciones del área del arroyo de la Cueva, ricas en sulfuros de Cu, sin grafito ni cromita.
- Considerando solo los resultados obtenidos sobre muestras de mineralización sin alterar, se observa que los valores medios de las relaciones $100 \text{ Os+Ir+Ru}/\text{EGP}$ descienden desde las mineralizaciones de cromita, a las de cromita-arseniuros de níquel y, más aún, en las de sulfuros y grafito. Esta tendencia se correlaciona inversamente con la que presentan los valores de la relación Pd/Ir, cuyo máximo se encuentra en las mineralizaciones tipo S-G.
- Dentro de cada tipo de mineralización, las muestras alteradas presentan mayores contenidos de EGP, y unos valores de sus relaciones $100 \text{ Os+Ir+Rn}/\text{EGP}$ y Pd/Ir erráticos, sin una relación aparente.

La concentración de EGP se atribuye generalmente a procesos magmáticos tempranos relacionados con complejos máficos-ultramáficos (Naldrett et al., 1979; Cabri, 1981; Crocket, 1981; Cabri y Naldrett, 1984). Las rocas primitivas del manto muestran escasos contenidos en EGP y exhiben

un patrón normalizado en condritas plano (Jagoutz et al., 1979; Mitchel y Keays, 1981; Stockman, 1982; Barnes et al., 1985). Las principales concentraciones tienen lugar en grandes complejos estratificados (Bushveld y Stillwater) y en depósitos de sulfuros de Ni-Cu magmáticos (Norilsk y Sudbury). En ambos casos, los EGP más abundantes son Rh, Pt y Pd, los cuales se concentran en las fases sulfurada y arseniada. Esta distribución de EGP origina unos patrones normalizados a condritas con una fuerte pendiente positiva. El caso contrario, es decir, el enriquecimiento en Os, Ir y Ru frente a Rh, Pt y Pd ha sido descrito en las cromitas podiformes de los complejos ofiolíticos (Page et al., 1982; Page y Talkington, 1984; Talkington y Watkinson, 1986), las cuales, contienen inclusiones de sulfuros de Ru y Os y/o aleaciones de Os e Ir (Prichard et al, 1981; 1986; Stockman, 1982; Stockman y Hlava, 1984) y, en consecuencia, muestran patrones normalizados a condritas con una fuerte pendiente negativa.

Las mineralizaciones tipo Cr de la Serranía de Ronda y del macizo de Collo presentan una distribución de EGP comparables a las de las cromitas podiformes de los complejos ofiolíticos, con análogos patrones normalizados a condritas, aunque con unos contenidos totales de EGP casi 10 veces superiores (Fig. 29 y 50). Las concentraciones de Os, Ir y Ru llegan a estar por encima de los valores condriticos y son los contenidos más elevados descritos para cromitas, comparables, únicamente, a algunas cromitas del complejo ofiolítico de las islas Shetland (Prichard et al., 1981; 1986). Estas concentraciones elevadas de Os, Ir y Ru se pueden atribuir a la presencia de inclusiones de laurita, erlichmanita y/o aleaciones Os-Ir en los granos de cromita.

Las mineralizaciones tipo Cr-Ni exhiben unos patrones normalizados a condritas planos. La distribución de los distintos EGP entre las dos fases que constituyen las mineralizaciones tipo Cr-Ni (cromita y arseniuros de níquel) se expresa en la Figura 56. En ella se ha representado el contenido en EGP de un concentrado de cromita de la muestra K5 (procedente de la Mina Tafart, Beni Bousera), previa disolución de los arseniuros. El patrón normalizado a condritas del concentrado muestra una clara pendiente negativa paralela al campo de las cromitas podiformes de los complejos ofiolíticos (Page et al, 1982), excepto para el Pt y Pd, debido a la presencia de pequeñas inclusiones de níquelina en la cromita. Asimismo, el contenido en Os e Ir es superior a la media de las condritas y, al igual que en las mineralizaciones tipo Cr, casi 10 veces superiores a

Tabla XIX

Contenidos en EGP en las cromitas y en los arseniuros de la muestra K5

Muestra	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr	Ni	As	100 Os+Ir+Ru		
											ΣEGP	ΣEGP	Pd/Ir
K5	400	620	1000	240	1500	1400	18000	8,32	28,20	37,10	5160	39	2,25
K5b	1200	780	160	12	90	120	5800	--	--	--	2350	91	0.15
K5Ni	140	180	940	230	1980	1850	23200	--	--	--	5320	24	10.28

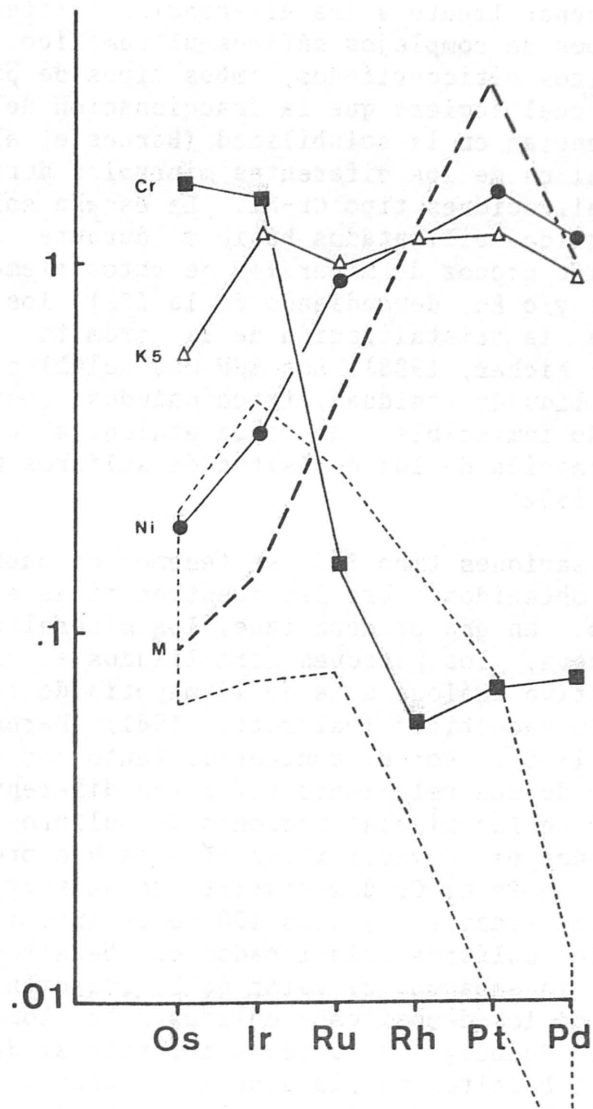


Fig. 56.- Patrón normalizado a condritas del contenido en EGP de una muestra de mineralización tipo Cr-Ni (K5) frente al patrón de un concentrado de su cromita (Cr) y al patrón calculado, correspondiente de los arseniuros de níquel disueltos (Ni). Como referencia se han representado también el patrón del Merensky Reef (Bushveld) (Hiemstra, 1979) y el campo de las cromitas ofiolíticas (Page et al., 1982).

los valores que presentan las cromititas ofiolíticas. El patrón calculado para los arseniuros de níquel presenta una fuerte pendiente positiva y es bastante similar al observado en el Merensky Reef (complejo de Bushveld) (Hiemstra, 1978), lo que sugiere una concentración selectiva del Rh, Pt y Pd en la fase arseniada. Esta concentración está facilitada por la existencia de una solución sólida completa entre PtAs y PdAs con NiAs (Pearson, 1967), los cuales poseen la misma estructura cristalina (Hansen y Anderko, 1958).

La polaridad inversa de los patrones normalizados a condritas en las mineralizaciones de los complejos ofiolíticos y de los complejos estrati-

formes se atribuye generalmente a las diferencias existentes en la petrogenesis de ambos tipos de complejos máficos-ultramáfico. En las mineralizaciones de los macizos bético-rifeños, ambos tipos de patrones se dan en la misma roca, lo cual sugiere que la fraccionación de los EGP depende tanto de las diferencias en la solubilidad (Barnes et al, 1985) como de la estructura cristalina de los diferentes minerales durante la cristalización de las mineralizaciones tipo Cr-Ni. La escasa solubilidad del Os, Ir y Ru en los líquidos silicatados básicos durante su fraccionación conduce a la formación precoz de minerales de estos elementos (aleaciones o sulfuros de Os, Ir y/o Ru, dependiendo de la fS_2), los cuales actuarían como gérmenes para la cristalización de la cromita (Legendre, 1982; Barnes et al, 1985; Ficher, 1988). Los EGP más solubles (Rh, Pt y Pd) se concentrarían en el líquido residual, fraccionándose posteriormente hacia el líquido arseniado inmisible, de forma análoga al proceso que tiene lugar durante la formación de los depósitos de sulfuros magmáticos (Naldrett et al., 1979, 1982).

En las mineralizaciones tipo S-G, si tenemos en cuenta exclusivamente los resultados obtenidos sobre las muestras ricas en sulfuros (sin alterar) y excluimos, en una primera fase, las mineralizaciones del área del arroyo de la Cueva, los patrones normalizados en condritas muestran una pendiente positiva análoga a la de la mayoría de los depósitos de sulfuros de Fe-Ni-Cu magmáticos (Naldrett, 1981; Barnes et al, 1985; Naldrett y Barnes, 1986). Por el contrario, tanto los contenidos medios de EGP como el valor de sus relaciones Pd/Ir son diferentes. La concentración media de EGP en las mineralizaciones de sulfuros y grafito de los macizos bético-rifeños es 10 veces inferior a la que presentan los depósitos de sulfuros de Fe-Ni-Cu del distrito de Sudbury y a la de los asociados a komatiitas arcaicas, y unas 100 veces inferiores a la concentración media en los sulfuros relacionados con basaltos de plataforma ("flood basalts"). Sin embargo, el valor de la relación Pd/Ir es ligeramente superior a la de los depósitos asociados a las komatiitas arcaicas, algo más bajos que en Sudbury, y 20 veces inferior al de las mineralizaciones de sulfuros en basaltos de plataforma (Naldrett, 1981). Para Naldrett y Barnes, (1986) el valor de la relación Pd/Ir es indicativo del carácter máfico-ultramáfico del magma original, de forma que es tanto menor cuanto mayor sea la tasa de fusión parcial necesaria para formar dicho magma. Existe, por tanto, una correlación negativa entre el valor de la relación Pd/Ir y el porcentaje de MgO en el líquido original. En la Serranía de Ronda, el único episodio de fusión parcial documentado tuvo una intensidad variable entre 0 y 30 % y produjo líquidos de composición picrítica con porcentajes en MgO variables entre el 12 y el 22 % (Frey et al, 1985). Considerando que los magmas komatiíticos más magnésicos presentan porcentajes de MgO del orden del 30% (Green et al, 1975), se puede estimar que los valores de las relaciones Pd/Ir de las mineralizaciones tipo S-G sugieren una cierta relación genética de estas mineralizaciones con los líquidos picríticos antes mencionados. Esta relación se hace más problemática si se analiza la distribución de los contenidos totales de EGP. Mitchell y Keays (1985) han demostrado que la mayor parte de los EGP en las rocas del manto se encuentran localizados en las fases sulfuradas. Asimismo, Barnes et al (1985), a partir de la concentración del S en las rocas del manto y de su solubilidad en los magmas básicos, calculan que son necesarios unos porcentajes de fusión parcial del orden del 25% para disolver todos los sulfuros existentes en la peridotita primitiva del manto. Según los resultados expuestos en los capítulos precedentes este porcentaje fue superado en diversos puntos de los macizos ultramáficos bético-rifeños y, en consecuencia, cabría esperar un fuerte enriqueci-

miento en EGP en las mineralizaciones de sulfuros. Sin embargo los líquidos generados durante la fusión parcial sufrieron un complejo proceso de fraccionación que dió lugar a la formación de las capas máficas (Suen y Frey, 1987) en el cual intervinieron también los EGP, aunque con unas concentraciones muy bajas (Stockman, 1982). Finalmente, si se tienen en cuenta las analogías mineralógicas y químicas existentes entre las mineralizaciones de sulfuros y grafito y las de cromita-arseniuros de níquel y se asume el carácter magmático de ambos tipos de mineralizaciones, se observa que los EGP se fraccionan fuertemente hacia los líquidos oxidarseniados que dieron lugar a las mineralizaciones tipo Cr-Ni dejando un líquido sulfurado residual empobrecido en tales elementos y, en consecuencia, el valor actual de la relación Pd/Ir está modificado por la fuerte fraccionación de los EGP en las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel más tempranas.

La bajísima concentración de EGP en las mineralizaciones del área del arroyo de la Cueva admite una interpretación análoga a la anterior. Estas mineralizaciones, ricas en sulfuros de cobre y con una aureola de alteración hidrotermal en la roca encajante, representarían un estadio tardío en la evolución de los líquidos sulfurados originales. En los primeros estadios de esta evolución se originan mineralizaciones ricas en pirrotina y pentlandita cuya cristalización conlleva una fuerte reducción en la fS_2 del líquido, lo que provoca la precipitación simultánea de sulfuro de platino (Ficher, 1988). Asimismo, en condiciones de alta temperatura (900°C) la estructura cristalina de la pirrotina exagonal posee una gran capacidad para disolver Pd (hasta 11 % en peso), y Rh (hasta 44 % en peso) (Makovicky et al., 1986). En consecuencia, la fraccionación del líquido sulfurado da lugar a líquidos residuales cada vez más empobrecidos en estos EGP. Por su parte, el Os, Ir y Ru quedarían atrapados en la cromita existente en las mineralizaciones más tempranas y se empobrecen en las que no contienen tal mineral.

Según lo expuesto hasta este momento se puede establecer que los EGP sufrieron un proceso de fraccionación progresivo durante la formación de los diferentes tipos de mineralizaciones. Los minerales refractarios de Os, Ir y Ru cristalizaron a alta temperatura con los primeras menas de cromita mientras que el líquido arseniado-sulfurado se enriquecía en Rh, Pt y Pd. De esta forma, las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel muestran un patrón normalizado a condritas plano como resultado de la superposición de dos patrones con tendencias opuestas, característicos de las dos fases principales de la asociación mineral (cromita-arseniuros). Finalmente, tras la cristalización de los arseniuros, el líquido sulfurado residual quedó fuertemente empobrecido en EGP, explicando los escasos contenidos de estos elementos en las mineralizaciones tipo S-G.

La distribución de los EGP en las mineralizaciones alteradas plantea el problema de la movilidad de unos elementos considerados, tradicionalmente, inertes. Las mineralizaciones de Cr-Ni de la Serranía de Ronda, están muy poco alteradas*, salvo algunas transformaciones locales de ortopiroxeno a edenita y de níquelina a gersdorfitita en los bordes de los cuerpos minerales. En el caso de Beni Bousera, sin embargo, los procesos de alteración han sido muy intensos, y las muestras de las mineraliza-

* Con la excepción de la mina El Nebral (Oen et al, 1980), de donde ha sido imposible encontrar muestras adecuadas para su análisis de EGP.

ciones alteradas presentan unos contenidos en EGP 10 veces superiores a las de las mineralizaciones sin alterar. Recientemente, diversos trabajos experimentales han señalado que los diferentes EGP pueden ser movilizados por soluciones hidrotermales en forma de complejos clorurados, hidroxilados, bisulfurados, ..., dentro de unas condiciones restrictivas que dependen del pH del medio, de la fugacidad de oxígeno, de la temperatura y de la concentración de ligandos (Mountain y Wood, 1988; Fischer, 1988). Asimismo, estos elementos pueden llegar a moverse en condiciones supergénicas (Stumpfl y Tarkian, 1976; Plimer y Williams, 1988). En las mineralizaciones de Beni Bousera, la presencia de importantes cantidades de As reduce muchísimo la movilidad de los EGP ya que este elemento tiende a formar compuestos muy estables con los EGP tales como esperrilita e irasita (Mountain y Wood, 1988; Fischer, 1988). Ambos minerales han sido encontrados en las muestras más ricas analizadas, aunque su distribución en las mismas no es homogénea sino que, por el contrario, tienden a agruparse en zonas muy reducidas. Estas observaciones ponen de manifiesto que los procesos de alteración en las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel de Beni Bousera han originado una redistribución y concentración de los EGP mediante la formación de minerales de estos elementos. Probablemente, un muestreo estadístico más amplio permitiría localizar zonas con un empobrecimiento relativo.

Para las mineralizaciones tipo S-G alteradas es posible argumentar una explicación similar a la anterior, ya que suelen contener arseniuros y sulfoarseniuros de Ni y/o Co en cantidades minoritarias. Además, no solo el As, sino también pequeñas cantidades de otros aniones como Sb, Se, Te y Bi pueden reducir la movilidad de los EGP en el seno de las soluciones hidrotermales. De hecho, en estas mineralizaciones se han descrito numerosos compuestos con Te y Bi, e incluso se ha encontrado kotulskita (Pd(TeBi)). Por otro lado, la concentración relativa de la cromita en las mineralizaciones alteradas conlleva la concentración de los EGP incluidos en la misma (Os, Ir y Ru) de forma que la relación 100 Os+Ir+Ru/EGP es mucho más alta en las mineralizaciones alteradas (50) que en las frescas (22) (Tabla XVIII).

Oro

Como se observa en la Tabla XVIII, las variaciones en las concentraciones de Au en los diferentes tipos de mineralizaciones es análoga a la de los EGP. Sin embargo, las diferencias relativas de unos tipos a otros están mucho más marcadas:

- Las mineralizaciones de cromita presentan un contenido medio excesivamente elevado, debido a la existencia de un análisis puntual en las mineralizaciones del Arroyo de La Cala con una concentración de 1,6 ppm. El resto de los análisis muestran un contenido medio de 0,024 ppm, mucho más de acuerdo con el de otras mineralizaciones de cromitas tales como las del macizo de Collo.
- Las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel presentan unas concentraciones de oro casi 10 veces superiores a los de los EGP.
- En las mineralizaciones de sulfuros y grafito, las concentraciones de Au y EGP están mucho más próximas, excepto en los indicios del

arroyo de la Cueva donde la concentración de Au está siempre por encima de 1 ppm.

Estas variaciones tienen su explicación en términos análogos a los expuestos para los EGP. Es decir, mientras se forman los minerales refractarios de Os-Ir-Ru, el oro se va concentrando junto al Rh, Pt y Pd, en el líquido arseniado-sulfurado residual y entra en la estructura de la niquelina durante la cristalización de las menas de Cr-Ni.

La distribución del escaso Au existente en el líquido sulfurado residual, entre las diferentes mineralizaciones tipo S-G se realiza de una forma diferente. En estas mineralizaciones existen minerales con grupos hidróxilo (flogopita) que denotan la presencia de una fase volátil acuosa en el magma. Puesto que, en soluciones hidrotermales la solubilidad del Au crece exponencialmente con la temperatura (Fyfe y Kerrich, 1984), es razonable pensar que en estas mineralizaciones de alta temperatura (800°C) parte del Au del líquido sulfurado se concentrase en la fase volátil, precipitando posteriormente en las mineralizaciones de composición más evolucionada que exhiben, además, una aureola de alteración hidrotermal en la roca de caja. Esta evolución justificaría las importantes diferencias existentes entre las concentraciones de Au en las mineralizaciones del arroyo de la Cueva y los resultados obtenidos en el resto de mineralizaciones tipo S-G.

Durante los procesos de alteración de las mineralizaciones, la distribución del Au sigue también la de los EGP, aunque su comportamiento geoquímico es diferente. En los estadios precoces de alteración relacionados con los procesos de serpentización de las peridotitas tienen lugar las transformaciones de piroxenos a anfíboles de alta temperatura (edenita), y la formación de gersdorffita, maucherita y/o westerveldita, a expensas de la niquelina. En estas condiciones el Au disuelto en la estructura del NiAs se exsuelve formando granos discretos de oro nativo (o aleado con otros metales: Cu, Ag, Bi, Zn), los cuales se disponen en los contactos entre la niquelina y el mineral secundario, o de forma intersticial en los agregados de cromita si se ha reemplazado toda la niquelina. Sin embargo, en las etapas de alteración posteriores, con la formación de anfíboles de más baja temperatura (hornblenda magnésica) y, más tarde, de filosilicatos tipo vermiculita (procesos bien representados en las mineralizaciones de Beni Bousera), el oro se comporta como un elemento poco móvil y, mientras que los arseniuros se disuelven completamente, los granos de oro nativo permanecen y, al igual que los EGP, se redistribuyen en la roca. Este comportamiento es anómalo ya que el Au es muy móvil en soluciones hidrotermales a diferentes temperaturas, incluso en presencia de As, Bi y Te (Mountain y Wood, 1988; Lydon, 1988; Fischer, 1988). La explicación de este hecho debe de estar relacionada con algún factor geoquímico que inhiba la movilidad del Au, probablemente su estado de valencia. Así, este elemento en estado nativo muestra muy poca movilidad y se enriquece en las zonas de alteración supergénica.

VII

MODELO METALOGENICO

VII.1. CONSIDERACIONES SOBRE EL ORIGEN MAGMÁTICO DE LAS MINERALIZACIONES

Antes de plantear un modelo metalogénico concreto, conviene realizar diversas reflexiones sobre el origen de las distintas fases y asociaciones minerales más importantes, así como su relación con la petrogénesis de las rocas ultramáficas encajantes.

VII.1.1. La asociación ortopiroxeno-cromita

La cristalización del ortopiroxeno y la cromita puede atribuirse claramente a procesos de acumulación magmáticos. El ortopiroxeno presenta unas claras texturas de acumulados, y una tendencia de evolución química bien definida desde composiciones ricas en Mg y pobres en Al en las ortopiroxenitas asociadas a las mineralizaciones tipo Cr, hasta composiciones pobres en Mg y ricas en Al en las ortopiroxenitas incluidas en cordierititas de las mineralizaciones tipo Cr-Ni. Del mismo modo, las variaciones composicionales de las cromitas asociadas reflejan un enriquecimiento progresivo en Fe y Al desde las mineralizaciones tipo Cr con ortopiroxeno hasta las mineralizaciones tipo Cr-Ni más distales (enclavadas en lertzolitas con granate). Ambas tendencias corresponden claramente a un típico proceso de cristalización fraccionada de unos líquidos de composición basáltica (Henderson, 1975; Irvine, 1976).

Las mineralizaciones de cromita del área del Arroyo de Los Caballos y del macizo de Collo representan casos particulares en el esquema de evolución magmática propuesto anteriormente. En estos indicios, la ganga está compuesta por clinopiroxeno cromífero y ortopiroxeno. Como se ha citado en el capítulo anterior, la fraccionación del Cr a favor de las fases silicatadas en presencia de espinela es indicativo de una cristalización en condiciones de alta presión (Muan, 1957; Dickey, 1975; Rivalenti et al., 1981; Dick y Bullen, 1984). Así mismo, los trabajos experimentales de Ringwood (1975) sobre la cristalización de diferentes tipos de líquidos basálticos ponen de manifiesto que en condiciones de presión intermedias (10-20 kb), la fraccionación de tales líquidos está controlada por la cristalización de ortopiroxeno y clinopiroxeno en lugar de olivino, el cual es la fase principal en el líquido en condiciones de baja presión (< 10 kb). La ausencia de ortopiroxenos sin alterar en las mineralizaciones del Arroyo de Los Caballos ha impedido calcular las temperaturas de equilibrio del par ortopiroxeno-clinopiroxeno; sin embargo, en los pods de cromita del macizo de Collo, Leblanc y Temagoult (1989) han obtenido valores de 1120°C usando los geotermómetros de Wells (1977) y Bertand y Mercier (1986). En consecuencia se puede establecer que este tipo de mineralizaciones se han formado a partir de líquidos basálticos en condiciones mantélicas a presiones superiores a los 10 Kb y a temperaturas del orden de 1120°C, lo cual subraya las diferencias entre tales mineralizaciones y las cromitas podiformes de los complejos ofiolíticos. Estas últimas, además de presentarse asociadas a harzburgitas en lugar de a lertzolitas, siempre contienen olivino como mineral de la ganga, y, por tanto, se han formado por debajo de 10 kb (Dickey, 1975).

En el resto de las mineralizaciones tipo Cr y en las del tipo Cr-Ni, no existen indicaciones claras respecto a la presión de cristalización de la asociación ortopiroxeno-cromita, si bien se puede estimar que la

presencia de pequeñas cantidades de olivino en las ortopiroxenitas del Arroyo de La Cala indicarían unas condiciones por debajo de los 10 Kb. En tal asociación, sin embargo, la distribución del Fe⁺⁺ y Mg entre los silicatos y la cromita coexistentes está en función de la temperatura (Irvine, 1965), aunque dicha distribución se ve afectada por reequilibrios posteriores y, según Jackson (1969), la incertidumbre en los cálculos termodinámicos puede dar lugar a desviaciones de hasta ± 300°C. No obstante, este método es útil y ha sido utilizado frecuentemente con fines comparativos (Medaris, 1975; Evans y Frost, 1975; Obata, 1980), y no permite estimar las temperaturas de cristalización sino las del reequilibrio final de la asociación. De acuerdo con la constante de equilibrio de la reacción de intercambio de Fe⁺⁺ y Mg entre ortopiroxeno y cromita

$$K_D = \frac{X_{Mg}^{Opx} X_{Fe}^{Chr}}{X_{Fe}^{Opx} X_{Mg}^{Chr}}$$

(donde X_a^b es la fracción molar del componente a en la fase b), K_D se ha calculado emparejando entre sí los diversos análisis de cromita y ortopiroxeno coexistentes, escogiendo solo los resultados más fiables. En conjunto se han utilizado muestras del Arroyo de La Cala y La Gallega (con ortopiroxeno), junto a los datos publicados por Oen et al. (1979) correspondientes a Mina Baeza, El Nebral y El Lentisco, así como una muestra de una lertzolita con granate de la mina La Gallega. En la Fig. 57 se ha representado el valor del Ln K_D^{*} frente al de Y_{Cr}^{Chr}, siendo el Ln K_D^{*} el logaritmo de K_D normalizado al plano Y_{Fe⁺⁺⁺}^{Chr} = 0 (Medaris, 1975; Evans y Frost, 1975) ya que los contenidos en Fe⁺⁺⁺ son constantemente muy bajos. Y_{Cr}^{Chr} es la fracción molar del Cr en la cromita. Como comparación se ha representado la recta de regresión

$$\text{Ln } K_D^* = 0.894 + 2.310 Y_{Cr}^{Chr}$$

calculada por Medaris (1975) para los pares ortopiroxeno-espinela en las peridotitas del macizo ultramáfico de Finero, la cual se piensa que representa una línea isoterma a 700-750°C, temperatura estimada para el metamordismo de facies granulitas sufrido por estas peridotitas. Los puntos representativos de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni de la Serranía de Ronda se proyectan en una banda paralela a la isoterma de referencia, hacia la zona de mayor temperatura. Si se comparan los valores obtenidos por Obata (1980) para los pares olivino-espinela en las peridotitas de Ronda con diferentes facies minerales, con los obtenidos por el par ortopiroxeno-espinela en la muestra de lertzolita con granate de La Gallega, se puede estimar que en ambos casos las temperaturas de reequilibrio han sido similares, y están dentro de un rango entre 800-900°C. En consecuencia, para las muestras de los diversos tipos de mineralización, se observa que las temperaturas de reequilibrio son del mismo orden, aunque en un intervalo más amplio, acotado razonablemente entre 750 y 1000°C.

Las características texturales y químicas de la asociación piroxeno-cromita ya expuestas, sustentan la idea de una génesis magmática para las diferentes mineralizaciones de Cr y Cr-Ni, durante la etapa final de la

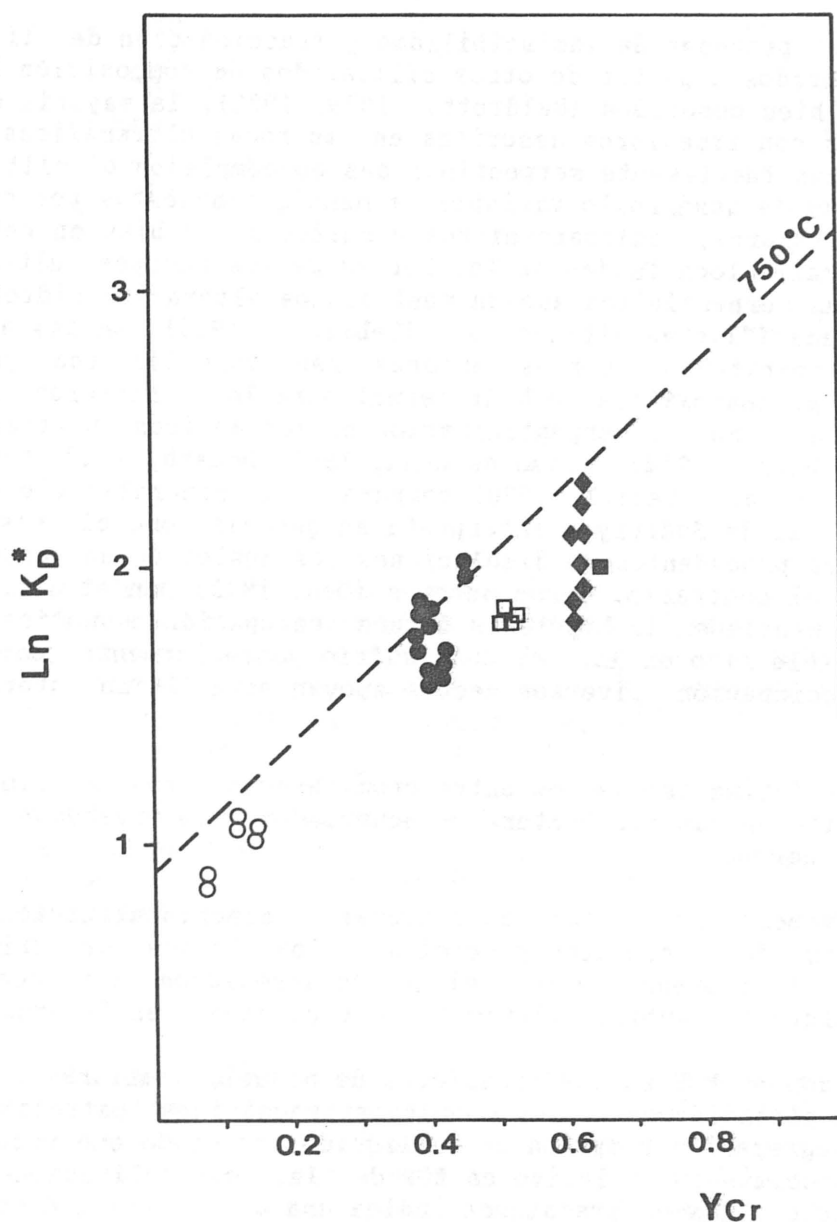


Fig. 57.- Proyección del valor del logaritmo del coeficiente de distribución K_D para la reacción de intercambio de Mg y Fe^{++} entre ortopiroxeno y cromita frente a la fracción molar de Cr en la cromita (Y_{Cr}^{Chr}). La línea discontinua representa una isoterma de referencia calculada por Medaris (1975) para las peridotitas del macizo de Finero, las cuales se piensa que han recristalizado entre 700 y 750° C. ◆.- Arroyo de La Cala; ●.- La Gallega; ○.- Lertzolita con granate de La Gallega; ■.- Mina Baeza (Oen et al., 1979); □.- El Nebral y El Lentisco (Oen et al., 1979).

evolución de las rocas ultramáficas en el manto superior. El final de los reequilibrios subsólidos tanto en las peridotitas como en las mineralizaciones tuvo lugar a unas temperaturas en torno a 800°C, una vez emplazadas las rocas ultramáficas en la corteza.

VII.1.2. Los arseniuros y sulfuros

Si bien los procesos de inmiscibilidad y fraccionación de líquidos magmáticos sulfurados a partir de otros silicatados de composición basáltica son hechos bien conocidos (Naldrett, 1979, 1982), la mayoría de las mineralizaciones con arseniuros descritas en las rocas ultramáficas están asociadas a zonas fuertemente serpentinizadas en complejos ofiolíticos y aparecen en venas de desarrollo variable, a menudo compuestas por cuarzo, carbonatos, arseniuros, sulfoarseniuros y sulfuros, o bien en relación con zonas de cizalla localizadas en los bordes de los cuerpos ultramáficos, en donde las serpentinitas suelen mostrar una alteración hidrotermal cuarzo-carbonatada ("listwaenitización") (Leblanc, 1986). En las mineralizaciones bético-rifañas, varios autores han sugerido una génesis postmagmática, pneumatolítica o hidrotermal para los arseniuros de níquel, relacionada con la serpentización de los mazicos ultramáficos (Berg y Friedensburg, 1944; Rosso de Luna, 1953; Donath, 1962; Ramdohr, 1967; IGME, 1978 a). Febrel (1970) compara estas mineralizaciones de arseniuros con las de Sudbury e interpreta su génesis como el resultado de "deposiciones procedentes de disoluciones residuales de un magma de sulfuros". Por el contrario, otros autores (Oen, 1973; Oen et al., 1979; Leblanc, 1986) mantienen la hipótesis de una segregación magmática de un líquido inmiscible rico en As, el cual sufrió posteriormente complejos procesos de fraccionación. Diversos hechos apoyan esta última interpretación:

- 1.- Existe una íntima asociación entre cromita-arseniuros de níquel y capas de ortopiroxenas con textura de acumulados, observándose pasos graduales entre ambos.
- 2.- Son relativamente frecuentes las texturas de sincristalización tales como inclusiones de arseniuros y cromita en los bordes de cristales "cumulus" de ortopiroxeno, e inclusiones de arseniuros (en ocasiones polifásicas incluyendo también sulfuros) y ortopiroxenos en la cromita.
- 3.- Los contenidos en EGP en los arseniuros de níquel, similares a los de los horizontes platiníferos de los complejos magmáticos estratiformes, sugieren una segregación temprana de un líquido arseniado que recoge los EGP. El empobrecimiento relativo en EGP de las mineralizaciones de sulfuros respecto a las de arseniuros indica una mayor afinidad de estos elementos hacia los compuestos arseniados.
- 4.- Los arseniuros muestran composiciones inusuales que reflejan temperaturas de cristalización elevadas (hasta 800°C, Oen et al., 1971), por encima de las que son habituales en los arseniuros naturales. En el caso de las mineralizaciones de sulfuros, determinadas fases y asociaciones minerales son indicativas, igualmente, de elevadas temperaturas de formación.

Este último punto ha sido discutido ampliamente por Oen et al. (1971). En la Figura 58 A se expresa la composición de la lollingita referida al sistema ternario $FeAs_2-NiAs_2-CoAs_2$, junto con la línea de solvus calculada experimentalmente por Roseboom (1963) y los límites composicionales para los diarseniuros de Fe-Ni-Co descritos por Holmes (1947), Roseboom (1963) y Radcliffe y Berry (1968). Se observa que la composición de la lollingita de las mineralizaciones tipo Cr-Ni se proyecta en un área intermedia entre los límites establecidos por Radcliffe

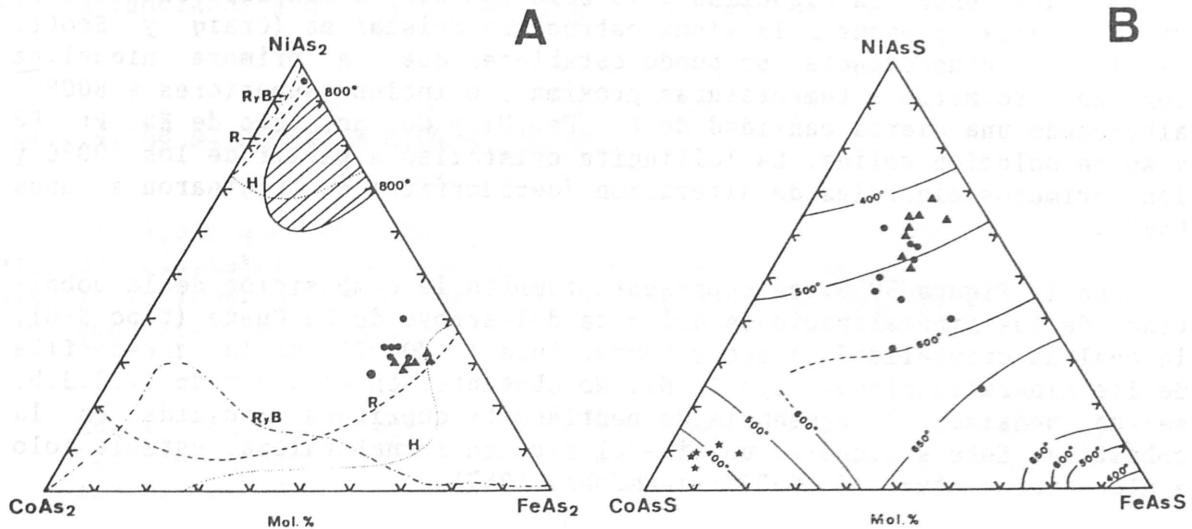


Fig. 58.- A) Proyección de las composiciones de las lollingitas en comparación con los límites composicionales de los diarseniuros de (Fe, Co, Ni) de acuerdo con Holmes (1947) (H), Roseboom (1963) (R) y Radcliffe y Berry (1968) (RyB). La zona rallada indica la región de inmiscibilidad a 800° C (Roseboom, 1963). ▲.- análisis de esta memoria; *.- análisis publicados por Oen et al. (1971); ●.- análisis de Oen y Kieft (1974). B) Composición de la gersdorffita y cobaltina sobre el diagrama ternario CoAsS-FeAsS-NiAsS donde se indican las temperaturas de estabilidad calculadas pr Klemm (1965). ▲.- análisis de gersdorffitas de La Gallega (esta memoria); *.- análisis de gersdorffitas de La Gallega (Oen et al., 1971); ★.- análisis de cobaltinas de la mina del Majar del Toro (esta memoria).

y Berry (1968) y la línea de solvus a 800°C de Roseboom (1963). Si se admite que los límites establecidos por Radcliffe y Berry (1968) corresponden aproximadamente al solvus de los diarseniuros de Fe-Ni-Co a 200-300°C, se puede estimar razonablemente que la lollingita níquelífera y/o cobaltífera de estas mineralizaciones se ha formado a unas temperaturas entre 400 y 700°C. Por otro lado, la composición de la gersdorffita de La Gallega, referida al sistema FeAsS-NiAsS-CoAsS (Fig 58 B) indica unas temperaturas de formación variables dentro de un amplio intervalo (400-650°C) aunque la mayor densidad de análisis se proyectan en torno a la línea de solvus a 500°C establecida por Klemm (1965). Teniendo en cuenta las relaciones texturales entre la níquelina y lollingita con la gersdorffita, por las cuales esta última fase siempre se origina por transformación de las paragénesis primarias, se observa que los primeros procesos de alteración se iniciaron probablemente a 650°C y, por tanto, la asociación níquelina-lollingita cristalizó previamente, a mayor temperatura (algunas níquelinas pudieron empezar a formarse a 800°C, e incluso superiores). Otro rasgo textural que avala estas elevadas temperaturas de formación para la níquelina es la presencia de exsoluciones de sulfuros de Fe-Ni-Cu. Aunque se conoce poco sobre la capacidad de la níquelina para albergar otros elementos, los trabajos de Yund (1962) y Buseck (1963) en los sistemas Fe-Ni-As y Ni-As-S, respectivamente, la níquelina puede disolver importantes cantidades de Fe y S entre 800 y 600°C. Es probable, así mismo, que exista un cierto grado de solución sólida a alta

temperatura entre la niquelina y la solución sólida monosulfurada (mss), ya que ambas presentan la misma estructura cristalina (Craig y Scott, 1982). En consecuencia se puede establecer que la primera niquelina comenzó a formarse a temperaturas próximas, o incluso superiores a 800°C, albergando una cierta cantidad de S, Fe, Ni y Cu, así como de Rh, Pt, Pd y Au en solución sólida. La lollingita cristalizó a partir de los 700°C y los primeros minerales de alteración (gersdorffita) se originaron a unos 650°C.

En la Figura 58 B, se representa también la composición de la cobaltina de las mineralizaciones del área del arroyo de La Cueva (tipo S-G), la cual ha cristalizado a menor temperatura (400°C) que la gersdorffita de las mineralizaciones tipo Cr-Ni. No obstante, en el apartado IV.3.3.b. se ha señalado la presencia de pentlandita cuprífera incluida en la cobaltina. Este sulfuro es un mineral raro en la naturaleza, estable solo a altas temperaturas (~850°C) (Ramdohr, 1967).

VII.1.3. La cordierita

Hernandez-pacheco (1967) analizó las características mineralógicas de las cordierititas asociadas a las menas de cromita-niquelina de la mina La Gallega, así como las que aparecen en menores proporciones dentro de los diques leucocráticos. Para este autor, las cordieritas de La Gallega presentan unos valores del ángulo $2V_x$ típicos de rocas filonianas pegmatíticas y aboga por un origen ígneo, relacionado con el que dió lugar a los diques leucocráticos. No obstante, piensa que ambos tipos de "diques" podrían ser dos intrusiones filonianas independientes.

Desde el punto de vista textural, la existencia de inclusiones de cromita y niquelina en la cordierita así como su asociación puntual a cristales "cumulus" de ortopiroxeno sugiere una génesis magmática común para tales minerales. La cordierita se habría formado tras la cristalización del ortopiroxeno, dentro del modelo de fraccionación de líquidos basálticos expuesto anteriormente, cuando tales líquidos se encontrasen en un estado de diferenciación muy avanzado. Esto es congruente con el hecho de que las mineralizaciones de Cr-Ni que contienen ganga de cordierita se sitúan hacia las zonas más periféricas, con facies de lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita) y de lertzolitas con granate y provienen de la fraccionación de líquidos de composición más evolucionada.

La composición esencialmente magnésica de la cordierita establece unos límites máximos de presión y temperatura para su formación: 7-8 kb y 1425°C; ya que por encima de estas condiciones dicho mineral no es estable (Schreyer, 1985). El límite máximo de presión indica además que las mineralizaciones de cromita-arseniuros de níquel con cordierita cristalizaron durante la intrusión del cuerpo ultramáfico en la corteza continental inferior (el metamorfismo de facies granulitas de los materiales corticales adyacentes a las peridotitas se desarrolló en un intervalo de presión comprendido entre 6 y 9 kb). Si por otra parte tenemos en cuenta que en algunos indicios (Mina San Juan, Los Jarales), la cordierita está deformada plásticamente y la mineralización presenta pliegues de geometría isoclinal análogos a los P_2 existentes en las kinzigitas, se puede estimar que las mineralizaciones tipo Cr-Ni más tardías (aquellas que contienen plagioclasa y encajan en las facies más externas) se formaron antes

del emplazamiento tectónico final de las peridotitas, ya que los pliegues P₂ van asociados a dicho emplazamiento (Balanyá, com. pers.).

VII.1.4. La plagioclasa y la flogopita

Al igual que la cordierita, la plagioclasa es un mineral frecuente en los distintos tipos de diques leucocráticos. En relación con las mineralizaciones de Cr-Ni, la plagioclasa se ha encontrado en tres indicios con características bien definidas:

- En la mina La Gallega se presenta en forma de diques de plagioclasitas con menores proporciones de cordierita y flogopita, adyacentes a los filones de mineralización.
- En la mina San Juan se encuentra como grandes cristales de textura poikilítica con inclusiones de cordierita y/o cromita, como agregados masivos intersticiales, y rellenando fracturas tardías.
- En Tafart se ha observado como grandes cristales poikilíticos con inclusiones de cromita, la cual presenta unos bordes de grano fuertemente corroidos (Fotos 96 y 97).

En la Gallega, los diques de plagioclasitas contienen esporádicos cristales de cordierita subredondeados, cristales lobulados de apatito corroidos por el líquido y largos cristales prismáticos de circón. Estos diques podrían interpretarse como el resultado de la cristalización de los líquidos residuales obtenido tras la formación de las cordierititas, de forma que en esta mina se puede observar una secuencia completa de fraccionación de líquidos máficos desde las ortopiroxenitas a las plagioclasitas, en la cual se observa un progresivo enriquecimiento en Al₂O₃, P₂O₅, H₂O, CaO, Na₂O, K₂O y elementos de las tierras raras ligeras (abundancia de apatito y circón), en los líquidos residuales.

En la Mina San Juan la deformación tectónica de alta temperatura fue posterior a la formación de las cordierititas y anterior a la cristalización de las plagioclasitas. Si en la Gallega los líquidos residuales ricos en plagioclasa se iban extrayendo de los acumulados de cordierita, en San Juan la plagioclasa cristalizó sobreimpuesta a la asociación mineral existente o en venas tardías discordantes a la foliación generada. Así mismo, estos líquidos aluminicos disolvieron parte de la cromita, y el Cr₂O₃ incorporado al líquido precipitó más tarde en presencia de plagioclasa, dando lugar a las cromitas esqueléticas fuertemente enriquecidas en Cr.

En Tafart, la información es más reducida, sin embargo, las relaciones texturales entre la cromita y la plagioclasa apuntan hacia una interpretación análoga a la propuesta para la mina San Juan.

La flogopita, aparte de la que aparece por procesos de alteración tardíos, suele encontrarse asociada a la plagioclasa, y se ha formado a partir de los mismos líquidos residuales.

Un concentrado de flogopita procedente de la mina La Gallega se ha datado por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. El resultado indica una edad de $21 \pm 0,5$ Ma, lo cual concuerda con las edades obtenidas por diferentes métodos tanto en las peridotitas como en las rocas metamórficas circundantes (apartado III.5.3.). Así mismo, en la Fig. 59, se observa que el espectro obtenido por este método es plano. Esto indica que tales flogopitas no han sufrido recristalización.

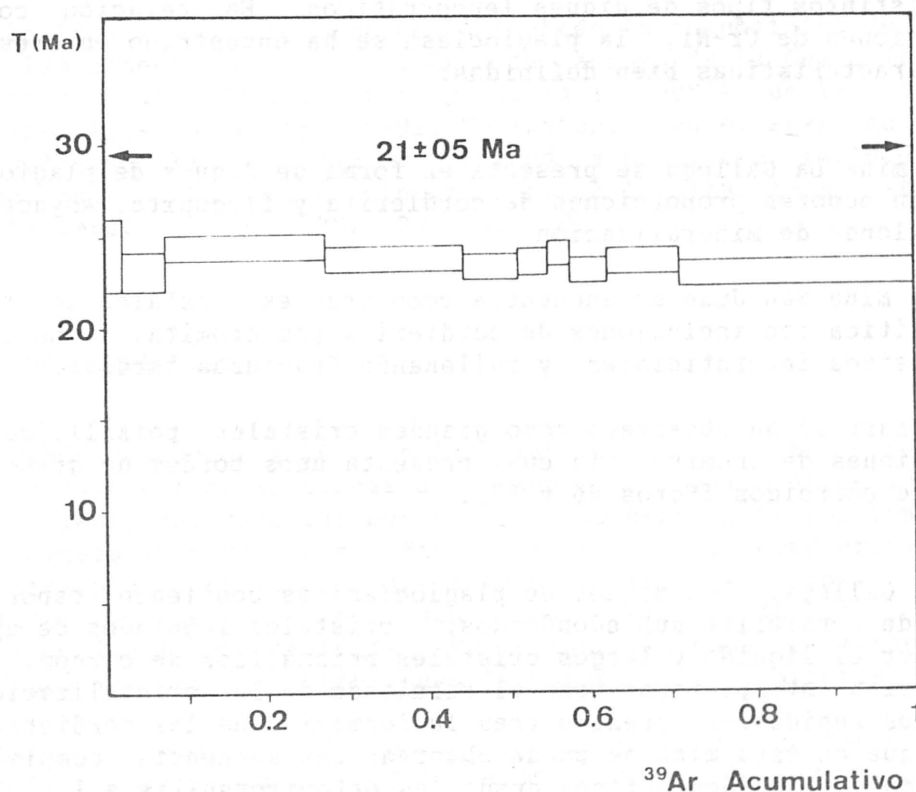


Fig. 59.- Espectro de las flogopitas asociadas a plagioclasa y cordierita en la mina La Gallega.

VII.1.5. El grafito

El estudio petrográfico de las fases opacas del macizo de Beni Bouseira llevado a cabo por Lorand (1983) ha puesto de manifiesto que el grafito es un componente habitual tanto de las peridotitas como de las piroxenitas. Así mismo, Pierson et al (1988) señalan la presencia, en este mismo macizo, de capas de clinopiroxenitas con granate con diamantes grafitizados.

A pesar de estas observaciones, la procedencia mantélica del grafito no es un hecho frecuente y se suele relacionar normalmente con procesos de metamorfismo de sedimentos ricos en materia orgánica, tal como señalan Dickey y Obata (1974).

Las relaciones texturales que presenta este mineral con las diferentes fases que componen las mineralizaciones tipo Cr-Ni y S-G indican que

una pequeña proporción cristalizó con el líquido arseniado a alta temperatura, mientras que la mayor parte del grafito se fraccionó a favor del líquido sulfurado residual, cristalizando en los primeros estadios de consolidación del mismo. De esta forma, aparecen cristales tabulares de grafito incluidos en la masa de sulfuros y en los grandes cristales de flogopita con textura poikilitica.

Con el objeto de estimar la temperatura de formación del grafito se ha medido su parámetro "c" a partir de agregados orientados preparados con concentrados de este mineral, de muestras procedentes de diversos indicios de mineralizaciones del tipo S-G (alteradas y frescas). Para esta estimación se ha usado la recta calculada por Shengelia et al. (1979). La comparación de los valores de temperatura obtenidos por este método con los resultantes a partir de la distribución de Fe y Mg entre el par biotita-granate en diques leucocráticos del macizo de Ronda, indica un excelente acuerdo en torno a los 825° C (Luque del Villar et al., 1987).

Los valores obtenidos en las muestras de mineralización se indican en la tabla XIX y se han representado en la Fig. 60. En esta figura se puede comprobar que en todos los casos, las temperaturas obtenidas están en torno a los 700° C y no se aprecian variaciones significativas entre las muestras alteradas donde el grafito se encuentra en nódulos (El Aguila, Los Pobres, Islam y Malijan), respecto a aquellas frescas donde dicho mineral aparece diseminado en la masa de sulfuros (El Gallego y Mina del Rio).

Tabla XIX

Indicio	n° de muestras	d ₀₀₂ medio	C
El Gallego	5	3.3546	6.7092
El Aguila	3	3.3543	6.7086
Los Pobres	1	3.3526	6.7052
Mina del Rio	2	3.3539	6.7078
Malijan	1	3.3560	6.7120
Islam	1	3.3526	6.7052

Estos resultados, aunque parciales, indican una temperatura de formación del grafito inferior a la del emplazamiento de las peridotitas (900-800° C) (Tubía y Cuevas, 1986) y a la de la formación de algunos diques leucocráticos (825° C) (Luque del Villar et al., 1987), y subraya la hipótesis de formación de las mineralizaciones tipo S-G con posterioridad al emplazamiento cortical de las rocas ultramáficas, en relación con procesos de fracturación a alta temperatura.

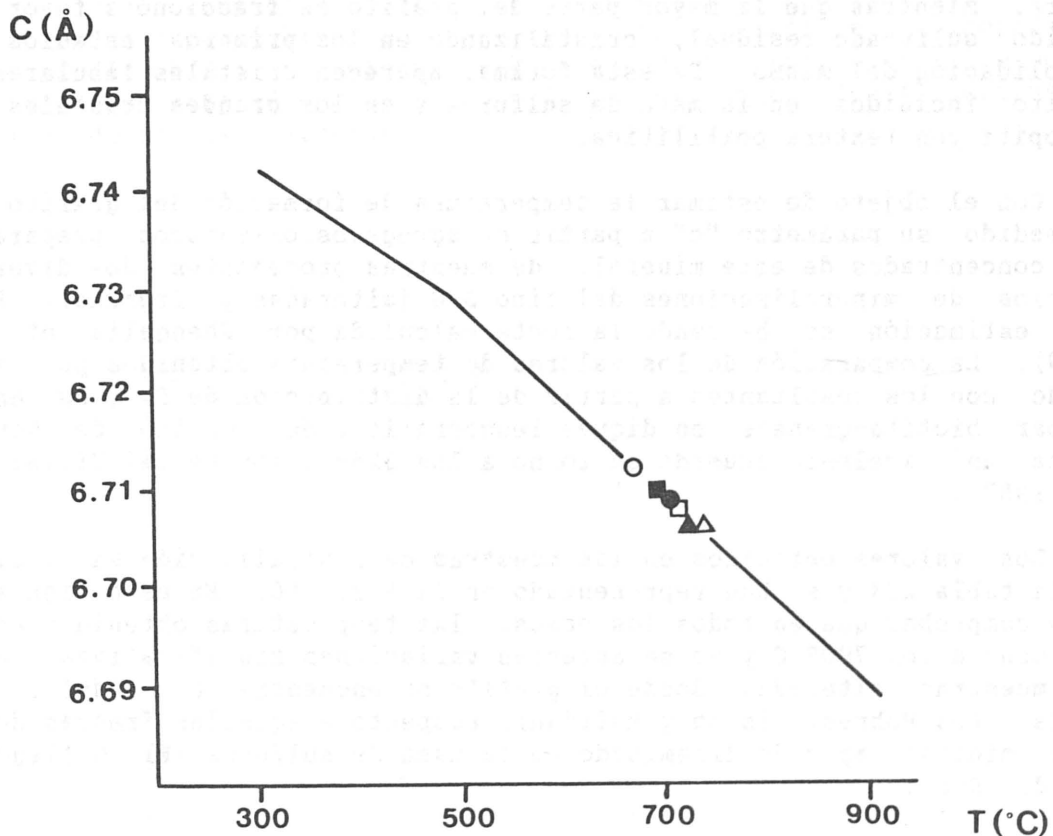


Fig. 60.- Valores de temperaturas estimadas a partir del parámetro "c" del grafito sobre la recta calculada por Shengelia et al. (1979). ■.- El Gallego; ●.- El Aguila; ▲.- Los Pobres; □.- Mina del Rio; ○.- Malijan; △.- Islam.

II.2. GENESIS DE LOS DIFERENTES TIPOS DE MINERALIZACIONES DURANTE LA EVOLUCION DEL CUERPO ULTRAMAFICO.

Tal y como se ha señalado en los apartados precedentes, existen diversos argumentos que abogan por un origen magmático de las mineralizaciones. Así mismo, diversos hechos señalan que tal formación tuvo lugar durante el flujo plástico de las rocas ultramáficas en el manto superior, bien con anterioridad a su emplazamiento tectónico cortical (tipos Cr y Cr-Ni) o bien contemporánea o posteriormente al mismo (tipo S-G):

- Una gran parte de los cuerpos minerales estudiados dentro de las mineralizaciones tipo Cr y Cr-Ni se disponen paralelamente a la foliación de las lertzolitas encajantes.
- Los pods de cromita muestran texturas que reflejan una intensa deformación plástica (foliación, lineación mineral, "pull-apart") y han podido emplazarse durante el flujo astenosférico en el manto.

- Las ortopiroxenitas asociadas a menas de Cr-Ni han sufrido también deformación plástica de alta temperatura y annealing. Las cordierititas por su parte muestran texturas granoblásticas con desarrollo puntual de neoblastos poligonales, excepto en la mina San Juan, donde este mineral se encuentra deformado plásticamente.
- Si se acepta la hipótesis de que la mayoría de los diques leucocráticos son el resultado de la inyección de líquidos anatéticos originados por la fusión parcial de las metapelitas durante el emplazamiento de los cuerpos ultramáficos, entonces, las relaciones geométricas que se observan en la mina de El Sapo (con nódulos de mineralización englobados en los diques leucocráticos), indican que la mineralización se formó con anterioridad al citado emplazamiento.
- Las mineralizaciones tipo S-G son siempre discordantes respecto a la foliación de las lertzolitas y encajan en zonas de fractura irregulares; localmente muestran una foliación mineral de significado dudoso y, la mayoría han sido afectadas por plegamientos tardíos.

Sobre esta base, y siguiendo la hipótesis de Oen (1973), se plantea un modelo metalogénico que incluye una migración y fraccionamiento progresivos de los líquidos magmáticos, desde el núcleo hasta la periferia del cuerpo ultramáfico y la segregación de un líquido sulfo-arseniado inmisible.

Las primeras mineralizaciones en formarse son las que presentan una composición más refractaria (mineralizaciones tipo Cr) y están enclavadas en la zona de más alta temperatura del cuerpo peridotítico (núcleo), actualmente con facies de lertzolitas con plagioclasa. Dentro de este tipo, las mineralizaciones con ganga de clinopiroxeno y ortopiroxeno representan un primer estadio de alta presión (> 10 kb), en el cual no se alcanzó el punto de saturación para el As y S y, en consecuencia, las paragénesis no incluyen arseniuros ni sulfuros, con la excepción de los minerales de EGP más refractarios (erlichmanita-laurita), los cuales sirven como núcleos de crecimiento para los cristales de cromita. El resto de las mineralizaciones tipo Cr (asociadas a ortopiroxenitas y con cantidades minoritarias de arseniuros de níquel se interpretan tomando como referencia el diagrama de la Fig. 61 a, y siguiendo la idea de Oen (1973). Para este autor, la fraccionación del líquido máfico se inició a alta temperatura (~1500°C) cristalizando en primer lugar forsterita. Trás la cristalización de un pequeño porcentaje de forsterita, se alcanzó la línea peritética forsterita-enstatita y la forsterita ya formada reaccionó con el líquido para formar enstatita. El desarrollo incompleto de esta reacción justificaría la presencia de pequeños porcentajes de olivino en algunas ortopiroxenitas (Arroyo de la Cala) y subraya las diferencias de presión existentes con las cromitas podiformes ya que la cristalización de olivino limita las condiciones de presión a valores inferiores a los 10 kb. Estos líquidos eran algo más evolucionados y, en ellos si se alcanzó el punto de saturación para el As.

Las mineralizaciones de Cr-Ni cristalizaron a partir de líquidos de composición progresivamente más evolucionada. En las subfacies Seiland, las mineralizaciones están compuestas por ortopiroxeno y cromita, con pequeños porcentajes de arseniuros de níquel. Su génesis, por tanto, es análoga a la descrita anteriormente para las mineralizaciones de cromita con ortopiroxeno. En las subfacies Ariegita y en las facies de lertzolitas

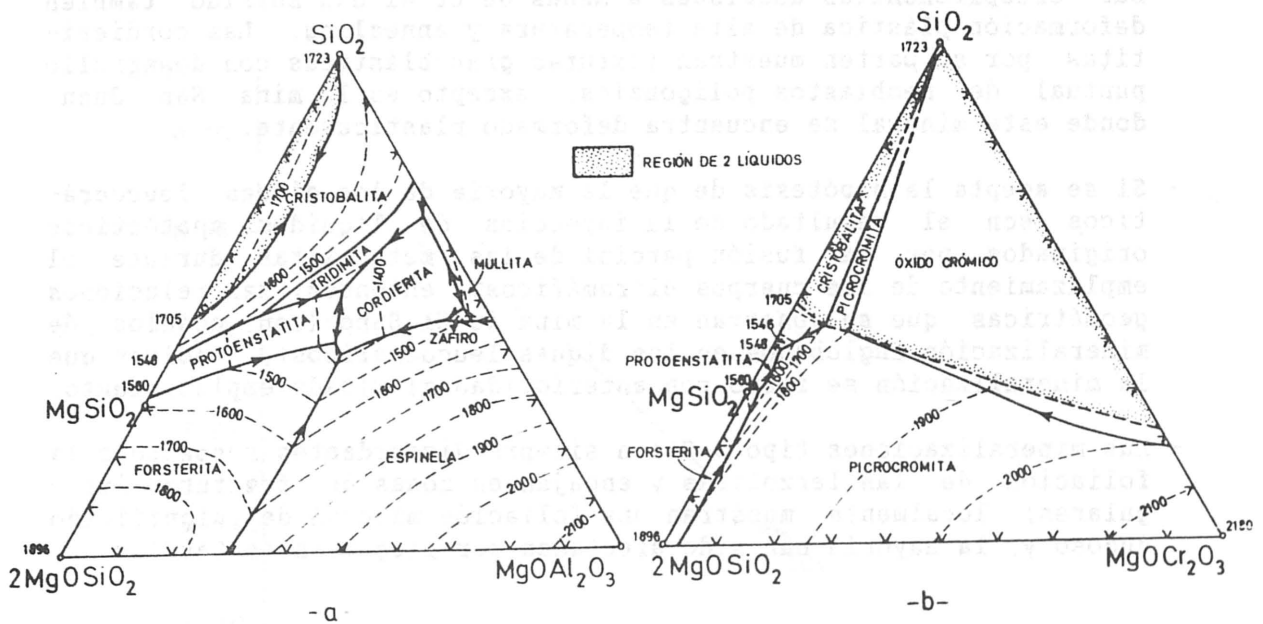


Fig. 61.- Relaciones liquidus a una atmosfera en los sistemas $Mg_2SiO_4-MgAl_2O_4-SiO_2$ (a) y $Mg_2SiO_4-MgCr_2O_4-SiO_2$ (b). Diagramas en tantos por ciento. Tomados de Irvine (1967).

con granate las asociaciones minerales incluyen, además, cordierita, importantes cantidades de arseniuros de níquel y, puntualmente, plagioclasa y flogopita. Admitiendo la génesis ya descrita para la asociación ortopiroxeno-cromita, en la Fig. 61 a, se observa que si la cristalización continúa dentro del campo de la enstatita, el líquido residual se mueve hacia la línea cotéctica enstatita-cordierita. Si esta cristalización cotéctica se modifica de alguna forma, se podrían formar capas de cordierita, dejando un líquido residual (no expresado en la Fig. 61 a), último responsable de la formación de los diques de plagioclasa-cordierita-flogopita. Durante este proceso de fraccionación, la solubilidad del As y S disminuye bruscamente como consecuencia de la disminución en la proporción de FeO (atrapado durante la cristalización del ortopiroxeno y la cromita) y del aumento en la de SiO_2 en el líquido residual (Vogh, 1919, y Richardson y Fincham, 1954, en Irvine, 1975). Como consecuencia se segregó un líquido arseniado-sulfurado inmiscible que recogió los elementos más afines: Ni, Cu, Co, EGP y Au. Este líquido sufrió, así mismo una fraccionación generando en primer lugar una asociación de arseniuros (mineralizaciones tipo Cr-Ni) y segregando un líquido sulfurado residual (mineralizaciones tipo S-G).

La formación de las asociaciones minerales y las texturas que se observan en las mineralizaciones tipo Cr-Ni han sido interpretadas por Oen (1973) como el resultado de un doble proceso de inmiscibilidad. Para este autor, durante la cristalización del ortopiroxeno, se segregó un líquido oxido-arseniado inmiscible que más tarde sufrió un nuevo proceso de desmezcla dando lugar a dos nuevos líquidos inmiscible, uno oxidado y otro arseniado. Este proceso de inmiscibilidad doble ha sido propuesto teniendo en cuenta las relaciones texturales entre la cromita y los arseniuros de níquel aunque la cristalización de cromita y, más tarde, de arseniuros intersticiales puede explicarse sin necesidad de involucrar

un proceso de inmiscibilidad de dos líquidos.

El modelo de Oen (1973) está basado en suposiciones teóricas y es interesante señalarlo en este punto ya que explica parte de los rasgos mineralógicos y texturales observados. Teniendo en cuenta el hecho de que la adición de Cr_2O_3 al sistema $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-MgAl}_2\text{O}_4\text{-SiO}_2$ provoca una ampliación del campo de la espinela y de la región de líquido (Fig. 61 b), Oen (1973) ha construido los diagramas de la Fig. 62. "La cristalización puede haber tenido lugar de acuerdo con el diagrama de la Fig. 61 a, hasta que el líquido residual ha alcanzado el punto P, próximo a la línea enstatita-cordierita; si en ese momento las condiciones de cristalización se modifican de forma que se pueda aplicar la Fig. 62 a, en lugar de la Fig. 61 a, el líquido P situado en la región de 2 líquidos de la Fig. 62 a, puede desmezclarse en un líquido L_1 y un líquido L_2 . El líquido L_2 rico en cordierita puede cristalizar separadamente y, en presencia de CaO , puede dar rocas con cordierita-plagioclasa. El líquido L_1 puede cristalizar como rocas con cordierita-enstatita o, en presencia de CaO , con cordierita-augita"... "En la Fig. 62 b, se considera también la desmezcla de un líquido rico en cromita (Fischer, 1950); desde los subsistemas silice-forsterita y silice-cromita hacia el interior del diagrama se extiende un rango intermedio de temperaturas en el que pueden coexistir tres líquidos: L_1 de composición más rica en piroxeno, L_2 de composición rica en cordierita y L_3 de composición rica en cromita. La segregación y cristalización separada de estos tres líquidos bajo apropiadas condiciones ... puede dar lugar a las asociaciones de rocas observadas en La Gallega y Los Jarales". Para este autor, el As se fracciona a favor del líquido rico en cromita y más tarde se inmiscibiliza como un líquido arseniado independiente.

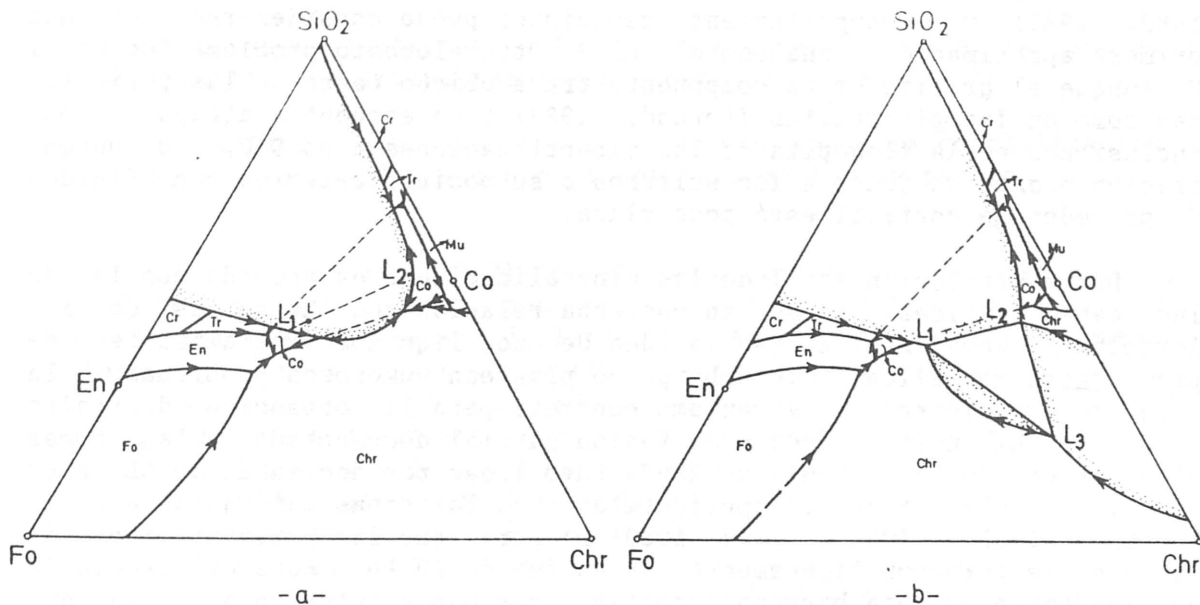


Fig. 62.- Diagramas hipotéticos construidos por Oen (1973) en los cuales se barajan las posibilidades para los diferentes procesos de desmezcla de líquidos argumentados por este autor para explicar la génesis de las mineralizaciones de Cr-Ni. Fo.- forsterita; Co.- cordierita; chr.- cromoespinela; Mu.- mullita; Tr.- tridimita; Cr.- cristobalita.

Las mineralizaciones tipo S-G resultan de la cristalización de un líquido sulfurado residual durante las etapas finales de evolución del cuerpo ultramáfico, una vez emplazado en la corteza continental. Las características composicionales de estas mineralizaciones reflejan también una fraccionación desde las mineralizaciones enclavadas en las facies más internas (subfacies Seiland) hasta las más externas (facies de lertzolitas con granate), con un enriquecimiento progresivo en componentes volátiles, de forma que las últimas mineralizaciones en formarse, las situadas en posición más distal, exhiben una aureola de alteración hidrotermal en la roca de caja: Minas del área del Arroyo de la Cueva. Estas variaciones composicionales pueden deberse, también, no tanto a la fraccionación propia del líquido sulfurado por sí mismo, sino que pueden ser la consecuencia de diferentes estados de fraccionación de los magmas originales de los cuales son el último residuo. Esta última idea tiene como contrapartida el hecho de que habitualmente no existe una relación espacial directa entre las mineralizaciones de arseniuros de níquel y las de sulfuros-grafito.

VII.3 PROCEDENCIA DE LOS MAGMAS MINERALIZANTES

Las lertzolitas del manto son una roca madre apropiada para la mayoría de los elementos que componen las mineralizaciones aunque las proporciones relativas de muchos de ellos exijan concentraciones originales más elevadas de lo habitual. El mayor problema se plantea con la procedencia del As, del cual no se conoce bien su concentración en las rocas del manto ni su comportamiento durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada. No obstante, la procedencia mantelica de este elemento viene avalada por la presencia de paragénesis primarias con níquelina y maucherita en las capas máficas de Beni Bousera (Lorand, 1983, 1987) y su comportamiento geoquímico puede considerarse, en una primera aproximación, análogo al del S. Otro elemento problemático es el C. Aunque el grafito es un componente traza ubicuo tanto en las peridotitas como en las piroxenitas (Lorand, 1983) y se encuentra atrapado como inclusiones en la flogopita de las mineralizaciones tipo S-G, su concentración magmática junto a los sulfuros o su posible relación con fluidos de procedencia cortical está poco clara.

La distribución zonal de las mineralizaciones de acuerdo con la de las capas máficas, ambas en estrecha relación con las facies de las lertzolitas encajantes apoyan la idea de unos líquidos mineralizantes de procedencia mantelica. Sin embargo se plantean numerosos problemas a la hora de considerar el mecanismo concreto para la obtención de tales líquidos. El único episodio de fusión parcial documentado en las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda tuvo lugar por encima de 30 kb (Frey et al., 1985) y tanto las peridotitas como las capas máficas se equilibraron a 20-25 kb (Obata, 1977, 1980) mientras que las primeras mineralizaciones se formaron ligeramente por encima de 10 kb. Esta diferencia de presión establece una barrera importante que puede interpretarse bajo dos perspectivas diferentes que se discutirán más adelante:

- Los líquidos mineralizantes proceden de una segregación tardía de los generados durante la primera fase de fusión parcial, y que hasta ese momento habrían permanecido como líquidos atrapados en las

peridotitas y piroxenitas.

- Los líquidos están relacionados con una segunda etapa de fusión parcial a baja presión que afectó determinadas áreas selectivamente y, con prioridad, a las capas de piroxenitas.

No hay que excluir la posibilidad de existencia de procesos de contaminación o mezcla de los líquidos mineralizantes con otros de composición más silíceas.

VII.3.1. ¿Proceden los líquidos mineralizantes de líquidos atrapados tras la fusión parcial de las peridotitas?

Esta idea ha sido ya propuesta por Stockman (1982) para explicar los contenidos en EGP de las peridotitas. Como señalan Mitchell y Keays (1981), los EGP existentes en las rocas del manto están en su mayoría disueltos en las fases sulfuradas. Si se considera que actualmente las concentraciones de sulfuros en las lherzolitas de Ronda y Beni Bousera representan aproximadamente entre 0,01 y 0,05% en peso (Stockman, 1982; Lorand, 1983), esto significa que la concentración en peso de S está alrededor de 0,01% (Suen, 1978, señala concentraciones algo mayores). En consecuencia, todo el S de las peridotitas se disolvería en el líquido durante el primer 1% de fusión parcial (Stockman, 1982). Las concentraciones en EGP y S de las lherzolitas de Ronda son análogas a las encontradas en nódulos de lherzolitas fértiles en basaltos alcalinos (Stockman, 1982). Así, para explicar estas concentraciones en rocas que han sufrido grados variables de fusión parcial (0-30%) solo caben dos explicaciones:

- Las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda son el residuo de una peridotita primitiva fuertemente enriquecida en S y As.
- Los sulfuros existentes son la consecuencia de la cristalización de líquidos atrapados durante el episodio de fusión parcial.

Aunque Stockman (1982) califica la primera hipótesis como poco realista por comparación con los contenidos de S habituales en otros macizos así como en nódulos de lherzolita fértiles, teniendo en cuenta el volumen que representan los sulfuros y arseniuros de las mineralizaciones, así como su alto contenido en metales nobles, solo cabe plantearse la existencia de un área fuente con una concentración elevada de S y una anomalía positiva de As. En otros macizos ultramáficos del mediterráneo occidental tales como los de Bladissero y Balmuccia (zona de Ivrea Verbano), Garuti et al. (1984) señalan también concentraciones de S y elementos calcófilos por encima de las estimaciones del manto. No obstante, la existencia de líquidos atrapados podría ser un modelo válido para explicar la diferencia de presión existente entre el final de la cristalización de las capas máficas y la formación de las primeras mineralizaciones.

El modelo comprendería varios estadios:

- Las peridotitas funden parcialmente por encima de 30 kb y los líquidos migran y se fraccionan progresivamente desde el interior al exterior del cuerpo ultramáfico (Frey et al, 1985; Suen y Frey, 1987).
- Entre 20-25 Kb y 1100-1200°C el conjunto peridotitas-piroxenitas se equilibra (Obata, 1980) manteniendo un pequeño porcentaje de líquido atrapado (~1-2%) en las peridotitas.
- Si este equilibrio no se completa, durante el posterior ascenso adiabático del cuerpo ultramáfico, los líquidos atrapados en las zonas más periféricas del mismo cristalizan dada la trayectoria P-T de estas zonas (Fig. 63), mientras que los enclavados en las zonas internas se mantienen líquidos.
- Durante el flujo plástico de las peridotitas en su ascenso, los líquidos atrapados se movilizan, coalescen, migran y se fraccionan hacia la periferia del cuerpo ultramáfico. Así, los primeros acumulados son pequeños pods y venas de cromita concordantes con la foliación, mientras que los últimos son de mayor tamaño y localmente discordantes.

Esta interpretación presenta un problema importante y es que la trayectoria adiabática del núcleo del cuerpo ultramáfico se mantiene, en todo momento, por debajo de la línea de solidus de las capas máficas y, en consecuencia, es difícil imaginar un mecanismo físico por el cual se pudiesen mantener tales líquidos en la peridotita. No obstante, la trayectoria si se mantiene constantemente por encima del liquidus de la solución sólida monosulfurada ("mss"), lo cual podría favorecer la permanencia de una pequeña proporción de líquido intersticial en la peridotita. Este líquido realmente precipita en un rango de presiones (<5 kb), donde la trayectoria P-T de las lertzolitas con plagioclasa cruza el liquidus de la "mss". Esta interpretación sugiere una idea para entender la ausencia de mineralizaciones en los macizos lertzolíticos de Lherz y Lanzo. Si se observan las trayectorias P-T de estos macizos en el diagrama de la Fig. 63, se comprueba que en el macizo de Lherz, dicha trayectoria corta el liquidus de la "mss" alrededor de las 18 kb (presión estimada por Conqueré, 1978, para la formación de las paragénesis de sulfuros diseminados en las lertzolitas de Lherz). Este hecho justifica los contenidos en Pd y Au encontrados en tales peridotitas, cuyos valores son casi 20 veces superiores a los del macizo de Ronda (Begou, com. per.). En el macizo de Lanzo, la situación es análoga aunque con una fusión parcial a mucha más baja presión.

Otro argumento en contra de esta hipótesis es la distribución de sulfuros en las capas máfica. Según Lorand (1983), las mayores concentraciones de sulfuros se dan en las capas de composición más refractaria, mientras que en las clinopiroxenitas con granate de la periferia de los macizos, tales compuestos están ausentes aunque según las trayectorias P-T de las facies de lertzolitas con espinela y lertzolitas con granate (Fig. 63), cabría esperar que los líquidos atrapados en estas zonas cristalizaran "in situ".

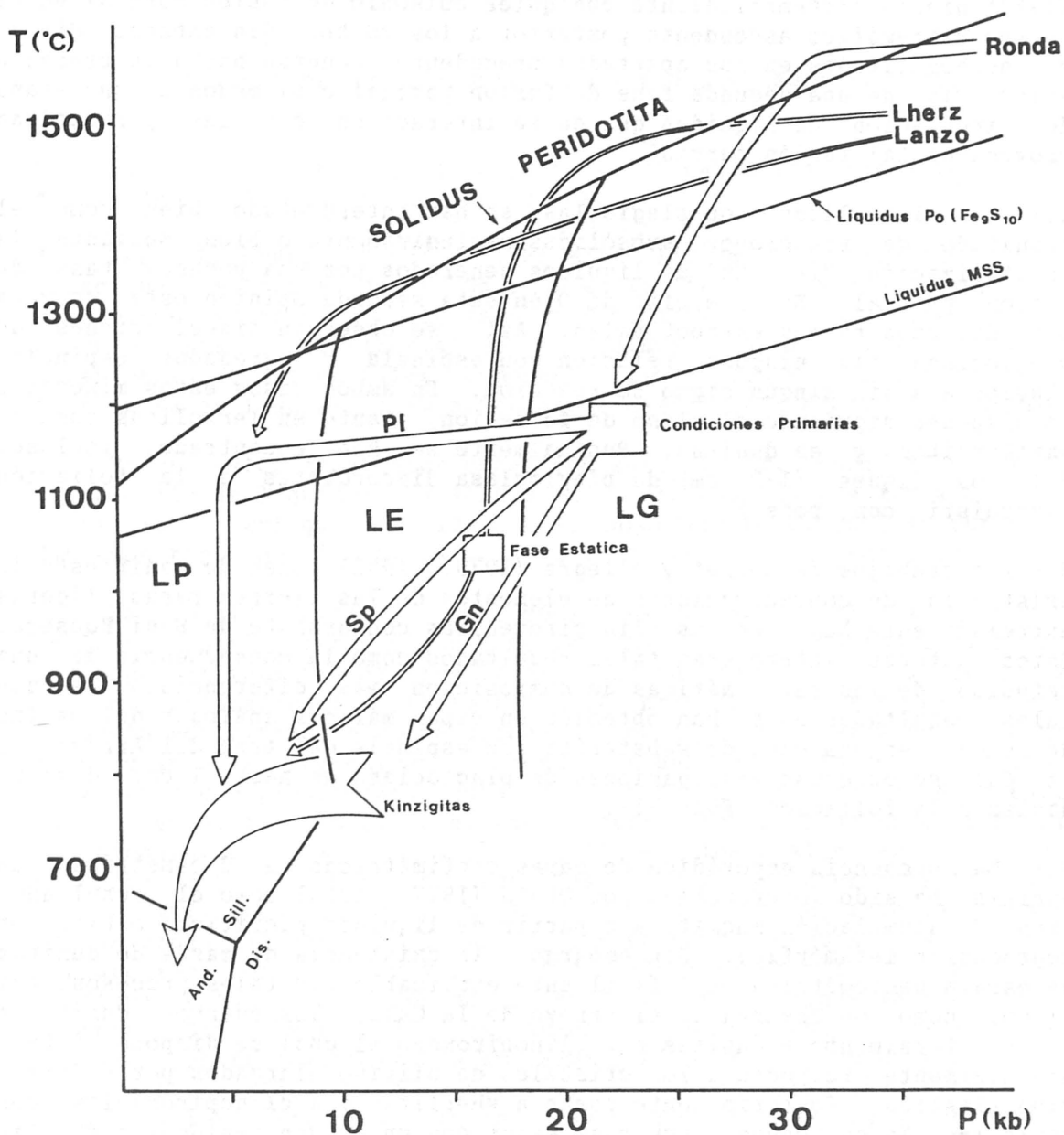


Fig. 63.- Trayectorias P/T de las lertzolitas del macizo de Ronda (Frey et al., 1985; Obata, 1980), del macizo de Lherz (Bodinier, 1988) y del macizo de Lanzo (Bodinier et al., 1986), sobre un diagrama construido por Lorand (1983). Liquidus de la pirrotina (Fe_9S_{10}) según Sharp (1969) y Ryzenkho y Kenedy (1973) y líquido de una "mss" con 25% de Ni y 38% de S, según Lorand (1983). LP.- Lertzolitas con plagioclasa; LE.- lertzolitas con espinela; LG.- lertzolitas con granate. Trayectorias de las lertzolitas con plagioclasa (Pl), con espinela (Sp) y con granate (Gn). La flecha ancha indica la evolución de las kinzigitas asociadas a las peridotitas (Kornprobst y Vialzeuf, 1984).

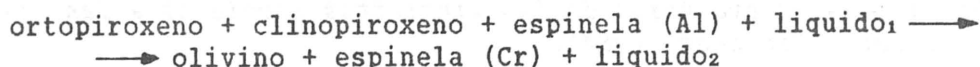
VII.3.2. ¿Existen evidencias de un episodio de fusión parcial a baja presión?

Los trabajos de Obata (1977, 1980), Frey et al. (1985) y Suen y Frey (1987) niegan sistemáticamente cualquier episodio de fusión parcial en el cuerpo ultramáfico ascendente posterior a los 20 kb. Sin embargo, diversos hechos citados en los apartados precedentes apuntan hacia la probable existencia de una segunda fase de fusión parcial o al menos de una etapa de circulación de líquidos que en su interacción con las peridotitas provocaron tal fusión parcial.

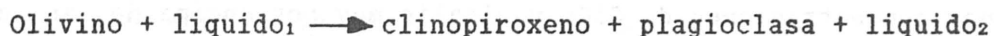
1.- Las lertzolitas con plagioclasa se han interpretado bien como el resultado de reacciones subsólidas exclusivamente o bien mediante la cristalización "in situ" de líquidos generados por una pequeña tasa de fusión parcial. En el macizo de Ojén esta segunda opinión está apoyada por diversos rasgos estructurales. Así, se observan diseminaciones de plagioclasa sin ninguna relación con espinela y agregados espinela-plagioclasa sin ningún signo de reacción. En ambos casos estos minerales se disponen siguiendo el plano de foliación, tanto en lertzolitas como en harzburgitas y en dunitas. Puntualmente se han encontrado, incluso, delgados diques (1-2 cm) de plagioclasa discordantes a la foliación (Targuisti com. pers.).

2.- Los trabajos de Loubet y Allegre (1979, 1982) ponen de manifiesto la existencia de concentraciones de elementos de las tierras raras ligeras extremadamente bajas en las clinopiroxenitas con granate de Beni Bousera. Estos autores interpretan tales resultados como la consecuencia de una refusión de las capas máficas de composición más diferenciada. Aunque tales resultados no se han obtenido en capas máficas análogas del macizo de Ronda, en una capa de websterita con espinela del área del Arroyo de la Cala se observan segregaciones de plagioclasa de hasta 1 cm, discordantes a la foliación (Foto 71).

3.- La presencia esporádica de capas centimétricas a decamétricas de dunitas ha sido interpretada por Obata (1977, 1980) como el resultado, bien de acumulación magmática a partir de líquidos picríticos o bien por segregación metamórfica. Sin embargo, la existencia de masas de dunitas de escala hectométrica es difícilmente explicable por tales procesos. Así mismo, como se observa en el Arroyo de la Cala, los cuerpos duniticos pasan lateralmente a dunitas con clinopiroxeno el cual se dispone intergranularmente respecto a los cristales de olivino alargados por deformación plástica. Posteriormente pasan a wherlitas y a clinopiroxenitas con espinela. Estos hechos concuerdan mejor con un origen residual para las dunitas, el cual puede realizarse mediante dos mecanismos: por elevadas tasas de fusión parcial, o como productos de la interacción de las peridotitas con otros líquidos o fluidos magmáticos. El primer mecanismo exige tasas de fusión parcial excesivamente elevadas para las que han tenido lugar en los macizos ultramáficos betico-rifeños. El segundo mecanismo, por el contrario solo necesita una etapa de circulación de tales líquidos que interaccionen eficazmente con la peridotita según la ecuación propuesta por Bodinier (1988):



Según este autor, esta reacción es efectiva para unas condiciones de presión moderadas a bajas (5-15 kb) y una temperatura del encajante próxima al sólido (> 1250°C). Este mismo autor explica también la formación de las dunitas con clinopiroxeno y/o con plagioclasa en el macizo de Lanzo, mediante una disolución del olivino para formar piroxenos, según la ecuación de Kelemen (1986):



tal situación se origina si la percolación magmática persiste mientras desciende la temperatura del encajante.

4.- Para Reisberg y Zindler (1986-87), las amplias variaciones en las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Sm en las lertzolitas de Ronda no pueden explicarse mediante una sola fase de fusión parcial, sino que exigen un segundo episodio de circulación de líquidos. Estos líquidos debieron de estar enriquecidos en tales componentes isotópicos y en elementos de las tierras raras ligeras, y su procedencia mantélica o cortical es incierta.

Todos estos argumentos convergen hacia la existencia de una fase de circulación de líquidos magmáticos en condiciones de presión moderadas a bajas (5-15 kb) que coincide con el intervalo en el cual se forman los diversos tipos de mineralizaciones analizados en esta memoria.

La consideración de este modelo parece más realista y permite, incluso, reinterpretar algunos hechos como la distribución de los EGP en las capas máficas y justifica la alta concentración de estos elementos en las mineralizaciones. Stockman (1982) encuentra que tanto el Pd como el Au están positivamente correlacionados con el Cr y el Ni y su concentración disminuye progresivamente desde los gabros olivínicos encajados en lertzolitas con plagioclasa hasta las clinopiroxenitas con granate encajadas en lertzolitas con granate. Esta distribución refleja un comportamiento geoquímico anómalo para el Pd y el Au, los cuales habitualmente se comportan como elementos incompatibles. Este autor interpreta tal distribución implicando una fraccionación de los sulfuros durante la formación de las capas máficas, de forma que los primeros acumulados se encuentran enriquecidos en sulfuros y los últimos carezcan de ellos. Lorand (1983) confirma esta distribución de los sulfuros en las capas máficas de Beni Bousera. Sin embargo la acumulación de los sulfuros en los primeros estadios de fraccionación de un magma básico es también un hecho geoquímicamente anómalo. Por el contrario, si se considera una fraccionación normal de los sulfuros y, en este caso concreto, de los arseniuros, las capas de clinopiroxenitas con granate serían las más ricas en estos componentes. La fusión parcial de estas capas originaría líquidos enriquecidos en S, As, EGP y Au, que más tarde podrían dar lugar a las mineralizaciones.

VII.3.3. ¿Tuvo lugar algún tipo de mezcla de los líquidos mineralizantes con otros de composición más silíceas?

Los procesos de contaminación y mezcla de magmas han sido ampliamente utilizados en la literatura para explicar, sobre todo, la formación de

capas monominerálicas de cromita en diversos complejos estratificados (Irvine, 1975, 1977; Sharpe e Irvine, 1983; Campbell y Turner, 1986). Uno de los argumentos utilizados por Irvine (1975) para involucrar la presencia de un líquido contaminante de composición rica en sílice es el análisis de los diversos tipos de inclusiones encontradas en las cromitas del complejo de Muskox: ortopiroxeno, flogopita y wonesita ricas en Cr y Ti, plagioclasa sódica, pirrotina, calcopirita, rutilo y, probablemente, feldespató potásico y cuarzo. El análisis de algunas de estas inclusiones refleja unas concentraciones de SiO₂ y alcalis muy por encima de las que cabría esperar en líquidos basálticos (algunas inclusiones son de composición granítica), de forma que si se piensa que tales inclusiones representan gotas de líquido atrapado durante la cristalización de la cromita, entonces es necesario plantear la existencia de un proceso de mezcla de los líquidos básicos por otros de composición mucho más silíceo.

En las cromitas de las mineralizaciones betico-rifeñas se han encontrado numerosas inclusiones de ortopiroxeno, flogopita y wonesita ricas en Ti y Cr, cuarzo, clorita, niquelina, lollingita, rammelsbergita, pirrotina, pentlandita, calcopirita, ilmenita y rutilo. Las inclusiones de ilmenita y rutilo se interpretan como exsoluciones mientras que el resto corresponderían a gotas de líquido atrapadas durante la cristalización. En consecuencia, se puede proponer un mecanismo de contaminación análogo al descrito por Irvine (1975).

En la Figura 64 se representan las trayectorias de fraccionación-contaminación propuestas por Irvine (1975) para explicar las secuencias estratigráficas más comunes que contienen capas de cromita en los complejos estratificados de Muskox, de Stillwater, del Gran Dique y de Bushveld. Según estas trayectorias la asociación ortopiroxeno-cromita en

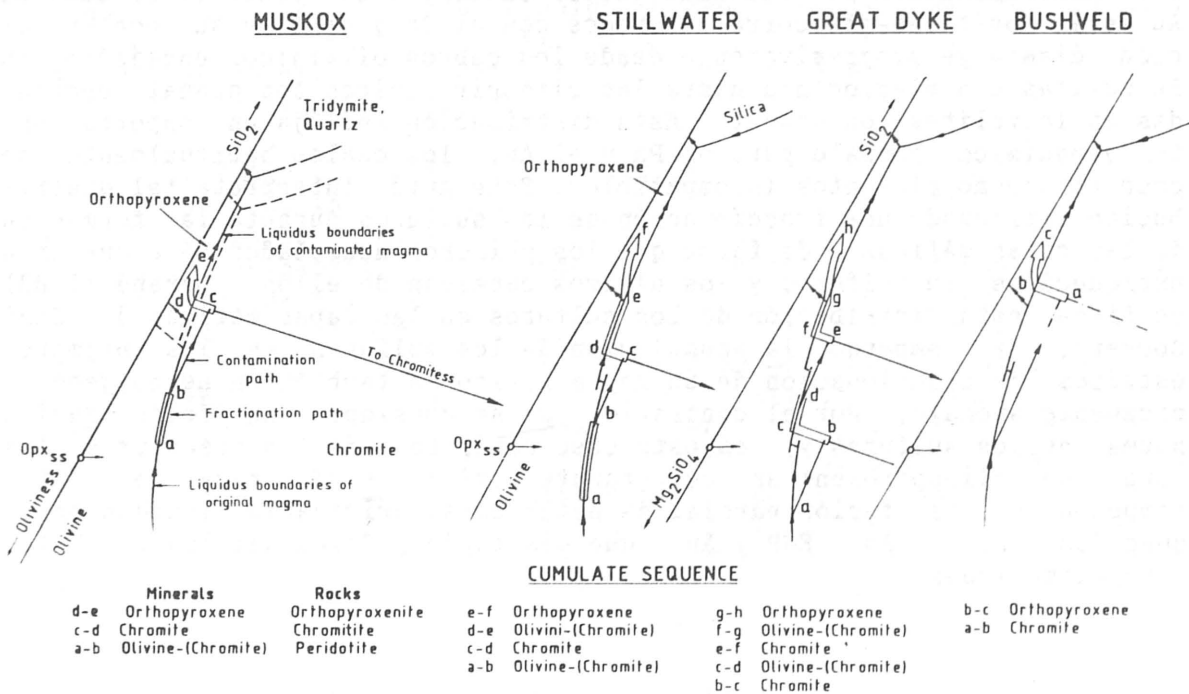


Fig. 64.- Diagramas de fase que muestran los diferentes modelos propuestos por Irvin (1975) para explicar las secuencias estratigráficas con capas de cromitas, más comunes, de los complejos magmáticos estratificados de Muskox, Stillwater, Gran Dique y Bushveld.

las mineralizaciones de la Serranía de Ronda y Beni Bousera podrían interpretarse según un modelo análogo al propuesto para las secuencias cíclicas cromitita-ortopiroxenita del complejo de Bushveld. Además, el aumento de SiO_2 en el magma original disminuye la solubilidad del S (Vogt, 1919 y Richardson y Fincham, 1954; en Irvine, 1975) y probablemente del As, favoreciendo la individualización de un líquido sufoarseñado inmiscible, junto con la cromita.

Este mecanismo de mezcla, si tuviese lugar por contaminación de líquidos de procedencia cortical, permitiría explicar de otra forma la presencia del As y del grafito en las mineralizaciones, aunque plantea el interrogante si, tras la cristalización de la cromita y el ortopiroxeno, el líquido residual pudiese seguir una trayectoria que provocase la cristalización de cromita+niquelina+cordierita, y, finalmente, de plagioclasa y flogopita. Tal proceso de contaminación parece improbable y, si existió algún tipo de mezcla debió de tratarse de líquidos con diferentes estados de fraccionación, ambos procedentes de los que se generaron por fusión parcial de las peridotitas, según el modelo expuesto por Irvine (1977).

VIII

BIBLIOGRAFIA

- AGARD, J.; JOURAVSKY, G. y MILLIARD, Y. (1959). Les gites minéraux (graphite, vermiculite, magnesite, nickel, cuivre, chrome) liés aux roches ultrabásiques et métamorphiques des Beni-Bousera. (Rif Septentrional). *Mines et Geol.* Rabat, 8, 31-37.
- AGUILAR, M.J.; CRESPO, V.; REYES, J.L.; APARICIO, A.; FUSTER, J.M.; MUÑOZ, M. Y SAGREDO, J. (1973). Investigación de níquel en los macizos ultrabásicos de Málaga. Nuevos datos sobre la geología y Petrogénesis. *Bol. Geol. Min. Esp.*, LXXXIV-VI, 41-66.
- ALVAREZ DE LINERA, A. (1951). Descripción del criadero de níquel de Carratraca. *Malaga, Imprenta del Comercio.*
- ALVAREZ DE LINERA, A. (1957). Memoria histórica, científica y estadística sobre las minas de grafito del partido de Marbella, pertenecientes al Estado. *Rev. Minera*, T. VIII.
- AMOSSE, J.; FISCHER, W.; ALLIBERT, M. Y PIBOULE, M. (1986). Méthode de dosage d'ultra-traces de platine, palladium, rhodium et or dans les roches silicatées par spectrophotométrie d'absorption atomique électrothermique. *Analisis*, 14 (1), 26-31.
- BALANYA, J.C.; CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; OROZCO, M. Y SIMANCAS, J.F. (1987). Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. *Cordilleras Béticas. Geogaceta*, 2, 51-53.
- BALANYA, J.C. Y GARCIA-DUEÑAS, V. (1987). Les directions structurales dans le Domine d'Alborán da part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304 (II), n° 15, 929-933.
- BARNES, S. J.; NALDRETT, A.J. Y GORTON, M.P. (1985). The origin and the fractionation of Platinum-Group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.* 53, 303-323.
- BASU, A.R. Y MCGREGOR, I.D. (1975). Chromite spinel from ultramafic xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 937-945.
- BELLOT, A. (1985). Etude gravimétrique du Rif Paleozoïque: la forme du massif des Beni-Bousera. *Thèse Univ. de Montpellier*. 146 p. (inéédita).
- BERG, G. y FRIEDENSBURG, F. (1944). Nickel und kobalt. *Die metallischen*, Heft 6: Stuttgart, F. Enke Verlag, 280p.
- BERNARD-GRIFFITHS, J.; CANTAGREL, J.M. y KORNPROBST, J. (1977). Age du gneiss du Hacho de Ceuta: un événement thermique hercynien dans la zone interne du Rif. *5ème Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes (Résumé)*, p. 64.
- BERTRAND, P. Y MERCIER, J.C. (1986). The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural systems?, *Earth Planett. Sci. Letters*, 79, 109-122.
- BLUMENTHAL, M. (1949). Estudio geológico de las cadenas costeras al

- oeste de Málaga, entre el río Guadalorce y el río Verde. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXII, 11-203.
- BODINIER, J.L. (1988 a). Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo, et de L'Ariège. *Thèse d'Etat Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.* 89 p.
- BODINIER, J.L. (1988 b). Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics*, 149, 67-88.
- BODINIER, J.L.; GUIRAUD, M.; DUPUY, C. Y DOSTAL, J. (1986). Geochemistry of basic dikes in the Lanzo Massif (Western Alps): Petrogenetic and Geodynamic Implications. *Tectonophysics*, 128, 77-95.
- BODINIER, J.L.; FABRIÈS, J.; LORAND, J.P.; DOSTAL, J. Y DUPUY, C. (1987 a). Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrenees). *Bull. Miner.* 110, 345-358.
- BODINIER, J.L.; GUIRAUD, M.; FABRIÈS, J.; DOSTAL, J. Y DUPUY, C. (1987 b). Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 279-290.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P. y ROBERTSON, J.D. (1973). Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar. *Jour. Geophys. Research*, 78, 1372-1382.
- BOUDIER, F. y NICOLAS, A. (1972). Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). *Schweiz. Mineral. Petrogr.*, 52, 39-56.
- BOUILLIN, J.P. (1977). Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et El Milia (Algérie). *Thèse Université Pierre et Marie Curie.*
- BOUILLIN, J.P.; BROQUET, P. Y TUBIA, J.M. (1987). La thermoluminescence des quartz en nodules des migmatites associées à la mise en place des peridotites d'Andalousie (Espagne) et de Petite Kabylie (Algérie): un marqueur du déplacement du bloc d'Alborán. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305 (II), 287-291.
- BOUILLIN, J.P. Y KORNPROBST, J. (1974). Associations ultrabasiqes de Petite Kabylie: péridotites de type alpine et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), XVI, 183-194.
- BUISSON, G. y LEBLANC, M. (1985). Gold in carbonatized ultramafic rocks from ophiolite complexes. *Econ. Geol.*, 80, 2028-2029.
- BUNTFUSS, J. (1970). Die Geologie der Kustenketten zwischen dem Rio Guadalorce und dem Campo de Gibraltar. *Geol. Jb.* 88, 373-420.
- BUSECK, P.R. (1963). The Fe-Ni-As system at 800°C. *Ann. Rep. Director. Geoph. Lab., Carnagie Inst. Washington. Year Book.* 62, 200-210.

- CABRI, L.J. (1981). The platinum-group minerals. En: *Platinum group elements: mineralogy, geology and recovery*. Ed. L.J. Cabri. *Canad. Inst. Miner. Metall. Spec. Vol. 23*, 83-150.
- CABRI, L.J. y NALDRETT, A.J. (1984). The nature of the distribution and concentration of platinum-group elements in various geological environments. *Proceedings of the 27th International Congress. 10*, 17-46.
- CAMPBELL, I.H. y TURNER, J.S. (1986). The role of convection in the formation of platinum and chromitite deposits in layered intrusions. En: *Short course in silicate melts*, Ed. C.M. Scarfe. *Miner. Assoc. Canad. 236-278*.
- CAPREDI, S.; GARUTI, G.; RIVALENTI, G. Y ROSSI, A. (1977). The origin of the Ivrea-Verbanò basic formation-pyroxenitic and gabbroic mobilizates as products of partial melting of mantle peridotite. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4, 168-179.
- CHALOUAN, A. (1986). Les nappes ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. *Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 311 p.
- CHAMON, C.; QUINQUER, R.; CRESPO, V.; AGUILAR, M. y REYES, J.L. (1976). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1052 (Alora). Escala 1:50.000. *Plan Magna IGME*.
- CHUBERT, G.; DIOURI, M. y FAURE-MURET, A. (1965). Mesures géocronologiques récentes par la méthode Ar40/K40 au Maroc. *Notes et Mém. Ser. Geol. Maroc*, 24 (183), 53-62.
- CONQUERE, F. (1978). Petrologie des complexes ultramafiques de L'Ariege. *Thèse, Université de Paris*. 333p.
- CRAIG, J.R. y SCOTT, S.D. (1976). Sulfide phase equilibria. En *Sulfide mineralogy*. Ed. P.H. Ribbe. *Reviews in mineralogy. Miner. Soc. Amer.*, Cs-1 - Cs-104.
- CROCKET, J.H. (1981). Geochemistry of the platinum group elements. En *Platinum group elements: mineralogy, geology, recovery*. Ed. L.J. Cabri. *Canad. Inst. Min. Metall. Spec. Vol. 23*, 47-64.
- CUEVAS, J.; ALDAYA, F.; NAVARRO-VILA, F. y TUBIA, J.M. (1986). Caracterisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujarrides centrales (Cordilleres Bétiques, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 302 (II), 18, 1177-1180.
- CZAMANSKE, G.K.; HIMMELBERG, G.R. Y GOFF, F.E. (1976). Zoned Cr, Fe-spinel from the La Perouse layered gabbro, Fairweather range, Alaska. *Earth Planet. Sci. Letters*. 33, 111-118.
- DAROT, M. (1973). Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, 1673-1676.

- DICK, H.J.B. Y BULLEN, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Miner. Petrol.* 86 (1), 57-76.
- DICKEY, J.S. Jr. (1970). Partial fusion products in Alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples. *Mineral. Soc. Amer. Spec. pap.*, 3, 33-49.
- DICKEY, J.S.Jr. (1975). A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Gechim. Cosmochim. Acta*, 39, 1061-1074.
- DICKEY, J.S.Jr. Y OBATA, M. (1974). Graphitic Hornfels Dikes in the Ronda High-Temperature Peridotite Massif. *Amer. Miner.* 59, 1183-1189.
- DICKEY, J.S.Jr. Y NICOL, L.D. (1979) La historia petrológica del Complejo ultramáfico de Ronda. *Bol. Geol. Min. Esp.* XC-II, 175-183.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. Y KORPROBST, J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Geol. France*, XV (2), 77-104.
- DONATH, M. (1962). *Crom. Die metallischen Rohstoff*, Bd 14:Stuttgard, F. Enke Verlag, 371 p.
- DURAND-DELGA, M. (1951). L'age du metamorphisme général du massif de Petite Kabylie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 232, 745-747.
- DURAND-DELGA, M. (1968). Coup d'oeil sur les unités Malaguides des Cordilleres Bétiques (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, 190-193.
- DÜRR, S.H. (1967). Geologie der Serranía de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien), *Geol. Romana*, 6, 1-73.
- EALLES, H.V. (1987). Upper critical zone chromite layers at R.P.M. Union Section Mine western Bushveld complex. En: Evolution of chromium ore fields. Ed. C.W. Stowe. *Van Nostrand Reinold Company Nueva York*. 144-168.
- EGELER, C.G. Y SIMON, O.J. (1969). Sur la tectonique de la zone bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne). Etude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almeria et Velez-Rubio. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Nat.*(2), 15, 3, 90 p.
- ESTEVEZ, A.; MARTIN-ALGARRA, A. Y TORRES-ROLDAN, R.L. (1988). The Yunquera unit of the western Betic Cordillera: a reappraisal. *Abstract, Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*. Barcelona, 11-15 Abril.
- EVANS, B.W. y FROST, B.R. (1975). Chrome-spinel in progressive metamorphism- a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 959-972.
- EWERS, W.E.; GRAHAN, J.; HUDSON, D.R. Y ROLLS, J.M. (1976). Crystallization of chromite from Nickel Iron Sulphide Melts. *Contrib. Miner. Petrol.* 54, 61-64.

- FEBREL, T. (1955). Estudio petrográfico de la parte de la Sierra de las Aguas en que están enclavados los cotos mineros de San Juan, El Inglés, San Agustín y El Sapo. Inf. Inédito.
- FEBREL, T. (1970). Criaderos y yacimientos minerales. E.T.S. de Ingenieros de Minas.
- FINETTI, I. y MORELLI, C. (1973). Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geophys. Teorica Applic.*, 11, 263-341.
- FISCHER, R. (1950). Entmischungen in schmelzen aus schwermetalloxiden, silikaten und phosphaten. Ihre geochemische und lagerstättenkundliche bedeutung. *N. Jb. Miner. Abh.* 81, 315-364.
- FISCHER, W. (1988). Approche experimentale du fractionnement magmatique et exemples de redistributions hydrothermales des EGP. *Thèse d'Etat.* Université de Grenoble I, 160 p.
- FREY, F.A. (1980). The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace elements evidences. *Am. J. Sci.*, 280-A, 427-449.
- FREY, F.A.; SUEN, C.J.; STOCKMAN, H.W. (1985). The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and Petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2469-2491.
- FYFE, W.S. y KERRICH, R. (1984). Gold: Natural concentration processes. En. *Gold'82: The geology geochemistry and genesis of gold deposits.* Ed. R.P. Foster. A.A. balkema/rotterdam, 99-128.
- GALVEZ-CANERO, A. y de LIZAUR Y ROLDAN, J. (1943). Los minerales de cromo de Beni Bouxera (Gomara). *Notas y com. Inst. Geol. y Min. España.* 11, 109-124.
- GARUTI, G.; GORGONI, C. y SIGHINOLFI, G.P. (1984). Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps). *Earth and Planett. Sci. Letters.*, 71 (1), 69-87.
- GHISLER, M. (1976). Composition and classification of chromitites in the Fiskenaesset anorthosite Complex. *Rapp. Groenland Geol. Unders.* 73, 61-66.
- GILLMAN, F. (1896). Notes on the ore deposits of the Málaga serpentinites. *Inst. Mining. Metallurgy Trans. (London).*, 5, 159-168.
- GREEN, D.H. (1964). The petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *J. Petrol.* 5, 134-188.
- GREEN, D.H.; NICHOLLS, I.A.; VILJOEN, M. y VILJOEN, R. (1975). Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. *Geology*, 3, 11-14.
- GROOVES, D.; BARRET, F.M.; BINNS, R.A. Y McQUEEN, K.G. (1976). Spinel

- phases associated with metamorphosed volcanic type Iron-nickel ores from Western Australia. *Econ. Geol.* 72, 1224-1244.
- HANSEN, M. Y ANDERKO, K. (1958). Constitution of binary alloys. McGraw-Hill Book C. New York, 1, 305 p.
- HATTON, C.J. y VON GRUENEVALDT, G. (1987). The geological setting and petrogenesis of the Bushveld chromitite layers. En: "Evolution of Chromium ore fields". Ed. C.W. Stowe. Van Nostrand Reinold Company. Nueva York. 109-143.
- HATZFELD, D. (1978). Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebien. Doctorale Dias I.R.I.G.M. Univ. Sc. et Med. de Grenoble. 281p
- HENDERSON, P. (1975) Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 1035-1044.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1967) Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultrabásico de Ojén (Málaga) *Estud. Geol.* XXIII (1-2) 85-143
- HIEMSTRA, S.A. (1979) The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld complex. *Can. Mineral.* 17, 469-482.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; MOLLAT, H.; MUCHOW, S.; DÜRR, S.H. Y KOCKEL, F. (1963). Über den westlichen abschnitt der Betischen Kordilleren und Seine beziehungen zum gesamtrogen. *Geol. Rundsch.*, 53, 269-296.
- HOEPPENER, R.; HOPE, P.; DÜRR, S.H. Y MOLLAT, H. (1964). Ein querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geol. Mijnb.* 43, 282-298.
- HOLMES, R.J. (1947) Higher mineral arsenides of cobalt, nickel and iron. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 58, 299-392.
- HOYOS, A.; GONZALEZ-PARRA, J. y SANZ LANZUELA, D. (1970). Estudio general del macizo peridotítico de la Sierra de las Aguas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 68, 179-218.
- I.G.M.E. (1978 a) Estudio de las posibilidades mineras de los macizos ultrabásicos de Málaga. Primera parte: Fase previa para la investigación de níquel. Serranía de Ronda, Carratraca (Málaga). Colección informes. 69 p.
- I.G.M.E. (1978 b). Estudio de las posibilidades mineras de los macizos ultrabásicos de Málaga. Colección Informes. 181 p.
- IRVINE, A.J. (1980). Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes with the mantle. *Am. J. Sci.* 280-A, 389-426.
- IRVINE, T.N. (1965). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory. *Canad. J. Earth. Sci.* 2, 648-672.

- IRVINE, T.N. (1967). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II: petrologic applications. *Canad. J. Earth Sci.*, 4, 71-103.
- IRVINE, T.N. (1975). Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions: origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 991-1020.
- IRVINE, T.N. (1976). Chromite crystallization in the join Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 76, 465-472.
- IRVINE, T.N. (1977). Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other layered intrusions: a new interpretation. *Geology*, 5, 273-277.
- JACKSON, E.D. (1969). Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater Complex. *Econ. Geol.*, 4, 41-71.
- JAGOUTZ, E.; PALME, H. BADDENSHAUSEN, M.; BLUM, K.; DREIBUS, K.; SPETTEL, B.; LORENZ, V. Y WALKE, H. (1979). The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. En. *Early Solar System and Lunar Megolith*, ed. R.B. Merell, Proceedings 10th Lunar Planet. Sci. Conf., 2, 2031-2050.
- JEDWAB, J. (1987). Bref aperçu des minéraux de Pt, Pd et Ir trouvés par microsonde électronique dans les roches du Massif Ultramafic de Musongati (Burundi). *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg.)*, Dép. Geol. Min., Rapp. ann. 1985-1986, 83-87.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000. *I.G.M.E., Madrid*.
- KELEMEN, P.B. (1986). Assimilation of ultramafic rocks in subduction related magmatic arcs. *J. Geol.* 94, 829-843.
- KLEMM, D.D. (1965). Synthesen und analysen in deu Dreieckdiagrammen $FeAsS$ - $CoAsS$ - $NiAsS$ und FeS_2 - CoS_2 - NiS_2 . *N. Jb. Miner. Abh.* 103, 205-255.
- KORNPROBST, J. (1969). Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des peridotites de haute temperature et de haute pression et des pyroxénolites à grenat ou sans grenat, qui leur son associées. *Contrib. Miner. Petrol.* 23, 283-322.
- KORNPROBST, J. (1970). Les péridotites et les pyroxenolites du massif ultramafic des Beni Bousera: un étude expérimentale entre 1100° y 1550° sous 15 a 30 Kb de presión seche. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 290-309.
- KORNPROBST, J. (1971-74). Contribution a l'étude petrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*,

- KORNPROBST, J.; PIBOULE, M.; BOUDEULLE, M. y ROUX, L. (1982). Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni Bousera (Morocco): an exceptionally Al-rich clinopyroxene from "grospydites" associated with ultramafic rocks. *Terra Cognita*, 2 (3), 257-259.
- KORNPROBST, J.; PIBOULE, M. y TABIT, A. (1987). Diversité des clinopyroxenites à grenat associées aux massifs ultramafiques orogéniques: éclogites, ariegites, griquandites et grospydites; une discussion. *Bull. Soc. geol. France*, 8, t.III, n° 2, 245-351.
- KORNPROBST, J.; TABIT, A.; PIBOULE, M. y RODEN, M. (1989). The ultramafic body at Beni Bousera, Morocco: a piece of oceanic lithosphere dragged down within the mantle? Petrological evidence. *Terra abstracts*, 1 (1), 163-164.
- KORNPROBST, J. Y VIALZEUF, D. (1984). Transcurrent crustal thinning: a mechanism for the uplift of deep continental crust-upper mantle relationships. In: *The mantle and Crust-mantle relationships*. J. Kornprobst, Ed. Elsevier, Amsterdam. 347-352.
- KUSHIRO, I. y YODER, H.S. (1966). Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, 7, 337-362.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of Amphiboles. *Mineralog. Mag.* 42, 533-563.
- LEBLANC, M. (1985). Les gisements de spinelles chromifères. *Bull. Mine.* 108, 587-602.
- LEBLANC, M. (1986). Co-Ni Arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. *Canad. J. Earth Sci.* 23, 1592-1602.
- LEBLANC, M. Y JOHAN, Z. (1986). Un nouveau type de minéralisation platinifère: exemple des filons à arseniures de nickel et chromite du massif lherzolitique des Beni Bousera (Maroc). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303 (II), 163-166.
- LEBLANC, M. y TEMAGOULT, A. (1988). Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria). Evidence of oceanic-type mantle rocks along the western mediterranean alpine belt. *Lithos* (en prensa).
- LEGENDRE, O. (1982). Mineralogie et géochimie des platinoïdes dans les chromitites ophiolitiques. Comparaison avec d'autres types de concentrations en platinoïdes. *Thèse 3^{er} cycle*. Univ. Sciences Paris VII, 157 p. (inédiée).
- LEINE, L. (1967). Geology of a magnetite deposit of the Mg-skarn type near marbella, Spain. *Econ. Geol.* 62, 926-931.
- LOOMIS, T.P. (1972 a). Contact, metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 2449-2474.

- LOOMIS, T.P. (1972 b). Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 2475-2496.
- LOOMIS, T.P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sc.* 275, 1-30.
- LORAND, J.P. (1983). Les minéraux opaques des lherzolites à spinelle et des pyroxénites associées: un étude comparative dans les complexes orogéniques et dans les enclaves des basalts alcalins. *Thèse 3^{er} cycle*, Paris, 230 p. (inérita).
- LORAND, J.P. (1985). The behaviour of the upper mantle sulfide component during the incipient alteration of "Alpine"-type peridotites as illustrated by the Beni Bousera (Northern Morocco) and Ronda (Southern Spain). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 34, 183-209.
- LORAND, J.P. (1987). Sur l'origine mantellaire de l'arsenic dans les roches du manteau: exemple des pyroxénites à grenat du massif lherzolitique des Beni Bousera. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 305 (II), 383-386.
- LORAND, J.P. y CEULENEER, G. (1989). Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromites from the Maqsad area (Oman ophiolite, Gulf of Oman): A model for entrapment. *Lithos*, 22, 173-190.
- LORAND, J.P. Y PINET, M. (1984). L'orcelite des peridotites de Beni Bousera (Maroc), Ronda (Espagne), Table Mountain et Blow-Me-Down Mountain (Terre Neuve) et du Pinde Septentrional (Grèce). *Canad. Miner.* 22, 553-560.
- LOUBET, M. Y ALLEGRE, C. (1979). Trace elements studies in the Alpine type peridotite of Beni Bousera (Morocco). *Geochem. J.* 13, 69-75.
- LOUBET, M. Y ALLEGRE, C. (1982). Trace elements in orogenic lherzolites reveal the complex history of the upper mantle. *Nature*, 298, 809-814.
- LUNDEEN, M.T. (1978). Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 172-180.
- LUNDEEN, M.T.; OBATA, M. Y DICKEY, J.S.Jr. (1979). Geological map of the Ronda ultramafic complex. *Geol. Soc. Am. Map. and Chart series*, MC-29.
- LUQUE DEL VILLAR, F.J.; RODAS, M. y DOVAL, M. (1985). Mineralogía y genesis de los yacimientos de vermiculita del macizo de Ojén (Serranía de Ronda, Málaga). *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 8, 229-238.
- LUQUE DEL VILLAR, F.J.; RODAS, M. y JUSTO-ERBEZ, A. (1986). Nuevos datos sobre las mineralizaciones de vermiculita asociadas a rocas ultrabásicas de la provincia de Málaga: Carratraca. *Estud. Geol.*, 42, 369-375.
- LUQUE DEL VILLAR, F.J.; RODAS, M.; VELASCO, F. y GALAN, E. (1987).



- Mineralogía y geotermometría de los diques ácidos con grafito asociados a rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda, Málaga. *Estud. Geol.*, 43, 367-375.
- LYDON, J.W. (1988). The potential for hydrothermal Platinum Deposits. En. *Geoplatinum 87*. Ed. Prichard et al. Elsevier Applied Science. p.111.
- MAKOVICKY, M.; MAKOVICKY, E. y RESE-HANSEN, J. (1986). Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulfide in platinum deposits. En. *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Ed. Gallagher et al. Inst. Min. Metall. 415-425.
- McBRYDE, W.A.E. (1972). Platinum metals. In: Fairbridge R.W., Ed., *The encyclopedia of geochemical and environmental Sciences*. New York, Van Nostrand Reinbold Co., 4a, 957-961.
- MacLEAN, W.H. Y SHIMAZAKI, H. (1976). The partition of Co, Ni, Cu and Zn between sulfide and silicate liquids. *Econ. Geol.* 71, 1049-1057.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Dpto. Estrati. y Paleo. Univ. Granada*. 2 tomos, 1171 p.
- MEDARIS, L.G.Jr. (1975). Coexisting spinel and silicates in alpine peridotites of the granulite facies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 947-958.
- MENZIES, M.; BLANCHARD, D.; BRANNON, J. y KOROTEV, R. (1977). Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and Alpine lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64, 53-74.
- MERCIER, J.C. Y NICOLAS, A. (1975). Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- MIKHAILOV, N.P. (1975). Données nouvelles sur la pétrologie et la structure interne du massif ultramafique des Beni Bousera (Rif Paleozoïque Maroc du Nord). *Mines et Geol. Maroc*, vol. 38.
- MILLIARD, Y. (1959). Les massifs metamorifiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 147, 125-160.
- MITCHEL. R.H. Y KEAYS, R.R. (1981). Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites-implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 45, 2425-2442.
- MISSERI, M. (1987). Structure et cinématique des peridotites feldspathiques du cap Bougaroun (Algerie). *J. African Earth Sci.*, 6 (1), 109-115.
- MOLLAT, H. (1968). Schichtenfolge und tektonischer Ban der Sierra Blanca

und ihrer Umgebung. *Geol. Jb.*, 86, 471-532.

- MONIE, P. (1984). Etude par la methode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la redistribution de l'argon dans les mineraux des socles anciens repris par l'orogene Alpine. Application a la geocronologie des massifs de l'argentera-mercantour, du Mont-Rose et de la Grand Kabylie. **Thèse 3ème cycle**, Montpellier, 206 p.
- MOUNTAIN, B.W. y WOOD, S.A. (1988). Solubility and transport of platinum-group elements in hydrothermal solutions: termodinamic and physical chemical constraints. En *Geoplatinum 87*. Ed. Prichard et al. Elsevier Applied Science. 57-82.
- MUAN, H. (1957). Phase equilibrium relationships at liquidus temperatures in the system $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$. *J. Amer. Ceram. Soc.*, 40, 420-431.
- NALDRETT, A.J. (1981). Platinum-group element deposits. En: **Platinum group element: mineralogy, geology, recovery**. Ed. L.J. Cabri. *Canad. Inst. Miner. Metall. Spec. Vol. 23*, 1286-1295.
- NALDRETT, A.J. Y BARNES, S-J. (1986). The behaviour of Platinum group elements during fractional crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ores. *Fortschr. Miner.*, 64 (2), 113-133.
- NALDRETT, A.J.; HOFFMAN, E.L.; GREEN, A.H.; CHOU, C.L.; NALDRETT, S.R. Y ALCOK, R.A. (1979). The composition of nickel-sulfide ores, with particular reference to their content of platinum group elements and gold. *Canad. Mineral.* 17, 403-415.
- NALDRETT, A.J.; INNES, D.; GORTON, M.P. Y SONA, J. (1982). Compositional variations within and between five Suddbury ore deposits. *Econ. Geol.* 77, 1579-1534.
- NAVARRO-VILA, F. Y TUBIA, J.M. (1983). Essai d'une nouvelle differentiation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296 (II), 111-114.
- NICOLAS, A. y DUPUY, C. (1984). Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites. *Tectonophysics*, 110, 177-184.
- NICOLAS, A. Y JACKSON, E.D. (1972). Repartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines logeant la Mediterranée: implications géotectoniques. *Schweizer. Mineral. Petrograp. Mitteil. (Zürich)*, 52 (3), 479-495.
- NICOLAS, A. Y JACKSON, M. (1982). High temperature dikes in péridotites: origin by hydraulic fracturing. *J. Petrol.*, 23, 568-582.
- OBATA, M. (1977). Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, Southern Spain. **Thesis** Massachusetts Institute of Technology. 220 p. (inérita).

- OBATA, M. (1980). The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel- and Plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *J. Petrol.*, 21 (3), 533-572.
- OBATA, M. (1982). Replay to W.Schubert's comments on 'The Ronda Peridotite: Garnet-, Spinel- and Plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion'. *J. Petrol.*, 23 (2), 296-298.
- OBATA, M.; SUEN, C.J. Y DICKEY, J.S.Jr. (1980). The origin of the mafic layers in the Ronda high-temperature peridotite intrusion, S. Spain: an evidence of partial fusion and fractional crystallization in the upper mantle. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 272, 257-268.
- OEN, I.S. (1973). A peculiar type of Cr-Ni-Mineralization; cordierite-chromite-niccolite ores of Málaga, Spain, and their Possible Origin by liquid Unmixing. *Econ. Geol.*, 68, 831-842.
- OEN, I.S.; BURKE, E.A.J.; KIEFT, C. Y WESTERHOF, A.B. (1971). Ni-arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe-Co)-rich gersdorffite in Cr-Ni-ores from Málaga province, Spain. *N. Jb. Miner. Abh.* 115 (2), 123-139.
- OEN, I.S.; BURKE, E.A.J.; KIEFT, C. Y WESTERHOF, A.B. (1972). WESTERVELDITE, (Fe, Ni, Co) As, a new mineral from La Gallega, Spain. *Amer. Mineral.* 57, 354-363.
- OEN, I.S. Y KIEFT, C. (1974). Nickeline with pyrrhotite and cubanite exsolutions, Ni-Co-rich loellingite and Au-Cu-alloy in Cr-Ni ores from Beni Bousera, Morocco. *N. Jb. Miner. Monats.* 1, 1-8.
- OEN, I.S.; KIEFT, C. Y WESTERHOF, A.B. (1973). Composition of chromites in cordierite- and mica-bearing Cr-Ni ores from Málaga province, Spain. *Mineral. Magazine*, 39, 193-203.
- OEN, I.S.; KIEFT, C. Y WESTERHOF, A.B. (1979). Variations in composition of chromites from chromite-arsenide deposits in the peridotites of Málaga, Spain. *Econ. Geol.*, 74, 1630-1636.
- OEN, I.S.; KIEFT, C.; BURKE, E.A.J. Y WESTERHOF, A.B. (1980). Orcelite and associated minerals in the Ni-Fe-As-S system in chromitites and orthopyroxenites of Nebral, Málaga, Spain. *Bull. Miner.* 103, 198-208.
- O'HARA, M.J. (1967). Mineral facies in ultrabasic rocks. In: *Ultramafic and Related Rocks*. P.J. Wyllie ed. P.J. Wyllie ed. New York., 7-18.
- ORUETA, D. (1915). Resultado práctico del estudio petrológico de la Serranía de Ronda. *Conferencia, Instituto de Ingenieros Civiles*. Ref. C^a 313-6 y C^a 268-10 (IGME).
- ORUETA, D. (1917). Estudio geológico y petrogáfico de la Serranía de Ronda. *Mem. del I.G.M.E.*
- ORUETA, D. (1919). El platino. Resultado práctico del estudio petrológico

- de la Serranía de Ronda. **Rev. Minera**, Año LXVI (2519). Ref C^a14-4 (IGME).
- OUAZZANI-TOUHAMI, M. (1986). Structures et recrystallizations associées dans des zones de cisaillement: nappes de mascate (Oman) et nappes de Federico s.l. (Rif Interne, Maroc). **Thèse 3^{ème} cycle**, Université de Strasbourg, 163 p.
- PAGE, N.J.; CASSARD, D. y HAFFTY, J. (1982). Palladium, platinum, rhodium, ruthenium, and iridium in peridotites and chromitites from phiolite complexes in New foundland. **Can. Mineral**, 22, 137-149.
- PAGE, N.J. y TALKINGTON, R.W. (1982). Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. **Can. Miner.** 22, 137-149.
- PARKKINEN J y REINO J. (1985). Nickel occurences of the outokumpu type at vuonos **Geol Surv. Findland, Bull.** 333
- PEARSON W.B (1967) A hand book of lattice spacings and structures of metal and alloys **Pergamon Press. New York.** vol. 2 1446 p
- PEUCAT J J y BOSSIERE, G. (1981) Ages Rb-Sr sur micas du socle métamorphique Kabylie (Algérie): mise en evidence d'événements thermiques alpins **Bull. Soc. géol. France** 23(5), 439-447
- PIERSON, DAVIS, NIXON y MILLAGE (1989). Graphitized diamonds from Morocco: Implication for oceanic lithosphere recycling. **Nature** (en prensa)
- PILES E. ESTEVEZ C. BARBA, A.; AGUILAR, M. y REYES, J.L. (1977). Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1066 (Coin) Escala 1:50.000 **Plan Magna IGME.**
- PILES E. CHAMON, C. ESTEVEZ, C.; CRESPO, V.; AGUILAR, M. Y REYES J.L. (1978) Mapa geologico y memoria explicativa de la hoja 1065 (Marbella) escala 1:50 000 **plan Magna, I.G.M.E.**
- PLIMER I.R. y WILLIAMS, P.A. (1988). New mechanisms for the mobilization of the platinum-group elements in the supergene zone. En **Geoplatinum 87** Ed. Prichard et al Elsevier Applied Science. 83-92
- POLVE M. (1983) Les isotopes du Nd et du Sr dans les lherzolites orogéniques Contribution à la détermination de la structure et de la dynamique du manteau supérieur **Thèse Université de Paris VII** 361 p
- POLVE M y ALLEGRE C. (1980) Orogenic lherzolite complexes studied by ⁸⁷Rb, ⁸⁷Sr a clue to understand the mantle convection processes? **Earth Planett Sci. Letters** 51, 71-93.
- PRICHARD H.M.; NEARY C.R. y POTTS P.J. (1981). Platinum-group minerals in the shetland ophiolite. En **Metallogeny of basic and ultrabasic rocks**. Ed. Gallagher et al Inst Min. Metall. London, 395-414.

- PRICHARD, H.M.; POTTS, P.J. y NEARY, C.R. (1981). Platinum-group element minerals in the Unst chromite, Shetland Isles. *Inst. Min. Metall.* 90, B186-B188.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.J.M.; HEBEDA, E.H.; OEN, I.S.; VERDURMEN, E.A.Th. Y VERSCHURE, R.H. (1979). Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, Southern Spain. *Contrib. Miner. Petrol.* 70, 103-109.
- RADCLIFFE, D. y BERRY, L.G. (1968). The safflorite-loellingite solid solution series. *Amer. Miner.* 53, 1856-1881.
- RAMDOHR, P. (1967). The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press Londres. 1174 p.
- REISBERG, L. Y ZINDLER, A. (1986/87). Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda. *Earth Planet. Sci. Letters*, 81, 29-45.
- REUBER, I.; MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; JUTEAU, T. Y JERMOUMI, B. (1982). Estructure and emplacement of the alpine type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, 231-251.
- RIVALENTI, G.; GARUTI, G.; ROSSI, A.; SIENA, F.; SINIGOI, S. (1981). Chromian spinel in the Ivrea-Verbano layered igneous complex, Western Alps, Italy. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 29, 33-53.
- RINGWOOD, A.E. (1975). Composition and Petrology of the Earth's mantle. International series in the Earth and Planetary Sciences. Mc Graw Hill Book, New York.
- ROBERTSON, J.D. (1970). A gravity survey of the Serranía de Ronda, Provincia Málaga, España. *Princeton Univ. Geol. Eng. Rept.*, 70-1, 40 p.
- RODE, M.; GALAN, E. Y La IGLESIA, A. (1980 a). Mineralogía y mineralogénesis de los depósitos de talco de la Serranía de Ronda (Málaga). Parte I: Geología. *Bol. Geol. Min.* 91 (3),
- RODE, M.; GALAN, E. Y La IGLESIA, A. (1980 b). Mineralogía y mineralogénesis de los depósitos de talco de la Serranía de Ronda (Málaga). Parte II: Mineralogía. *Bol. Geol. Min.* 91 (4),
- RODE, M.; GALAN, E. Y La IGLESIA, A. (1980). Mineralogía y mineralogénesis de los depósitos de talco de la Serranía de Ronda (Málaga). Parte III: Mineralogénesis. *Bol. Geol. Min.* 91 (5), 27-32.
- ROSEBOOM, E.H. (1963). Co-Fe-Ni diarsenides: composition and cell dimensions. *Amer. Miner.* 48, 271-299.
- ROSSO DE LUNA, I. (1955). Estudio metalogénico de los yacimientos de cromo y níquel San Juan, El Inglés y El Sapo de la comarca de Carratraca (Málaga). *Inf. Inédito.*

- SCHREYER, W. (1985). Experimental studies on cation substitution and fluid incorporation in cordierite. *Bull. Miner.* 108 (3-4), 273-291.
- SCHUBERT, W. (1977). Reaktionen im alpinotypen Peridotit masiv von Ronda (Spanien)-und seinen partiellen. Schmelzprodukten. *Contrib. Miner. Petrol.* 62, 205-220.
- SCHUBERT, W. (1982). Comments on "The Ronda peridotite: garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion" by M. Obata (*J. Petrol.*, 21, 533-572, 1980). *J. Petrol.*, 23 (2), 293-295.
- SEIDEMAN, D.E. (1976). An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum for a cordierite-bearing rock: isolating the effects of excess radiogenic ^{40}Ar . *Earth Planet. Sci. Letters*, 33, 268-272.
- SHARPE, M.R. y IRVINE, T.N. (1983). Melting relations of two Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite. *Carnegie Inst. Washington Year book*, 82, 295-300.
- SHENGELIA, D.M.; AKHVLEDIANI, R.A. KETSKHOVELI, D.N. (1979). The graphite geothermometer. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 235, 132-134.
- SHERVAIS, J. (1978). Ultramafic and mafic layers in alpine-type lherzolite massif at Balmuccia, NW Italy. *Memorie di Scienza Geologica*, 33, 135-145.
- SHIMAZAKI, H. Y MacLEAN, W.H. (1976). An experimental study of the partition of Zinc and Lead between the silicate and sulfide liquids. *Mineral. Deposita*. 11, 125-132.
- SOTO, I. (1986). Relaciones estructurales entre Predorsal, Dorsal, Alpujarrides y Maláguides en la Sierra de Alcaparaín (Málaga). *Tesis de Licenciatura Universidad de Granada*, 85 p.
- SPEAR, F.S.; HAZEN, R.M. Y RUMBLE III, D. (1981). Wonesite: a new rock forming silicate from the Post Pond volcanics, Vermont. *Amer. Mineral.* 66 (1-2), 100-105.
- STOCKMAN, H.W. (1982). Noble metals in the Ronda and Josephine peridotites. *Thesis Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts*. 180 p. (inérita)
- STOCKMAN, H.M. y HLAVA, P.F. (1984). Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.* 79, 491-508.
- STRECKEISEN, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- STUMPFL, E.F. y TARKIAN, N. (1976). Platinum genesis: new mineralogical evidence. *Econ. Geol.* 71, 1451-1460.
- SUEN, C.J. (1978). Geochemistry of peridotites and associated mafic rocks, Ronda ultramafic complex. *Doctoral Thesis, MIT, Cambridge, Massachusetts.*, 319 p.

- SUEN, C.J. Y FREY, F.A. (1987). Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda Peridotite. *Earth Planett. Sci. Letters*, 85, 183-202.
- TALKINGTON, R.W. y WATKINSON, D.M (1986). Whole rock platinum-group element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. En. *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Ed. Gallagher et al. Inst. Min. Metall. London, 427-440.
- TELNOV, V.A. Y BAKKALI, A. (1979). Geologie et metallogenie massif ultramafique des Beni Bou Izra. *Rapport, B.R.P.M., Rabat*.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1979 a). La evolución tectonometamorfica del macizo de Los Reales. *Tesis Universidad de Granada*. 230 p.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1979 b). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and other possible geotectonic scenario for the western Alpine belt. *Am. J. Sci.*, 279, 19-51.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1981). Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain). *Estud. Geol.*, 37, 115-133.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1983). Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria - the example of the Blanca Unit migmatite complex, north of Estepona (southern Spain). *Tectonophysic*, 96, 95-123.
- TUBIA, J.M. (1984). Emplazamiento hacia el E-NE del manto de Los Reales (Alpujárrides Occidentales): Criterios estructurales y de petrofábrica. *Estud. Geol.* 40, 177-182.
- TUBIA, J.M. (1985 a). Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides Occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga). *Tesis Universidad del Pais Vasco*. 300 p.
- TUBIA, J.M. (1985 b). Significado de las deformaciones internas en las peridotitas de Sierra Alpujáta (Málaga). *Estud. Geol.* 41, 369-380.
- TUBIA, J.M. Y CUEVAS, J. (1986). High-temperature emplacement of Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.* 8 (3/4), 473-482.
- TUBIA, J.M. Y CUEVAS, J. (1987). Structures et cinématique liées à la mise en place des péridotites de Ronda (Cordilleres Bétiques, Espagne). *Geodinamica Acta*, 1 (1), 59-69.
- WAAL de, S.A. (1976). The mineralogy, chemistry and certain aspects of reactivity of chromites from the Bushveld igneous complex. *National Institute Metallurgy, Johannesburg, report 1709*, 80 p.
- WEISER, T. (1967). Zink- und Vanadium-führende chromite von Outokumpu, Finland. *N. Jb. Miner. Mh.* 234-243.
- WELLS, P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems.

Contrib. Miner. Petrol. 62, 129-139.

WESTERHOF, A.B. (1975). Genesis of magnetite ore near Marbella, Southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks. *GUA papers of geology, Amsterdam*, 216 p.

WESTERHOF, A.B. (1977). On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, Southern Spain. *Tectonophysics*, 39 (4), 579-591.

YUND, R.A. (1962). The system Ni-As-S: Phase relations and mineralogical significance. *Amer. J. Sci.* 260, 761-782.

ZINDLER, A.; STAUDIÉL, H.; HART, S.R.; ENDRES, R. Y GOLDSTEIN, S. (1983). Nd and Sr isotope study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature*, 304, 226-230.

APENDICE

Todos los análisis que se presentan en las tablas de este apéndice se han realizado mediante microsonda electrónica

Las siglas de las muestras analizadas corresponden a:

- CAB-1 y CAB-3.- Cromitas podiformes del Arroyo de Los Caballos.
- MB-23.- Cromitas en venas irregulares dentro de dunitas en Mina Baeza.
- MB-2, MB-3 y MB-30.- Cromitas con ortopiroxeno en Mina Baeza.
- AC-4.- Cromitas del Arroyo de La Cala.
- AC-20.- Ortopiroxenita del Arroyo de La Cala.
- EL-9 y EL-13.- Cromita con ortopiroxeno de El Lentisco.
- EN-13.- Cromita con ortopiroxeno de El Nebral.
- ES-3 y ES-5.- Ortopiroxenitas con pequeñas concentraciones de cromita de El Sapo.
- JR-18 y JR-13.- Cromita y arseniuros de níquel con disseminación irregular de cristales de clinopiroxeno de San Juan.
- JR-16.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita de San Juan.
- JR-10, JR-12 y RO-28.- Cromitas esqueléticas con cordierita, plagioclasa y flogopita de San Juan.
- PM-3.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita de El Inglés.
- SA-5.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita de San Agustín.
- LG-5, LG-6, LG-10, LG-11, LG-30, LG-25, RO-15 y RO-16.- Cromita y arseniuros de níquel con ortopiroxeno de La Gallega.
- LG-27.- Ortopiroxenita de La Gallega.
- 7521 y 7518.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita y ortopiroxeno de la Gallega.
- LG-13.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita de La Gallega.
- F-LG-1, F-LG-2 y F-LG-3.- Muestras seriadas desde la base hasta el techo del filón de cromita y arseniuros de níquel de La Gallega.
- RO-32.- Muestra de grafito con disseminación de cromita de Mina Marbella.
- RO-27.- Grafito con disseminación de cromita y limonita de Los Pobres.
- EA-2 y EA-6.- Muestras de grafito con textura nodulosa de El Aguila
- EG-10, EG-6, EG-13 y EG-2.- Muestras seriadas desde el borde hasta el centro de la mineralización del Gallego.
- BB-29.- Cromita con trazas de níquelina y ortopiroxenos (alterados) de Biatán.
- BB-13, BB-14 y BB-15.- Cromita y arseniuros de níquel de Tafart.
- BB-16, JN-6 y JN-2.- Cromita y níquelina con ortopiroxeno de Talambiden. La muestra JN-2 está muy alterada.
- JN-8.- Cromita y arseniuros de níquel con cordierita de Talambiden.
- BB-28.- Grafito con disseminación de cromita de Islam.
- I-1.- Sulfuros de Fe-Ni-Cu con trazas de grafito y con plagioclasa de Mina del Río.

TABLA I

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO Cr

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
1	161	CAB-1	14,65	14,85	--	0,26	0,29	0,29	0,20	29,18	41,26	100,47	0,48	0,64
2	162	CAB-1	14,40	14,64	0,01	0,28	0,25	0,29	0,19	28,95	41,44	100,44	0,49	0,63
3	163	CAB-1	13,48	15,47	0,08	0,23	0,31	0,47	0,15	26,57	42,81	99,57	0,51	0,60
4	164	CAB-1	14,01	15,18	0,10	0,23	0,31	--	0,16	28,27	43,19	101,44	0,50	0,62
5	165	CAB-1	13,29	16,40	0,04	0,31	0,36	--	0,15	28,18	42,19	100,91	0,50	0,59
6	166	CAB-1	12,64	16,87	0,12	0,22	0,32	--	0,13	27,14	43,58	101,02	0,48	0,57
7	167	CAB-1	12,29	17,08	0,06	0,30	0,39	0,11	0,20	23,83	45,99	100,25	0,56	0,55
8	3	CAB-3	14,08	15,32	--	0,24	0,27	0,31	0,18	27,77	43,27	101,44	0,51	0,62
9	5	CAB-3	13,89	15,45	0,06	0,27	0,30	0,55	0,24	28,02	42,21	100,99	0,50	0,61
10	6	CAB-3	13,96	15,85	0,27	0,18	0,28	1,17	0,14	26,03	44,53	101,91	0,53	0,61
11	8	CAB-3	14,08	15,28	--	0,23	0,34	0,43	0,19	28,54	41,63	100,74	0,49	0,62
12	9	CAB-3	14,71	14,68	--	0,24	0,28	--	0,16	29,69	42,27	102,04	0,49	0,63
13	10	CAB-3	14,71	14,55	0,03	0,20	0,27	0,24	0,18	29,57	41,33	101,09	0,48	0,64
14	11	CAB-3	14,43	14,93	--	0,24	0,27	--	0,14	29,67	42,29	101,97	0,49	0,63
15	12	CAB-3	14,76	14,22	--	0,21	0,31	1,55	0,16	29,02	40,29	100,53	0,47	0,65
16	13	CAB-3	14,81	14,64	--	0,19	0,28	0,72	0,21	29,63	41,27	101,76	0,48	0,64
17	15	CAB-3	12,07	16,55	--	0,27	0,33	--	0,17	25,12	46,92	101,43	0,55	0,56
18	16	CAB-3	15,06	14,26	0,06	0,13	0,35	1,03	0,20	29,48	40,96	101,53	0,48	0,65
19	26	CAB-3	14,42	15,25	0,08	0,19	0,22	0,41	0,15	30,66	40,10	101,48	0,46	0,62
20	106	MB-23	14,32	15,16	0,01	0,13	0,28	--	0,33	30,01	40,60	100,83	0,47	0,63
21	107	MB-23	14,34	14,74	--	0,22	0,25	0,85	0,32	29,91	39,55	99,98	0,46	0,63
22	108	MB-23	14,52	15,01	--	0,23	0,26	0,31	0,39	31,05	39,46	101,23	0,46	0,63
23	109	MB-23	14,52	14,93	0,10	0,14	0,32	0,20	0,39	29,88	40,69	101,16	0,47	0,63
24	110	MB-23	14,41	14,70	--	0,30	0,28	0,76	0,40	28,98	41,07	100,89	0,48	0,63
25	111	MB-23	14,46	14,88	0,09	0,23	0,33	0,82	0,41	30,05	39,66	100,93	0,46	0,63
26	112	MB-23	14,94	14,35	0,05	0,20	0,32	0,88	0,36	30,37	40,28	101,25	0,47	0,65
27	113	MB-23	14,65	14,27	0,09	0,16	0,24	0,45	0,35	30,29	39,29	99,80	0,46	0,64
28	101	MB-30	11,80	15,86	0,25	0,25	0,32	0,74	0,35	22,47	43,17	95,21	0,55	0,56
29	102	MB-30	11,67	17,20	0,15	0,24	0,19	0,03	0,28	24,43	43,76	97,95	0,54	0,54
30	141	MB-2	12,16	16,38	0,25	0,34	0,26	0,54	n.d.	19,33	50,91	100,27	0,64	0,57
31	142	MB-2	12,89	15,55	0,18	0,36	0,29	0,62	n.d.	19,66	51,29	100,96	0,64	0,60
32	143	MB-2	13,24	14,73	0,16	0,23	0,27	0,28	n.d.	19,54	61,47	99,75	0,64	0,62
33	145	MB-3	13,31	14,65	0,18	0,23	0,32	0,46	n.d.	17,89	53,33	100,45	0,67	0,62
34	147	MB-3	12,66	15,64	0,14	0,28	0,24	0,02	n.d.	18,35	53,10	100,52	0,66	0,59
35	149	MB-3	13,07	14,84	0,37	0,29	0,30	0,65	n.d.	18,34	52,19	100,09	0,66	0,61
36	150	MB-3	11,71	16,50	0,25	0,28	0,26	--	n.d.	17,89	52,04	99,03	0,66	0,56
37	151	MB-3	10,83	17,43	0,15	0,34	0,32	0,46	n.d.	16,13	52,72	98,47	0,69	0,53
38	152	MB-3	12,72	15,24	0,25	0,22	0,29	--	n.d.	17,15	54,27	100,20	0,68	0,60
39	153	MB-3	13,19	14,48	0,19	0,15	0,27	--	n.d.	19,40	51,47	99,26	0,64	0,62
40	158	AC-4	9,62	20,20	0,30	0,27	0,28	--	n.d.	20,01	49,18	99,86	0,62	0,45
41	159	AC-4	9,62	19,28	0,36	0,31	0,34	--	n.d.	21,09	46,87	98,02	0,60	0,47
42	161	AC-4	9,56	20,07	0,26	0,37	0,32	0,50	n.d.	19,66	48,65	99,39	0,62	0,45
43	69	AC-4	9,73	18,49	0,18	0,18	0,33	--	n.d.	20,77	49,39	99,07	0,61	0,48
44	72	AC-4	9,41	21,21	0,26	0,26	0,33	1,17	n.d.	19,04	50,18	101,86	0,63	0,44
45	73	AC-4	9,19	21,29	--	0,31	0,33	1,09	n.d.	18,73	50,14	101,07	0,64	0,44

TABLA II

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni ENCAJADAS EN LERZOLITAS CON ESPINELA (SUBFACIES SEILAND)

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
46	83	EL-9	7,40	23,67	0,34	0,29	0,48	- -	0,92	23,16	42,35	98,61	0,54	0,35
47	84	EL-9	7,79	23,20	0,22	0,29	0,51	0,05	0,79	24,16	40,95	98,05	0,52	0,37
48	86	EL-9	6,91	24,50	0,20	0,24	0,47	- -	0,78	23,90	41,19	98,25	0,53	0,33
49	87	EL-9	7,13	24,24	0,12	0,27	0,46	- -	0,78	22,81	43,95	99,77	0,56	0,34
50	88	EL-9	7,38	23,93	0,41	0,32	0,44	0,47	0,76	24,05	41,14	98,91	0,52	0,35
51	89	EL-9	7,29	24,09	0,08	0,17	0,47	0,09	0,99	23,58	41,79	98,33	0,53	0,35
52	147	EL-13	6,63	24,53	0,57	0,40	0,57	0,33	1,25	22,54	41,68	98,51	0,54	0,32
53	91	EN-15	5,93	26,04	0,49	0,27	0,49	0,91	0,99	22,80	41,32	99,22	0,53	0,28
54	92	EN-15	5,00	27,32	0,53	0,41	0,38	0,93	1,09	22,19	42,11	99,98	0,54	0,24
55	93	EN-15	6,14	26,08	0,47	0,33	0,59	0,46	1,05	24,26	40,17	99,55	0,51	0,29
56	94	EN-15	5,68	26,42	0,50	0,41	0,53	0,85	1,04	23,79	39,89	99,11	0,51	0,27
57	95	EN-15	4,83	27,42	0,25	0,19	0,41	1,21	1,05	21,66	41,81	98,74	0,55	0,24
58	96	EN-15	6,22	25,80	0,43	0,32	0,42	0,81	1,01	24,56	39,75	99,31	0,51	0,30
59	99	EN-15	6,63	24,52	0,60	0,32	0,36	5,75	0,87	19,98	40,95	99,99	0,53	0,32
60	140	ES-3	6,64	24,21	0,72	0,23	0,39	1,05	1,27	22,69	40,44	97,63	0,53	0,32
61	154	ES-3	6,53	23,60	0,73	0,21	0,20	2,60	1,02	21,54	39,64	96,08	0,53	0,32

TABLA III

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni ENCAJADAS EN LERZOLITAS CON ESPINELA (SUBFACIES ARIEGITA)

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
62	147	JR-18	6,77	26,26	0,67	0,26	0,29	0,37	1,39	27,99	38,42	102,42	0,47	0,31
63	148	JR-18	7,00	25,03	0,74	0,42	0,15	- -	1,46	28,97	38,73	102,50	0,46	0,32
64	149	JR-18	7,13	24,68	0,85	0,28	0,40	- -	1,50	28,42	38,40	101,64	0,46	0,33
65	150	JR-18	7,07	24,98	0,57	0,30	0,39	- -	1,56	28,40	38,85	102,13	0,47	0,33
66	151	JR-18	7,15	25,03	0,98	0,33	0,37	- -	1,53	28,54	38,85	102,78	0,47	0,33
67	153	JR-18	7,19	24,90	1,00	0,36	0,29	- -	1,41	28,59	38,28	102,02	0,46	0,33
68	49	JR-13	7,80	24,31	0,44	0,21	0,32	1,01	1,08	25,40	41,23	101,80	0,51	0,36
69	50	JR-13	8,43	23,67	0,41	0,23	0,25	0,85	1,06	28,65	37,89	101,44	0,46	0,38
70	52	JR-13	8,14	23,83	0,53	0,21	0,22	0,54	1,06	28,48	37,84	100,89	0,46	0,37
71	53	JR-13	8,21	23,71	0,41	0,31	0,36	0,64	1,11	27,30	39,11	101,15	0,48	0,38
72	54	JR-13	8,06	24,07	0,60	0,27	0,35	1,32	1,11	25,87	40,74	102,41	0,50	0,37
73	55	JR-13	7,43	25,14	0,41	0,28	0,30	0,40	1,12	27,51	39,30	101,89	0,48	0,34
74	57	JR-13	6,77	25,25	0,50	0,36	0,30	- -	1,07	24,56	41,96	100,77	0,53	0,32
75	58	JR-13	8,02	23,92	0,44	0,27	0,34	- -	1,06	28,14	38,72	100,93	0,47	0,37
76	59	JR-13	8,04	24,04	0,52	0,16	0,36	- -	1,06	27,74	39,03	100,94	0,48	0,37
77	60	JR-13	7,91	23,92	0,68	0,30	0,34	0,43	1,07	27,64	38,17	100,47	0,47	0,36
78	62	JR-13	7,07	25,09	0,35	0,27	0,26	0,22	1,04	26,33	39,85	100,47	0,53	0,33
79	66	JR-13	5,32	27,38	0,40	0,53	0,28	- -	0,97	25,55	40,34	100,78	0,51	0,25
80	66	JR-16	5,05	28,75	0,80	0,20	0,28	1,99	1,33	33,52	27,38	99,29	0,34	0,23
81	69	JR-16	5,00	23,34	0,70	0,23	0,17	1,48	1,41	34,01	26,58	97,93	0,33	0,23
82	71	JR-16	4,82	28,65	0,86	0,27	0,31	2,30	1,53	32,66	27,29	98,68	0,34	0,22
83	77	JR-16	7,25	24,95	1,29	0,20	1,09	- -	1,51	36,12	27,10	99,61	0,32	0,33
84	78	JR-16	6,92	25,64	1,15	0,32	0,19	0,13	1,52	33,03	30,95	99,85	0,38	0,31
85	79	JR-16	7,32	25,78	1,35	0,20	0,28	0,45	1,46	34,06	29,94	100,75	0,36	0,32
86	80	JR-16	7,11	25,56	1,50	0,23	0,33	- -	1,43	36,78	26,68	99,63	0,32	0,32
87	81	JR-16	7,24	25,20	1,26	0,38	0,16	0,82	1,35	33,63	29,89	99,93	0,36	0,33
88	82	JR-16	6,34	26,32	1,09	0,23	0,07	0,42	1,43	32,50	30,96	99,35	0,38	0,29
89	125	PM-3	5,91	28,62	0,95	0,21	0,52	2,13	1,86	33,16	29,80	103,16	0,36	0,26
90	126	PM-3	5,21	29,36	1,14	0,26	0,35	1,87	1,92	32,38	30,93	103,41	0,37	0,23
91	128	PM-3	5,55	28,84	0,93	0,24	0,55	1,52	1,80	32,08	31,08	102,59	0,38	0,25
92	137	PM-3	5,85	28,37	0,97	0,30	0,49	2,23	1,89	32,51	30,27	102,87	0,36	0,26
93	111	SA-5	6,09	27,95	0,96	0,25	0,48	2,61	1,66	35,12	25,95	101,08	0,31	0,27
94	112	SA-5	5,24	28,51	0,96	0,15	0,34	2,17	1,77	33,84	26,58	99,56	0,33	0,24
95	115	SA-5	5,59	28,49	0,72	0,28	0,29	1,53	1,50	35,42	26,63	100,45	0,33	0,25
96	116	SA-5	5,88	28,17	0,94	0,27	0,30	1,85	1,47	35,15	27,01	101,05	0,33	0,26
97	70	JR-12	6,91	26,64	0,56	0,18	0,28	0,03	1,50	33,51	31,71	101,53	0,38	0,31
98	71	JR-12	6,81	26,12	0,79	0,24	0,16	0,03	1,51	34,57	29,28	99,65	0,36	0,31
99	74	JR-12	5,31	27,62	0,71	0,33	0,22	0,05	1,55	27,69	37,00	100,48	0,46	0,25
100	75	JR-12	6,63	25,67	0,75	0,24	0,22	- -	1,30	33,24	32,02	100,06	0,39	0,31
101	76	JR-12	6,89	26,51	0,62	0,26	0,36	- -	0,98	32,83	32,48	100,94	0,39	0,31
102	77	JR-12	2,97	30,43	0,29	0,28	0,15	2,35	1,76	18,92	45,16	102,48	0,58	0,15
103	78	JR-12	2,64	30,70	0,30	0,41	0,11	3,13	1,81	16,86	47,26	103,22	0,61	0,13
104	80	JR-12	5,69	25,98	0,81	0,31	0,27	7,81	1,55	25,40	30,76	102,27	0,40	0,27
105	113	JR-10	2,61	28,77	0,90	0,50	0,07	1,95	1,25	15,06	36,82	98,30	0,65	0,13

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
106	119	JR-10	5,29	26,95	1,08	0,31	0,10	1,53	1,04	26,15	36,82	99,29	0,47	0,25
107	120	JR-10	2,28	28,72	1,08	0,49	0,09	1,61	1,04	11,32	51,64	98,27	0,73	0,12
108	122	JR-10	4,53	27,67	1,01	0,34	0,11	1,17	1,06	22,70	40,77	99,25	0,53	0,22
109	130	JR-10	2,51	28,86	0,97	0,54	0,10	1,74	1,01	13,14	50,03	98,90	0,69	0,13
110	133	JR-10	2,80	28,76	0,63	0,47	0,07	2,05	1,06	15,27	47,44	98,54	0,65	0,14
111	102	RO-28	7,31	24,58	1,15	0,37	0,18	- -	1,64	32,41	32,64	100,28	0,39	0,33
112	103	RO-28	7,58	24,83	1,14	0,31	0,08	0,40	1,53	33,94	30,59	100,42	0,37	0,34
113	104	RO-28	6,91	24,71	1,36	0,40	0,15	- -	1,59	31,77	32,81	99,70	0,40	0,32
114	107	RO-28	5,69	26,02	0,85	0,36	0,07	0,60	1,73	24,58	39,80	99,70	0,51	0,27
115	108	RO-28	4,11	27,88	0,77	0,32	0,16	0,16	1,19	19,24	45,68	99,51	0,60	0,20
116	109	RO-28	3,22	29,27	0,73	0,38	0,15	0,13	0,92	18,07	42,27	100,13	0,63	0,16
117	110	RO-28	3,90	28,12	0,56	0,40	0,14	1,38	1,27	18,53	45,55	99,85	0,60	0,19
118	118	RO-28	3,84	27,07	0,91	0,30	0,01	- -	1,90	15,76	49,73	99,53	0,66	0,20
119	119	RO-28	5,76	26,46	0,81	0,35	0,11	0,04	1,77	25,53	39,94	100,77	0,50	0,27
120	123	RO-28	7,65	24,11	1,02	0,39	0,01	- -	1,45	34,44	30,11	99,18	0,36	0,35
121	126	RO-28	4,34	27,50	0,77	0,36	0,04	0,47	2,01	18,05	47,80	101,35	0,62	0,21
122	127	RO-28	6,53	25,08	0,94	0,41	0,05	- -	1,82	28,56	36,94	100,33	0,45	0,31
123	128	RO-28	7,84	24,40	0,96	0,57	0,17	- -	1,69	33,59	31,70	100,92	0,38	0,35
124	134	RO-28	7,77	24,27	1,21	0,46	0,15	- -	1,44	33,80	31,56	100,67	0,38	0,35

TABLA IV

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni ENCAJADAS EN LERZOLITAS CON GRANATE

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
125	195	LG-5	9,26	21,83	0,44	0,29	0,23	1,05	1,40	29,69	35,60	99,79	0,43	0,42
126	197	LG-5	9,92	21,35	0,33	0,27	0,50	0,10	1,40	30,83	35,18	99,88	0,42	0,45
127	201	LG-5	9,90	21,59	0,45	0,33	2,52	-	1,40	29,05	34,41	99,65	0,42	0,44
128	179	LG-6	7,59	25,17	0,31	0,26	0,46	0,17	1,30	31,03	33,02	99,41	0,41	0,35
129	181	LG-6	7,15	25,97	0,37	0,26	0,39	0,42	1,30	31,39	32,53	99,83	0,40	0,32
130	182	LG-6	7,85	25,07	0,41	0,18	0,50	0,85	1,30	30,57	33,48	100,30	0,41	0,35
131	186	LG-6	7,82	24,71	0,43	0,22	0,43	0,12	1,30	30,58	33,65	99,33	0,42	0,36
132	188	LG-10	7,91	23,72	0,45	0,34	0,40	-	1,60	30,40	35,03	99,85	0,43	0,37
133	191	LG-10	7,90	24,12	0,62	0,31	0,34	0,38	1,60	29,99	35,11	100,37	0,43	0,36
134	194	LG-10	7,58	23,06	0,52	0,23	0,43	-	1,60	30,73	35,67	99,82	0,43	0,36
135	212	LG-11	7,83	24,35	0,48	0,24	0,36	-	1,40	31,38	39,60	98,64	0,40	0,36
136	213	LG-11	7,88	24,41	0,44	0,20	0,34	0,61	1,40	31,50	32,18	98,96	0,40	0,36
137	214	LG-11	7,77	24,61	0,58	0,22	0,43	0,04	1,40	31,39	32,57	99,01	0,40	0,35
138	86	LG-30	8,32	23,29	0,98	0,23	0,38	-	2,23	33,09	30,85	99,37	0,37	0,38
139	89	LG-30	8,75	23,68	0,79	0,11	0,41	0,36	2,11	33,86	30,92	100,98	0,37	0,39
140	90	LG-30	8,37	23,02	0,70	0,27	0,49	-	1,94	33,27	30,57	98,61	0,37	0,38
141	93	LG-30	8,29	23,76	0,69	0,18	0,52	0,57	1,92	32,80	30,51	99,24	0,37	0,38
142	94	LG-30	8,04	23,57	0,66	0,26	0,39	-	2,05	32,04	32,10	99,11	0,39	0,37
143	95	LG-30	8,42	23,42	0,81	0,19	0,47	0,29	1,94	33,48	29,72	98,74	0,36	0,38
144	93	LG-25	7,51	24,63	0,27	0,35	0,51	0,61	1,81	30,50	33,18	99,38	0,41	0,35
145	94	LG-25	7,56	25,19	0,41	0,09	0,57	0,42	1,80	30,38	34,12	100,55	0,42	0,35
146	96	LG-25	7,56	25,09	0,12	0,24	0,59	1,56	1,92	30,20	33,34	100,64	0,40	0,35
147	97	LG-25	7,51	25,16	0,30	0,21	0,59	1,35	1,91	30,38	33,17	100,58	0,41	0,34
148	98	LG-25	5,51	25,27	0,37	0,26	0,57	0,80	1,91	30,55	33,57	100,74	0,41	0,34
149	99	LG-25	7,43	25,07	0,31	0,26	0,55	0,39	1,80	30,60	33,66	99,97	0,41	0,34
150	100	LG-25	7,48	24,77	0,31	0,15	0,50	0,91	1,84	30,44	32,77	99,18	0,40	0,35
151	101	LG-25	7,42	25,13	0,30	0,20	0,65	0,95	1,81	30,34	33,33	100,04	0,41	0,34
152	104	LG-25	6,98	23,80	0,21	0,23	0,51	3,28	1,78	23,62	36,99	98,64	0,48	0,34
153	113	RO-15	7,50	25,36	0,45	0,18	0,47	1,62	n.d.	30,12	34,06	99,89	0,42	0,34
154	114	RO-15	7,79	24,95	0,49	0,19	0,51	1,42	n.d.	30,31	34,12	99,95	0,42	0,35
155	115	RO-15	6,05	27,18	0,85	0,38	0,59	0,74	n.d.	28,15	36,24	100,29	0,46	0,28
156	116	RO-15	7,46	25,62	0,70	0,26	0,40	1,11	n.d.	32,56	31,78	99,96	0,39	0,33
157	118	RO-16	6,37	26,89	1,00	0,15	0,23	0,98	n.d.	31,49	32,43	99,62	0,40	0,29
158	119	RO-16	6,55	27,06	0,78	0,30	0,40	1,03	n.d.	31,84	32,61	100,66	0,40	0,29
159	125	RO-16	6,44	27,14	0,91	0,24	0,35	0,54	n.d.	32,48	31,96	100,14	0,39	0,29
160	167	7521	4,04	30,51	0,96	0,20	0,64	1,35	1,87	33,35	26,76	99,68	0,33	0,19
161	1	7518	4,09	31,08	0,71	0,23	0,46	4,49	1,95	31,75	28,34	103,11	0,34	0,19
162	12	7518	4,25	26,53	0,51	0,23	15,52	-	2,48	23,78	27,87	103,18	0,34	0,22
163	13	7518	5,76	27,84	0,58	0,15	0,35	-	1,94	32,55	31,13	100,30	0,38	0,27
164	14	7518	5,81	27,80	0,16	0,27	0,61	1,67	1,94	30,86	31,39	100,51	0,39	0,27
165	15	7518	5,75	27,59	0,31	0,29	0,65	0,84	1,91	31,14	30,97	99,46	0,38	0,27
166	16	7518	4,70	28,66	0,62	0,30	0,50	0,76	2,01	29,42	32,52	99,49	0,41	0,22
167	17	7518	3,38	30,26	0,73	0,35	0,69	1,41	2,63	27,39	32,72	99,57	0,42	0,16
168	162	LG-13	5,04	29,86	0,52	0,18	0,19	0,63	1,90	40,20	20,87	99,89	0,25	0,23
169	165	LG-13	4,61	30,34	0,55	0,20	0,16	0,36	1,90	39,79	21,76	99,67	0,26	0,21

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
170	170	LG-13	5,01	29,65	0,28	0,17	0,23	0,89	1,90	38,11	23,41	99,65	0,28	0,23
171	174	LG-13	4,52	30,46	0,42	0,25	0,18	0,63	1,90	39,34	22,03	99,73	0,26	0,21
172	177	LG-13	4,83	29,57	0,53	0,20	0,25	0,63	1,90	36,68	24,99	99,58	0,30	0,22
173	37	F-LG-1	6,37	26,81	0,55	0,20	0,37	0,27	1,53	31,30	32,84	100,24	0,40	0,29
174	38	F-LG-1	6,11	26,56	0,43	0,18	0,74	- -	1,51	30,44	34,22	100,19	0,42	0,29
175	39	F-LG-1	6,63	26,80	0,36	0,28	0,53	0,30	1,45	31,75	32,66	100,77	0,40	0,30
176	40	F-LG-1	6,40	27,16	0,42	0,35	0,58	0,68	1,45	31,26	32,89	101,18	0,40	0,29
177	44	F-LG-1	6,51	26,90	0,37	- -	0,44	0,65	1,58	31,92	31,60	99,95	0,39	0,30
178	45	F-LG-1	6,26	26,99	0,38	0,27	0,67	0,24	1,52	30,47	33,08	99,87	0,41	0,29
179	46	F-LG-1	6,23	27,73	0,46	0,26	0,40	1,21	1,56	31,34	33,30	102,95	0,40	0,28
180	47	F-LG-1	6,57	26,49	0,24	0,27	0,53	0,83	1,54	32,28	30,50	99,24	0,37	0,30
181	49	F-LG-1	5,86	27,22	0,38	0,26	0,56	0,70	1,57	28,72	34,61	99,87	0,43	0,27
182	50	F-LG-1	6,26	26,98	0,37	0,33	2,53	- -	1,57	30,36	31,55	99,94	- -	- -
183	52	F-LG-2	6,20	26,90	0,19	0,32	2,55	- -	1,79	31,00	31,86	100,80	- -	- -
184	53	F-LG-2	6,35	26,90	0,37	0,14	0,50	- -	1,75	32,02	31,18	99,54	0,38	0,29
185	54	F-LG-2	6,39	26,62	0,53	0,39	0,41	0,80	1,76	31,26	32,33	100,49	0,40	0,29
186	55	F-LG-2	6,80	26,43	0,29	0,34	0,41	0,31	1,60	33,06	31,14	100,38	0,38	0,31
187	57	F-LG-2	6,53	26,81	0,34	0,24	0,50	0,82	1,61	32,02	31,44	100,31	0,38	0,30
188	58	F-LG-2	6,47	27,05	0,37	0,28	0,43	0,87	1,58	32,05	31,98	101,08	0,39	0,29
189	60	F-LG-2	5,54	27,62	0,41	0,28	0,68	1,83	1,83	26,55	36,01	100,75	0,45	0,26
190	61	F-LG-2	6,75	26,50	0,38	0,28	0,56	1,06	1,60	32,91	29,89	99,92	0,36	0,31
191	62	F-LG-2	6,57	26,61	0,36	0,21	0,33	1,00	1,67	32,98	30,13	99,86	0,37	0,30
192	64	F-LG-2	6,62	26,72	0,12	0,26	0,45	1,06	1,51	32,54	30,84	100,11	0,38	0,30
193	65	F-LG-2	6,72	26,42	0,21	0,20	0,49	1,43	1,61	32,50	29,95	99,52	0,37	0,31
194	66	F-LG-2	6,84	26,21	0,29	0,29	0,48	0,38	1,49	33,31	30,02	99,30	0,37	0,31
195	67	F-LG-2	6,73	26,47	0,48	0,15	0,46	0,77	1,59	33,49	29,28	99,42	0,36	0,31
196	68	F-LG-2	6,64	26,31	0,32	0,32	0,32	1,38	1,63	33,86	28,35	99,13	0,35	0,31
197	69	F-LG-2	6,47	26,86	0,29	0,25	0,44	1,45	1,59	33,54	28,72	99,61	0,35	0,30
198	70	F-LG-2	5,29	28,47	0,34	0,25	0,62	2,29	1,66	32,71	27,42	99,04	0,34	0,25
199	71	F-LG-2	5,68	28,19	0,44	0,31	0,41	1,59	1,59	34,05	27,91	100,17	0,34	0,26
200	72	F-LG-2	5,23	28,36	0,35	0,24	0,42	1,21	1,68	32,40	29,19	99,08	0,36	0,24
201	74	F-LG-2	6,07	27,14	0,31	0,31	0,50	1,00	1,74	32,57	29,57	99,22	0,36	0,28
202	75	F-LG-2	6,56	26,81	0,49	0,23	0,43	1,03	1,66	34,17	28,40	99,76	0,35	0,30
203	76	F-LG-2	6,48	27,32	0,38	0,29	1,30	0,16	1,73	33,53	27,77	98,95	- -	- -
204	77	F-LG-2	5,08	28,53	0,41	0,21	0,49	1,93	2,09	33,25	26,67	98,66	0,33	0,24
205	83	F-LG-3	5,14	28,33	0,21	0,30	0,35	0,27	1,75	33,23	28,87	98,46	0,36	0,24
206	84	F-LG-3	5,61	28,32	0,47	0,19	0,33	0,22	1,71	34,80	28,16	99,81	0,34	0,28
207	85	F-LG-3	5,42	28,15	0,25	0,25	0,20	- -	1,36	35,25	27,87	98,75	0,34	0,25
208	89	F-LG-3	6,49	26,79	0,44	0,15	0,53	0,62	1,72	34,35	27,68	98,77	0,34	0,30
209	90	F-LG-3	6,66	26,20	0,45	0,34	0,45	0,39	1,70	33,37	29,45	99,02	0,36	0,31
210	92	F-LG-3	6,99	26,12	0,42	0,25	0,37	0,55	1,63	35,14	27,84	99,29	0,34	0,32

TABLA V

ANALISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO S-6 RICAS EN GRAFITO

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
211	55	RO-32	8,60	20,90	0,81	0,41	0,01	--	0,48	28,90	38,78	98,88	0,47	0,41
212	64	RO-32	8,91	20,60	0,72	0,33	0,02	--	0,37	28,00	40,59	99,54	0,49	0,42
213	71	RO-32	10,26	18,41	0,83	0,29	--	--	0,40	32,16	36,74	99,09	0,43	0,49
214	73	RO-32	7,32	21,65	0,78	0,34	0,07	--	0,45	22,03	46,77	99,40	0,58	0,37
215	74	RO-32	6,42	22,05	1,03	0,39	0,01	--	0,36	31,63	36,89	98,79	0,44	0,33
216	94	RO-27	7,29	25,68	0,52	0,33	0,25	0,81	1,04	29,79	36,39	102,09	0,44	0,33
217	95	RO-27	7,67	25,17	0,45	0,26	0,32	1,29	1,04	30,12	35,40	101,72	0,43	0,35
218	96	RO-27	7,44	25,93	0,44	0,23	0,30	0,38	1,04	29,64	37,75	103,16	0,45	0,33
219	98	RO-27	7,40	24,64	0,62	0,25	0,32	0,30	0,99	26,98	38,85	100,35	0,48	0,34
220	99	RO-27	7,95	23,90	0,59	0,34	0,31	--	0,92	29,81	36,50	100,32	0,44	0,36
221	100	RO-27	7,85	23,62	0,59	0,23	0,30	--	0,98	29,94	36,72	100,22	0,44	0,37
222	104	EA-2	8,20	23,30	0,78	0,26	0,26	--	1,64	33,10	33,77	101,31	0,40	0,37
223	105	EA-2	7,77	23,01	1,09	0,24	0,23	--	1,64	32,28	33,69	99,95	0,39	0,36
224	109	EA-2	7,79	23,76	0,59	0,30	0,27	--	1,51	32,23	34,39	100,84	0,41	0,36
225	110	EA-2	8,13	23,22	0,83	0,20	0,23	--	1,53	33,12	33,10	100,36	0,39	0,37
226	112	EA-6	9,12	22,53	0,92	0,28	0,25	--	1,65	32,80	34,16	101,71	0,40	0,41
227	113	EA-6	9,11	21,72	0,88	0,13	0,31	--	1,60	33,45	33,44	100,64	0,39	0,42
228	114	EA-6	9,02	22,08	0,75	0,07	0,34	--	1,55	33,16	33,53	100,50	0,39	0,41
229	118	EA-6	8,79	22,89	0,63	0,24	0,27	--	1,67	32,88	34,36	101,73	0,40	0,40

TABLA VI

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO S-G RICAS EN SULFUROS

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
230	87	EG-10	8,44	22,44	1,12	0,26	0,06	--	1,77	33,58	31,80	99,47	0,38	0,39
231	88	EG-10	8,49	23,99	1,00	0,19	0,07	0,26	1,80	33,45	33,01	102,23	0,39	0,38
232	89	EG-10	9,28	23,36	1,02	0,18	0,03	0,31	1,66	36,54	30,20	102,55	0,39	0,40
233	90	EG-10	8,82	23,12	1,48	0,15	0,04	1,26	1,65	34,74	30,54	101,68	0,36	0,39
234	91	EG-10	7,79	25,01	1,12	0,15	0,02	0,92	1,75	34,98	29,88	101,53	0,35	0,35
235	93	EG-10	7,28	24,97	1,14	0,27	0,02	--	1,95	32,90	32,50	101,03	0,39	0,33
236	96	EG-10	7,12	25,22	1,31	0,20	0,03	0,33	1,95	33,17	31,30	100,60	0,38	0,32
237	99	EG-10	7,51	24,99	1,18	0,24	0,02	0,55	1,79	32,36	33,30	101,89	0,40	0,34
238	100	EG-10	6,80	24,90	0,86	0,33	0,04	--	2,04	29,37	36,54	100,88	0,44	0,32
239	101	EG-10	6,80	25,11	1,26	0,23	0,05	--	1,98	29,52	35,79	100,74	0,43	0,31
240	103	EG-10	9,90	21,96	1,30	0,24	0,05	--	1,56	39,83	26,34	101,18	0,30	0,43
241	24	EG-6	5,56	28,11	1,36	0,33	0,38	--	1,25	34,26	30,42	101,67	0,37	0,25
242	26	EG-6	5,98	27,59	1,30	0,28	0,23	--	1,07	37,39	27,10	100,94	0,32	0,27
243	27	EG-6	6,10	27,11	1,44	0,24	0,24	--	1,09	36,70	28,66	101,59	0,34	0,28
244	28	EG-6	5,81	28,03	1,26	0,28	0,32	--	1,15	35,69	29,95	102,47	0,35	0,26
245	29	EG-6	6,46	27,03	1,16	0,44	0,25	--	1,14	38,95	25,85	101,28	0,30	0,29
246	30	EG-6	6,48	27,26	1,53	0,19	0,22	--	1,07	38,92	26,70	101,86	0,31	0,29
247	31	EG-6	4,82	29,45	1,21	0,32	0,41	--	1,08	33,43	31,48	102,20	0,38	0,22
248	35	EG-6	5,15	29,19	1,11	0,20	0,21	--	1,07	34,15	30,16	101,24	0,37	0,23
249	36	EG-6	5,38	29,11	0,96	0,24	0,25	--	1,13	34,20	30,89	102,16	0,37	0,24
250	47	EG-2	2,97	29,67	1,34	0,38	0,73	--	3,10	24,88	35,43	98,49	0,46	0,15
251	52	EG-2	2,74	30,01	1,05	0,43	0,65	0,45	3,00	23,77	36,41	98,51	0,48	0,14
252	54	EG-2	3,09	29,85	1,00	0,32	0,69	0,14	2,70	24,77	35,79	98,35	0,47	0,15
253	62	EG-2	3,26	29,57	0,99	0,39	0,78	0,12	2,88	24,31	36,39	98,71	0,48	0,16
254	63	EG-2	2,03	31,02	1,21	0,39	0,66	0,12	2,78	22,72	37,60	98,79	0,50	0,10
255	64	EG-2	3,28	29,51	1,29	0,38	0,71	0,23	2,93	24,26	36,52	99,10	0,48	0,16
256	51	EG-13	2,87	28,92	1,06	0,23	0,74	--	3,74	24,28	37,28	99,12	0,48	0,15
257	53	EG-13	2,61	29,46	0,66	0,45	0,74	--	3,81	23,65	37,70	99,08	0,49	0,13
258	58	EG-13	2,78	29,47	0,73	0,41	0,71	--	3,74	23,93	37,69	99,46	0,48	0,14
259	60	EG-13	2,43	29,78	1,02	0,27	0,70	--	3,73	22,46	39,16	99,55	0,51	0,12
260	61	EG-13	2,23	30,53	1,00	0,40	0,70	--	3,81	22,45	37,79	98,91	0,50	0,11
261	62	EG-13	2,50	29,94	1,08	0,39	0,69	--	3,71	23,45	37,81	99,57	0,49	0,12
262	68	EG-13	3,11	28,66	1,10	0,31	0,50	--	3,65	24,72	37,15	99,20	0,47	0,16
263	72	EG-13	3,04	28,68	1,14	0,45	0,76	--	3,63	24,69	36,37	98,76	0,47	0,15
264	74	EG-13	2,42	30,04	1,08	0,47	0,72	0,01	3,68	21,23	39,40	99,05	0,52	0,12
265	80	EG-13	2,22	29,94	0,82	0,47	0,77	--	3,68	21,33	39,03	98,26	0,52	0,11

TABLA VII

ANALISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni DE BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
266	5	BB-29	6,03	25,55	0,42	0,22	0,56	3,28	0,65	21,06	40,60	98,36	0,53	0,29
267	6	BB-29	5,57	25,38	0,44	0,30	0,53	3,04	0,61	19,13	41,89	96,90	0,56	0,28
268	13	BB-29	6,08	25,77	0,54	0,26	0,54	3,56	0,82	19,04	44,21	100,81	0,57	0,29
269	14	BB-29	5,97	25,16	0,43	0,26	0,51	0,94	0,82	20,08	43,56	97,73	0,58	0,29
270	528	BB-13	8,14	26,16	0,82	--	0,31	--	n.d.	29,70	35,21	100,35	0,43	0,37
271	523	BB-13	7,99	26,91	0,97	--	0,27	--	n.d.	30,11	34,29	100,56	0,43	0,34
272	521	BB-13	7,97	26,01	0,91	--	0,37	--	n.d.	30,83	34,25	100,34	0,42	0,36
273	518	BB-14	6,45	28,65	0,72	--	0,26	--	n.d.	23,88	39,10	99,06	0,50	0,30
274	519	BB-14	6,48	28,48	0,85	--	0,45	--	n.d.	25,57	37,70	99,53	0,48	0,30
275	516	BB-15	7,03	27,53	0,64	--	0,40	--	n.d.	23,94	39,55	99,08	0,51	0,33
276	512	BB-15	7,20	27,40	0,69	--	0,39	--	n.d.	24,49	39,37	99,54	0,50	0,33
277	51	BB-16	6,95	26,43	0,88	--	0,59	--	n.d.	27,51	38,59	100,95	0,48	0,31
278	52	BB-16	7,01	27,00	0,89	--	0,42	--	n.d.	27,89	37,13	100,34	0,47	0,32
279	510	BB-16	6,57	27,40	0,84	--	0,46	--	n.d.	26,97	38,06	100,30	0,49	0,30
280	57	BB-16	6,19	27,20	0,97	--	0,46	--	n.d.	26,24	38,95	100,01	0,50	0,29
281	96	JN-6	7,17	23,89	0,70	0,72	--	2,04	1,26	27,25	36,58	99,61	0,46	0,34
282	97	JN-6	6,82	24,76	0,88	0,30	0,28	1,20	1,28	25,84	38,03	99,39	0,48	0,32
283	98	JN-6	6,79	24,94	0,68	0,34	0,28	0,85	1,26	25,39	39,36	99,89	0,50	0,32
284	99	JN-6	7,01	24,81	0,71	0,22	0,26	1,51	1,25	26,60	37,27	99,63	0,47	0,33
285	100	JN-6	7,06	24,88	0,91	0,21	0,32	0,90	1,33	27,25	37,00	99,86	0,46	0,33
286	103	JN-6	6,61	25,43	0,73	0,39	0,29	1,62	1,30	24,79	39,98	101,14	0,50	0,31
287	104	JN-6	6,57	25,35	0,88	0,20	0,28	2,26	1,31	24,53	39,06	100,43	0,48	0,31
288	106	JN-6	6,97	25,41	0,77	0,29	0,20	1,64	1,12	26,71	38,54	101,64	0,48	0,32
289	107	JN-6	6,80	25,46	0,68	0,16	0,23	1,62	1,16	25,16	39,90	101,16	0,50	0,32
290	108	JN-6	6,54	25,67	0,59	0,24	0,29	1,35	1,16	24,08	41,22	101,15	0,52	0,31
291	109	JN-6	6,56	25,36	0,76	0,34	0,28	2,04	1,16	23,81	40,61	100,91	0,51	0,31
292	110	JN-6	7,17	25,00	0,73	0,34	0,21	1,26	1,12	27,36	37,84	101,03	0,47	0,33
293	154	JN-2	4,65	28,88	0,89	0,37	0,59	1,35	1,00	25,17	38,36	101,29	0,49	0,22
294	155	JN-2	4,68	28,81	0,66	0,39	0,56	1,36	1,11	25,83	37,51	100,91	0,48	0,22
295	157	JN-2	3,96	29,59	0,75	0,33	0,53	0,20	1,16	24,61	39,32	100,46	0,51	0,19
296	23	JN-8	4,60	27,15	0,23	0,12	0,57	--	1,71	24,18	41,21	99,78	0,52	0,23
297	24	JN-8	5,01	27,23	0,38	0,22	0,38	--	1,60	26,84	37,42	99,08	0,47	0,24
298	28	JN-8	5,71	26,73	0,31	0,20	0,59	--	1,78	26,16	38,96	100,56	0,49	0,27
299	31	JN-8	5,44	26,11	0,51	0,41	0,62	--	1,75	25,45	40,23	100,52	0,50	0,26

TABLA VIII

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO S-G RICAS EN GRAFITO DE BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
300	80	BB-28	6,21	23,36	0,76	0,27	0,13	--	0,71	19,25	49,71	100,39	0,63	0,31
301	81	BB-28	5,88	22,20	0,58	0,33	0,12	--	0,66	17,47	51,89	99,15	0,66	0,31
302	82	BB-28	5,81	22,02	0,54	0,32	0,12	--	0,63	19,71	48,94	98,09	0,62	0,31
303	83	BB-28	5,67	25,03	0,43	0,21	0,06	--	0,64	18,01	51,39	101,44	0,65	0,28
304	84	BB-28	5,87	21,24	0,44	0,33	0,13	--	0,65	18,72	50,23	97,62	0,64	0,32
305	85	BB-28	5,95	25,60	0,58	0,27	0,14	--	0,64	19,65	49,77	102,60	0,62	0,35

TABLA IX

ANÁLISIS DE CROMITAS DE LAS MINERALIZACIONES TIPO S-G RICAS EN SULFUROS DE BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	MgO	FeO	ZnO	MnO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TOTAL	Y _{Cr}	X _{Mg}
306	1	I-1	4,01	28,58	0,87	0,44	0,11	1,21	2,08	19,38	46,05	102,71	0,59	0,19
307	2	I-1	4,19	27,39	0,92	0,36	0,13	--	1,99	21,07	45,57	101,61	0,58	0,21
308	3	I-1	4,25	27,20	0,95	0,43	0,07	--	2,08	20,34	45,41	100,73	0,58	0,21
309	5	I-1	4,93	27,29	1,24	0,41	0,12	--	2,10	23,20	42,60	101,89	0,54	0,23
310	6	I-1	4,41	27,78	1,29	0,35	0,11	--	2,11	22,13	42,98	101,15	0,55	0,21
311	14	I-1	4,51	28,28	1,25	0,41	0,10	0,62	1,97	20,31	46,48	103,91	0,59	0,21
312	15	I-1	4,32	29,13	1,44	0,40	0,12	0,67	1,99	20,60	46,98	105,66	0,58	0,21
313	18	I-1	4,14	27,87	1,22	0,36	0,16	--	2,05	20,47	46,44	102,71	0,59	0,20
314	19	I-1	3,86	28,79	0,91	0,42	0,10	--	2,08	20,28	46,61	103,05	0,59	0,19
315	20	I-1	3,84	28,75	1,13	0,41	0,14	--	2,04	21,30	45,24	102,85	0,57	0,19
316	21	I-1	3,66	28,95	1,05	0,47	0,14	0,39	2,16	21,29	43,37	101,50	0,56	0,18

TABLA X

ANALISIS DE ORTOPIROXENOS

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Cr ₂ O ₃	TOTAL	WO	EN	FS
317	146	MB-3	52,65	1,25	1,96	42,73	0,01	0,07	0,70	99,37	0,12	97,36	2,52
318	71	AC-4	55,11	1,82	8,24	31,69	0,14	0,39	0,52	97,91	0,76	86,41	12,82
319	74	AC-4	55,52	1,49	9,64	32,17	0,13	0,39	0,39	99,73	0,74	84,80	14,48
320	75	AC-4	54,85	1,94	9,44	31,70	0,14	0,33	0,40	98,80	0,63	84,96	14,42
321	76	AC-4	55,46	1,69	9,46	32,26	0,14	0,33	0,46	99,80	0,62	85,15	14,23
322	77	AC-4	55,32	1,63	10,05	32,19	0,18	0,37	0,36	100,10	0,70	84,27	15,03
323	35	AC-20	55,97	2,41	7,72	33,37	0,13	0,23	- -	99,83	0,44	87,95	11,61
324	38	AC-20	56,12	2,68	7,39	33,08	0,06	0,22	- -	99,55	0,42	88,41	11,17
325	144	EL-13	53,33	1,77	12,87	28,14	0,14	0,18	0,33	97,26	0,37	79,09	20,63
326	146	EL-13	53,42	1,66	12,41	28,73	0,30	0,22	0,47	97,21	0,44	79,76	19,80
327	151	EL-13	53,19	1,98	13,13	28,32	0,30	0,27	0,44	97,63	0,53	78,55	20,91
328	43	ES-5	55,04	2,62	12,28	29,17	0,15	0,20	0,48	99,94	0,40	80,38	19,22
329	45	ES-5	55,37	2,55	12,42	29,43	0,28	0,21	0,68	100,94	0,41	80,17	19,41
330	46	ES-5	53,97	2,73	12,97	29,15	0,18	0,24	0,45	99,69	0,47	79,43	20,10
331	144	LG-27	52,54	3,63	15,89	26,40	0,20	0,15	0,37	99,18	0,31	74,29	25,40
332	180	LG-6	52,73	3,29	15,34	27,18	0,20	0,21	0,44	99,39	0,42	75,39	24,19
333	185	LG-6	52,97	3,10	15,57	26,91	0,16	0,17	0,51	99,39	0,35	75,03	24,62
334	202	LG-5	51,15	4,13	14,48	26,24	0,19	0,21	0,64	97,04	0,43	75,80	23,77
335	106	RO-15	52,77	3,44	16,13	27,23	0,20	0,25	0,51	100,53	0,48	75,45	25,06
336	107	RO-15	53,46	2,78	16,51	27,46	0,28	0,18	0,59	101,26	0,35	74,19	25,45
337	108	RO-15	52,99	3,34	16,12	27,22	0,34	0,11	0,61	100,73	0,21	74,51	25,28
338	109	RO-15	53,39	3,23	16,03	27,36	0,23	0,11	0,44	100,85	0,21	74,84	24,95
339	110	RO-15	52,71	4,23	15,62	26,83	0,25	0,19	0,58	100,41	0,39	74,79	24,83
340	111	RO-15	52,74	3,51	15,61	27,46	0,24	0,20	0,37	100,13	0,40	75,23	24,37
341	112	RO-15	53,09	3,28	15,63	27,42	0,28	0,20	0,48	100,38	0,40	75,13	24,47
342	120	RO-16	52,09	4,34	17,05	26,42	0,24	0,17	0,64	100,95	0,33	72,90	26,77
343	121	RO-16	52,77	3,85	17,12	26,55	0,31	0,18	0,64	101,42	0,36	72,82	26,83
344	122	RO-16	52,02	4,21	16,98	26,32	0,21	0,16	0,61	100,51	0,31	72,95	26,74
345	123	RO-16	52,41	4,18	17,63	26,52	0,23	0,15	0,55	101,67	0,30	72,36	27,34
346	124	RO-16	52,71	3,59	16,54	26,65	0,22	0,20	0,48	100,40	0,39	73,64	25,98
347	162	7521	52,10	3,65	17,25	25,62	0,33	0,20	0,16	99,31	0,40	71,90	27,70
348	163	7521	52,80	3,05	17,45	26,32	0,21	0,18	0,29	100,30	0,36	72,39	27,25
349	164	7521	50,89	4,49	18,23	25,03	0,30	0,16	0,41	99,51	0,32	70,42	29,25
350	3	7518	53,21	3,95	17,59	26,19	0,25	0,16	0,39	101,74	0,32	72,12	27,56
351	4	7518	53,80	3,21	16,41	27,37	0,27	0,17	0,49	101,72	0,33	74,26	25,41
352	6	7518	54,33	1,52	16,71	27,68	0,20	0,19	0,09	100,72	0,37	74,20	25,42
353	11	7518	51,39	3,25	18,46	24,29	0,36	0,30	0,66	98,71	0,62	69,27	30,11
354	20	7518	52,81	3,58	18,38	25,49	0,08	0,22	0,48	101,04	0,45	70,80	28,75

TABLA XI

ANALISIS DE CLINDIROXENOS

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Cr ₂ O ₃	TOTAL	WO	EN	FS
355	20	CAB-3	53,41	1,20	2,00	17,70	0,12	24,00	0,59	99,02	47,74	48,97	3,28
356	22	CAB-3	53,07	2,87	2,01	17,91	0,04	22,62	0,95	99,47	46,04	50,70	3,26
357	23	CAB-3	51,01	4,26	2,06	17,07	0,05	21,63	1,21	97,29	45,99	50,51	3,50
358	24	CAB-3	51,50	2,81	1,91	16,82	0,11	22,81	0,99	96,95	47,73	48,96	3,30
359	27	CAB-3	52,66	2,64	2,08	17,38	0,11	23,13	1,15	99,15	47,19	49,32	3,49
360	28	CAB-3	52,87	2,55	1,82	17,33	0,07	23,61	1,13	99,38	47,99	49,01	3,00
361	29	CAB-3	51,89	2,88	1,70	17,17	0,07	23,01	1,07	97,79	47,66	49,48	2,86

TABLA XII

ANALISIS DE OLIVINOS

N	Anal	Muest.	SiO ₂	MgO	FeO	MnO	TOTAL	FO	FA
362	2	CAB-3	41,14	50,54	8,59	0,13	100,40	91,18	8,82
363	32	CAB-3	40,67	50,63	7,55	0,06	98,91	92,23	7,77
364	33	CAB-3	41,04	50,50	7,71	0,07	99,32	92,04	7,96
365	34	CAB-3	41,02	50,43	7,99	0,09	99,53	91,75	8,25
366	35	CAB-3	40,84	50,56	8,30	0,12	99,82	91,45	8,55
367	36	CAB-3	40,90	50,27	8,48	0,12	99,77	91,24	8,76
368	33	AC-20	40,81	47,06	12,15	0,14	100,16	87,22	12,78
369	34	AC-20	40,78	47,12	12,26	0,05	100,21	87,22	12,78
370	39	AC-20	40,72	47,11	12,53	0,18	100,54	86,85	13,15

TABLA XIII

ANALISIS DE CORDIERITAS

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	TOTAL	R.Mg
371	79	JR-12	49,90	34,80	11,68	2,52	0,48	99,38	0,89
372	81	JR-12	49,57	34,37	11,82	2,47	0,63	98,86	0,90
373	67	JR-16	48,83	34,27	11,05	3,15	0,32	97,62	0,86
374	70	JR-16	48,58	34,10	11,38	2,86	0,32	97,24	0,88
375	72	JR-16	48,85	34,33	11,16	2,82	0,34	97,50	0,88
376	123	PM-3	49,70	34,76	11,67	2,78	0,45	99,36	0,88
377	127	PM-3	49,50	35,21	11,66	2,62	0,67	99,66	0,89
378	129	PM-3	49,89	34,75	11,57	2,72	0,75	99,68	0,88
379	135	PM-3	49,56	34,97	11,74	2,92	0,57	99,76	0,88
380	113	SA-5	49,56	34,76	11,16	3,08	0,24	98,80	0,87
381	114	SA-5	49,03	34,53	11,55	3,20	0,33	98,64	0,87
382	117	SA-5	49,30	34,78	11,36	3,18	0,29	98,91	0,87
383	79	F-LG-2	48,61	34,06	10,77	3,49	0,13	97,06	0,85
384	80	F-LG-2	48,39	33,69	10,96	3,37	0,19	96,60	0,85
385	165	7521	49,36	34,38	11,42	3,66	0,29	99,11	0,85
386	166	7521	49,31	34,54	11,51	3,81	0,17	99,34	0,84
387	168	7521	49,67	34,54	11,29	3,55	0,19	99,24	0,85
388	169	7521	48,97	34,49	11,26	4,15	0,16	99,03	0,83
389	2	7518	49,70	34,74	11,65	3,63	0,09	99,81	0,85
390	8	7518	49,54	34,71	12,00	3,10	0,56	99,81	0,87
391	10	7518	49,42	34,52	11,78	3,20	0,20	99,12	0,87
392	18	7518	49,20	34,62	11,59	3,30	0,20	98,91	0,86
393	21	7518	47,30	33,62	11,89	2,96	0,20	95,97	0,88

TABLA XIV

ANALISIS DE CORDIERITAS. BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Na ₂ O	TOTAL	R.Mg
394	22	JN-8	48,73	34,39	12,03	2,80	0,45	98,40	0,88
395	27	JN-8	49,18	34,60	11,73	3,08	0,35	98,94	0,87
396	29	JN-8	48,54	34,46	12,44	2,23	0,41	98,08	0,91

TABLA XV

ANALISIS DE PLAGIOCLASAS

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TOTAL	Ab	An
397	121	JR-10	59,42	24,08	5,47	8,29	0,05	97,31	73,04	26,64
398	134	JR-10	63,17	21,82	2,48	10,03	0,05	97,55	87,74	11,97
399	32	JR-10	61,65	23,31	4,27	8,66	0,05	97,94	78,36	21,35
400	37	JR-10	58,72	24,26	5,46	8,11	0,09	96,64	72,47	26,98
401	113	RD-28	56,90	27,46	8,68	6,49	0,04	99,57	57,36	42,42
402	114	RD-28	57,54	26,97	8,29	6,84	0,10	99,74	59,52	39,89
403	115	RD-28	55,45	28,29	9,61	6,29	0,08	99,72	53,97	45,56
404	120	RD-28	54,55	28,30	10,00	6,08	0,05	98,98	52,23	47,47
405	121	RD-28	50,74	31,93	13,80	3,74	0,07	100,28	32,76	66,87
406	122	RD-28	47,43	34,59	17,05	1,95	0,06	101,08	17,10	82,57
407	124	RD-28	48,32	34,63	16,34	2,06	0,09	101,44	18,46	81,02
408	129	RD-28	58,26	28,00	8,92	6,27	0,07	101,52	55,79	43,83
409	131	RD-28	48,58	33,59	15,60	2,78	0,02	100,57	24,34	75,55
410	133	RD-28	47,99	33,66	16,14	2,29	- -	100,08	20,44	79,56

TABLA XVI

ANALISIS DE FLOGOPITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
411	168	CAB-1	40,18	17,28	24,44	1,45	2,47	1,93	0,09	0,90	6,12	4,39	99,25

ANALISIS DE FLOGOPITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
412	148	ES-3	39,57	14,43	20,92	3,79	4,39	2,59	0,04	7,64	1,02	4,22	98,61
413	56	JR-13	40,79	17,42	22,06	4,32	1,76	1,72	0,08	6,39	1,36	4,34	100,24
414	92	LG-30	39,23	15,82	22,98	4,77	2,04	1,56	- -	8,69	0,28	4,25	99,62
415	115	JR-10	38,00	15,31	19,62	7,94	0,72	3,11	- -	8,94	0,08	4,08	97,80
416	117	JR-10	39,65	15,22	21,22	6,79	0,59	2,41	- -	7,97	0,30	4,17	98,32
417	136	PM-3	42,71	16,65	21,61	5,83	1,53	1,61	- -	3,72	2,56	4,40	100,62
418	41	F-LG-1	41,72	14,85	22,71	5,78	1,50	1,65	0,11	5,11	1,55	4,30	99,28
419	43	F-LG-1	40,29	15,83	20,91	6,01	2,39	1,79	0,01	5,54	1,69	4,25	98,71

ANALISIS DE FLOGOPITAS EN MINERALIZACIONES TIPO S-6

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
420	25	EG-6	39,18	19,75	19,51	6,55	1,03	1,83	- -	7,74	0,78	4,30	100,67
421	32	EG-6	37,02	17,07	17,57	9,58	3,20	1,18	- -	8,10	1,06	4,12	98,90
422	38	EG-6	37,11	17,00	17,95	10,09	3,33	1,14	- -	8,25	1,01	4,16	100,04
423	51	EG-2	39,19	17,27	16,03	10,49	3,87	1,65	- -	5,30	0,17	4,19	98,16
424	65	EG-2	36,94	16,34	15,60	10,49	3,85	1,48	- -	8,58	0,71	4,07	98,06

ANALISIS DE FLOGOPITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni. BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
425	25	JN-8	41,81	15,64	21,70	3,85	1,16	2,33	- -	7,56	0,49	4,28	98,82

ANALISIS DE FLOGOPITAS EN MINERALIZACIONES TIPO S-6. BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
426	12	I-1	39,37	16,52	19,95	8,28	0,90	1,64	0,01	8,99	0,63	4,22	100,51
427	16	I-1	38,77	17,29	20,13	7,22	1,23	1,74	- -	8,52	0,79	4,22	99,91
428	17	I-1	39,11	16,64	20,09	7,23	1,24	1,68	0 05	8,52	0,64	4,19	99,39
429	22	I-1	39,31	16,78	20,15	7,44	1,14	1,61	- -	8,42	0,80	4,22	99,87

TABLA XVII

ANALISIS DE ANFIBOLES EN MINERALIZACIONES TIPO Cr

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
430	7	CAB-3	44,38	12,46	18,81	2,56	12,21	2,56	1,77	0,63	3,23	2,13	100,74
431	25	CAB-3	44,21	12,78	18,36	2,78	12,48	2,37	1,49	0,72	2,26	2,11	99,73

ANALISIS DE ANFIBOLES EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
431	196	L6-5	51,92	5,69	21,17	3,28	12,32	0,64	0,32	0,06	0,95	2,13	98,58
432	48	F-L6-1	48,93	8,60	20,99	8,78	6,06	1,39	0,78	0,43	1,37	2,13	99,97
433	56	F-L6-2	48,06	9,57	19,59	8,95	7,15	1,71	0,84	0,30	1,37	2,12	100,31

ANALISIS DE ANFIBOLES EN MINERALIZACIONES TIPO S-6

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
435	51	RO-32	49,70	8,98	20,23	3,03	12,42	0,84	0,37	0,27	1,35	2,14	99,32
436	52	RO-32	47,38	10,88	20,02	3,66	12,43	0,34	0,47	0,38	1,69	2,13	99,42
437	53	RO-32	53,96	4,03	22,56	3,08	12,11	0,33	0,13	0,05	1,99	2,17	100,43
438	54	RO-32	52,97	4,96	22,31	3,15	12,23	0,63	0,19	0,05	0,97	2,16	99,75
439	56	RO-32	55,57	2,58	22,61	2,99	12,31	0,35	-	0,02	0,56	2,16	99,30
440	61	RO-32	47,32	10,43	19,89	4,16	11,27	1,23	0,66	0,23	1,95	2,12	99,43
441	62	RO-32	53,33	5,34	22,16	3,11	12,32	0,61	0,13	0,07	0,93	2,17	100,24
442	63	RO-32	44,54	13,31	18,72	3,70	11,92	1,78	0,60	0,37	2,19	2,11	99,29
443	66	RO-32	55,18	3,00	23,08	2,56	12,55	0,56	0,06	0,02	0,55	2,18	99,80
444	69	RO-32	54,93	3,42	22,75	2,49	12,82	0,19	0,11	0,06	0,64	2,17	99,63
445	72	RO-32	53,76	3,93	22,24	3,06	11,99	0,84	0,01	0,04	0,80	2,11	99,05

ANALISIS DE ANFIBOLES EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni (Beni Bousera)

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	OH	TOTAL
446	7	BB-29	45,93	10,54	18,57	5,70	9,98	1,48	0,78	0,13	1,56	2,14	96,81
447	8	BB-29	46,40	10,09	18,17	5,70	10,01	1,46	0,70	-	1,54	2,17	96,24

TABLA XVIII

ANALISIS DE CLORITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	OH	TOTAL
448	144	MB-3	29,57	17,62	33,15	2,10	0,03	1,74	12,13	96,34

ANALISIS DE CLORITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	OH	TOTAL
449	90	EL-9	32,19	14,22	31,50	5,75	- -	1,53	12,26	97,45
450	51	JR-13	29,90	19,14	29,09	7,77	0,14	1,62	12,49	100,15
451	63	JR-13	30,46	16,23	28,21	9,84	- -	1,53	12,15	98,42
452	69	JR-13	30,89	17,38	31,83	5,89	0,03	1,58	12,53	99,53
453	73	JR-12	28,08	22,18	28,14	6,01	0,04	2,17	12,47	99,09
454	139	PM-3	26,22	24,51	24,02	12,05	- -	0,90	12,23	99,93
455	200	LG-5	32,82	14,06	27,45	9,14	0,22	0,69	12,05	96,43
456	187	LG-10	28,67	19,33	30,82	5,55	0,80	2,05	12,48	99,70
457	189	LG-10	28,13	21,63	29,57	5,22	- -	1,10	12,35	98,00
458	209	LG-11	28,64	18,33	30,42	5,71	0,05	1,60	12,14	96,89
459	210	LG-11	35,17	11,42	23,95	9,23	0,16	0,92	11,62	92,47
460	172	LG-13	29,98	19,89	24,14	9,73	0,61	1,40	12,17	97,92
461	173	LG-13	27,14	22,20	25,10	9,24	0,15	0,71	11,98	96,52
462	175	LG-13	26,88	23,36	24,70	10,44	- -	0,06	12,05	97,49
463	176	LG-13	27,98	21,39	26,90	7,78	0,04	1,97	12,24	98,30
464	51	F-LG-2	26,76	20,51	22,78	13,28	0,05	1,52	11,75	96,65
465	59	F-LG-2	27,57	18,25	21,80	16,11	0,09	1,59	11,62	97,03
466	81	F-LG-2	27,77	18,32	22,83	14,06	0,20	1,31	11,65	96,14

ANALISIS DE CLORITAS EN MINERALIZACIONES TIPO Cr-Ni DE BENI BOUSERA

N	Anal	Muest.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	OH	TOTAL
467	105	JN-6	30,22	16,56	27,81	9,87	- -	1,35	12,13	97,94