

BIBLIOTECA UCM



5305267588

T
759

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE
DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS
GEOLOGICAS

MINERALIZACIONES ASOCIADAS A
ROCAS ULTRABASICAS EN EL
HERCINICO ESPAÑOL



FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

Tesis Doctoral presentada por:

D. SERAFIN MONTEERRUBIO PEREZ

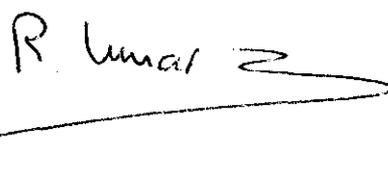
Madrid 1991

MINERALIZACIONES ASOCIADAS A
ROCAS ULTRABASICAS EN EL HER-
CINICO ESPAÑOL

Tesis presentada para la obtención del grado
de DOCTOR EN CIENCIAS GEOLOGICAS

Por: D. SERAFIN MONTEERRUBIO PEREZ

Realizada bajo la dirección de
la Dra. Dña. ROSARIO LUNAR
HERNANDEZ, Catedrático del
departamento de Cristalografía
y Mineralogía de la Facultad de
C.C. Geológicas de la Univer-
sidad Complutense de Madrid.

R. Lunar 

Madrid, 1991

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que de una forma u otra me han prestado su apoyo durante la realización de esta Tesis Tdoctoral.

En primer lugar, mi agradecimiento a la Doctora Dña. Rosario Lunar, directora de este trabajo, por su ayuda y apoyo constantes a lo largo de estos años.

También deseo expresar mi gratitud a todos mis compañeros y amigos del Departamento, especialmente a D. Roberto Oyarzún, D. José Angel López García, Dña. Elena Vindel, Dña. Josefina Sierra Dña. Encarnación Quílez, Dña. Almudena Concha y Dña. Lorena Ortega.

A la dirección del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid, debo agradecerle las facilidades prestadas para desarrollar este trabajo.

A los Dres. A. McCaig y E. Condliffe del Dto de Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Leeds (Gran Bretaña) en cuyo centro se realizaron todos los análisis químico mineralógicos y parte de los análisis de elementos traza en roca total.

A la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, y de manera especial a D. Francisco Latorre, D. Julio Faura, D. José Sáez, D. Eduardo Amstron , D. Alejandro

Lago, y Dña. A. Arguelles por toda la ayuda y medios que pusieron a nuestra disposición.

A D. Valdimir Shaskin del Instituto de Metales Preciosos del Ministerio de Geología de la URSS por su valiosa colaboración tanto en las compañías de campo como en las sugerencias aportadas en este trabajo.

Por último quiero agradecer a D. Miguel Olmeda y D. Leopoldo Losada la ayuda prestada en la preparación de numerosas muestras realizadas.

INDICE

I INTRODUCCION

- I.1 Objetivos
- I.2 Metodología

II CONTEXTO GEOLOGICO-MINERO DE LOS COMPLEJOS CATAZONALES DEL NW PENINSULAR

II.1 La Zona de Galicia-Tras-Os-Montes

- II.1.1 Dominio Esquistoso
- II.1.2 Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y Relacionadas

- II.2 Modelos geodinámicos de formación.
- II.3 Contexto minero-metalogénico

III EL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL Y SUS MINERALIZACIONES ASOCIADAS

- III.1 Unidad de Metasedimentos Epizonales
- III.2 Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior

- III.2.1 Mineralizaciones de cromo

- III.3 Unidad Catazonal Inferior
- III.4 Esquistos verdes miloníticos

- III.4.1 Mineralizaciones de pirita

- III.5 Anfibolitas de Purrido-Peñaescrita
- III.6 Unidad Catazonal Superior

- III.6.1 Gneises
 - III.6.2 Metabasitas
 - III.6.3 Metaultrabasitas

IV MINERALIZACIONES DE CROMO EN LAS SERPENTINITAS DE MOECHE

- IV.1 Introducción
- IV.2 Rocas encajantes

- IV.2.1 Características petrográficas

- IV.2.2 Deformación
- IV.2.3 Metamorfismo

IV.3 Mineralizaciones de cromo

- IV.3.1 Aspectos morfológicos y estructurales.
- IV.3.2 Características petrográficas del encajante en el entorno de la mineralización
- IV.3.3 Caracteres texturales
- IV.3.4 Características químicas

IV.4 Modelo genético

V MINERALIZACIONES DEL MACIZO DE HERBEIRA

V.1 Rocas encajantes

V.1.1 Petrografía

- V.1.1.1 Sector oriental de Herbeira
- V.1.1.2 Sector occidental de Herbeira

- V.1.1.2.1 Peridotitas
- V.1.1.2.2 Piroxenitas

V.2 Mineralizaciones de cromo

- V.2.1 Morfología de la mineralización
- V.2.2 Características texturales
- V.2.3 Características químicas

V.3 Sulfuros

V.4 Elementos del grupo del platino

- V.4.1 Introducción. Los elementos del grupo del platino en los complejos ofiolíticos
- V.4.2 Los EGP en el macizo de Herbeira

V.6 Modelo genético

VI CONSIDERACIONES SOBRE LA POSIBILIDAD DE EXISTENCIA DE MINERALIZACIONES EN LAS ROCAS ULTRABASICAS DEL COMPLEJO DE ORDENES

VI.1 Introducción

VI.2 Zona de Cancas-Castriz

VI.1.1 Petrografía

VI.1.2 ¿Mineralizaciones?

VI.3 Zonas de la Sierra del Careón y Sobrado-Mellid

VI.3.1 Petrografía

VI.3.1.1 Sierra del Careón

VI.3.1.2 Zona de Mellid

VI.3.1.3 Zona de Sobrado

VI.3.2 ¿Mineralizaciones?

VII OTRAS MANIFESTACIONES DE CROMITAS EN EL HERCINICO
ESPAÑOL (CALZADILLA DE LOS BARROS, BADAJOZ)

VII.1 Introducción

VII.2 Entorno geológico

VII.2.1 Rocas encajantes de las serpentinitas

VII.3 Mineralizaciones de cromo

VII.3.1 Introducción

VII.3.2 Rocas encajantes

VII.3.3 Aspectos morfológicos de las mineralizaciones

VII.3.4 Características texturales

VII.3.5 Características químicas

VII.3 Modelo genético

BIBLIOGRAFIA

APENDICE I Mapas de situación de muestras

APENDICE II Análisis de microsonda electrónica

I. INTRODUCCION

I. INTRODUCCION

Existe un grupo de depósitos minerales que muestran una asociación íntima con rocas ígneas máfico-ultramáficas y cuyo origen está en relación con segregaciones durante la cristalización magmática. Los principales elementos y minerales producidos en este tipo de depósitos son el cromo, níquel, cobre, vanadio, titanio, elementos del grupo del platino y diamantes. La producción española de estas sustancias, con excepción de cobre, es nula teniendo que ser importados en su totalidad. Gran parte de la producción y reservas mundiales de estos elementos, con la excepción del cobre, se hallan en intrusiones emplazadas en áreas estables tectónicamente. La península Ibérica, al estar afectada en su totalidad por las orogenias Hercínica y Alpina, no supone un ambiente favorable para el desarrollo de este tipo de cuerpos. En el caso del cromo, si bien la mayoría de las reservas se hallan en estas intrusiones (Fig. 1.1), más de la mitad de la producción mundial actual proviene de rocas ultramáficas de tipo Alpino (emplazadas durante orogénesis) y más concretamente de las ofiolitas⁽¹⁾ (Fig.1.2).

(1) Dentro de las peridotitas metamórficas o Alpino tipo, Den Tex (1969) distingue las Alpino-tipo s.s. (subtipo harzburgita) y las orogénicas de zona de raíz, equivalente al subtipo lherzolita de Jackson y Thayer (1972). El subtipo harzburgita suele ocupar la parte basal de las secuencias ofiolíticas. Se interpretan como un manto residual del cual se ha extraído, por fusión parcial, un magma que ha dado lugar al resto ígneo de la secuencia. El subtipo lherzolita presenta mayores cantidades de Al_2O_3 , CaO, y álcalis, muestra aureolas metamórficas en el encajante y no va asociado a ellas el resto de la secuencia ofiolítica. Se interpretan como materiales de manto original (no empobrecido) que han sufrido un emplazamiento diapírico a alta temperatura.

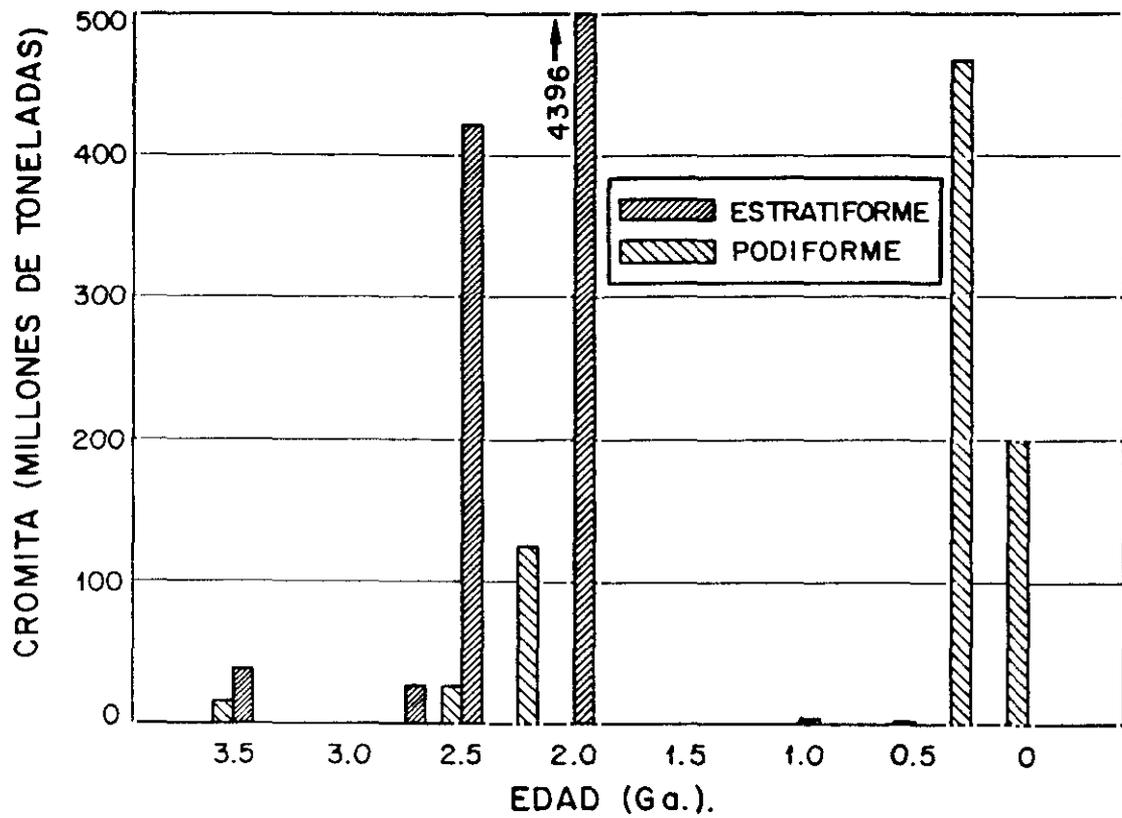


Figura 1.1 Reservas + producción en pasado de cromitas en función de la edad y del tipo de mineralizaciones. (Tomado de Stowe, 1987).

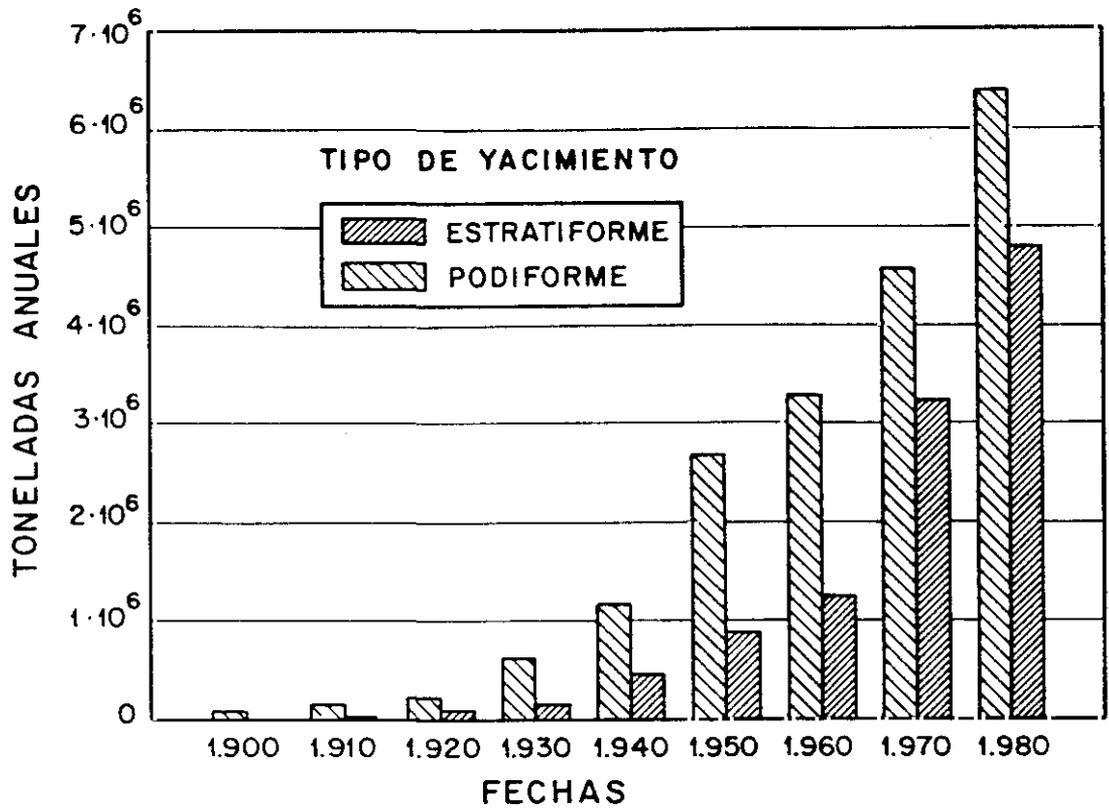


Figura 1.2 Producción anual mundial de cromita según el tipo de mineralización. Se han representado valores medios por década, excepto las columnas de 1980 que corresponden a valores medios del período 1980-1984. (Tomado de Stowe, 1987).

En la península Ibérica existen masas ultrabásicas en relación tanto con el orógeno Hercínico como con el Alpino, concretamente en la Serranía de Ronda (cordilleras Béticas), se hallan las extensiones más importantes de este tipo de rocas. En el Hercínico, las extensiones más importantes se localizan en los complejos catazonales del noroeste peninsular: Ordenes, Ortegá, Morais y Braganza. Existen también masas serpentiniticas en la zona de Ossa Morena: ofiolita de Beja, serpentinitas de Calzadilla de los Barros, Valencia de las Torres y Varas-Guadalbarbo.

Las rocas ultrabásicas de la Serranía de Ronda corresponden al subtipo lherzolita mientras que existe tendencia a considerar de origen ofiolítico s.l. muchas de las rocas ultrabásicas existentes en el hercínico peninsular (Andrade, 1972, 1977; Ribeiro, 1974; Badham y Williams, 1981; Arenas et al., 1986; etc).

En relación con los macizos ultrabásicos de la Serranía de Ronda existen indicios de Cr, Ni y Grafito, alguno de los cuales han sido explotados intermitentemente desde mediados del siglo XVIII. Estas mineralizaciones muestran paragénesis poco frecuentes y han sido objeto de diversos estudios en los últimos años (Oen, 1973; Oen et al., 1971, 1973, 1979, 1980; Gervilla, 1989; Gervilla y Leblanc, 1990; Luque del Villar, 1990).

En lo que se refiere al Hercínico se conocen indicios

de cromo en los complejos de Cabo Ortegá, Braganza y en las serpentinitas de Calzadilla de los Barros, aunque solamente en el caso del complejo de Braganza se ha extraído mineral y a muy pequeña escala.

El interés que muestran estas mineralizaciones desde un punto de vista puramente científico es evidente, tanto en lo que se refiere a origen como en lo que respecta a la génesis de los macizos encajantes por su valor como indicadores petrogenéticos (Irvine, 1965, 1967). Por otra parte sobra decir que el establecimiento de la posible potencialidad minera de estos macizos es de gran interés en un país que como el caso de España es totalmente deficitario en mineralizaciones relacionadas con este ambiente geológico.

I.1 OBJETIVOS

Si bien las mineralizaciones relacionadas con rocas ultrabásicas de la Serranía de Ronda han sido objeto de estudios diversos en las dos últimas décadas, no ha ocurrido así con las enclavadas en el Hercínico Español y más concretamente con las de los complejos catazonales de Galicia. Los únicos datos existentes eran la existencia de unos indicios de Cr-Ni-Cu reflejados en los mapas metalogénicos de La Coruña y Galicia (IGME, 1976, 1982). Estos mapas describen suelos residuales con cromita, pentlandita y cromita diseminadas cortada en un sondeo de exploración y sulfuros de Fe, Ni, Cu con cromita accesoria. Su existencia se conoció a partir de campañas de exploración de los años 70 y por la existencia de pequeñas labores de exploración más antiguas. Todos estos indicios se hallan en el macizo ultrabásico de Herbeira, en el núcleo del complejo de Cabo Ortegal.

Con estos datos como punto de partida y centrados principalmente en las rocas ultrabásicas de los complejos de Galicia, los objetivos marcados fueron los siguientes:

-Con un punto de vista muy marcado por la exploración, uno de los principales objetivos propuestos en este trabajo ha sido establecer el posible potencial, no solo del macizo de Herbeira, donde se conocían los datos antes citados, sino también del resto de las rocas ultrabásicas del complejo de Cabo Ortegal y las del complejo de

Ordenes.

- Estudio de detalle del macizo de Herbeira a fin de conocer profundamente unos indicios de los que se disponían de muy pocos datos. Este estudio comprende tanto la caracterización morfológica, mineralógica y química de las mineralizaciones y sus rocas encajantes como su distribución espacial en relación con los diferentes tipos litológicos.
- Estudios de detalle, similares al anterior, en mineralizaciones que se pudieran hallar durante o con posterioridad al cumplimiento del primer objetivo.
- Otro aspecto en que se ha puesto especial atención ha sido en la presencia o no de elementos del grupo del platino y la posible existencia de mineralizaciones de estos elementos, tanto hipogénicas como supergénicas.
- Todos estos datos servirán de base para la construcción de modelos genéticos de estas mineralizaciones que contribuirán tanto en futuras campañas de exploración como en un mejor conocimiento del marco geodinámico de las rocas en las que encajan.

I.2. METODOLOGIA

Fijados los objetivos del trabajo, en primer lugar se hizo un exhaustivo estudio bibliográfico de yacimientos mundiales en relación con las rocas ultrabásicas de los complejos ofiolíticos y las técnicas empleadas en la prospección de este tipo de yacimientos así como una recopilación de la extensa bibliografía regional. Con posterioridad a esta fase preliminar, se iniciaron los trabajos de campo y laboratorio que se relacionan seguidamente.

Trabajos de campo

Se realizaron principalmente en dos etapas. La primera consistió en un muestreo sistemático de todos los macizos ultrabásicos de los complejos de Ordenes y Cabo Ortegal. Las muestras se tomaron repartidas superficialmente en los citados macizos, usando como base geológica los mapas MAGNA del Instituto Tecnológico Geominero de España excepto en las serpentinitas de Moeche en que la base utilizada fue la cartografía realizada por Arenas (1985). Se tomaron en esta fase un total de 263 muestras. En cada punto de muestreo se tomó siempre el tipo o tipos de rocas que volumétricamente constituían la mayor parte de los alrededores. Simultáneamente se realizó una toma sistemática de datos estructurales. Con este muestreo se pretendía conocer la extensión superficial de los diferentes tipos litológicos, debido al fuerte control que ejercen en esta clase de yacimientos. En

base a los estudios petrográficos, se hallaron zonas muy favorables en el macizo de Herbeira y en las serpentinitas de la zona de Moeche, ambas dentro del complejo de Cabo Ortegá. Durante una segunda etapa, los trabajos de campo se ciñeron a estas dos áreas y consistieron en: (1) cartografías de detalle; (2) muestreo detallado y restringido; (3) toma de muestras de redes de drenaje y suelos para estudios mineralométricos y (4) paralelamente a esta investigación y en coordinación con ella la empresa ENADIMSA realizó calicatas mecánicas con la ayuda de una excavadora hidráulica, que fueron también objeto de estudio y muestreo detallado. Durante toda esta fase de la investigación, se puso especial atención por una parte a la presencia de mineralizaciones, su morfología y relación con rocas encajantes y por otra a las relaciones de contacto entre los diferentes tipos litológicos donde las características de las rocas lo permitieron.

Trabajos de laboratorio

Estos trabajos se centraron principalmente en la caracterización petrográfica de las distintas litologías y su contenido en menas metálicas, estudios químico-mineralógicos, análisis químicos de roca total y estudio de concentrados de bateas. Las técnicas utilizadas han sido las siguientes:

Microscopia de luz transmitida y reflejada.- Esta técnica clásica sigue siendo básica en todos los estudios de esta índole y ha sido ampliamente utilizada durante la investigación. En una primera fase para la caracterización de los macizos ultrabásicos y en una segunda en el estudio de tipos litológicos y texturales del entorno de la mineralización.

Difracción de rayos X.-Para identificar especies minerales de difícil caracterización por métodos ópticos y en la caracterización global de muestras muy deleznableles o meteorizadas.

Microsonda electrónica.-Esta técnica ha sido ampliamente utilizada en la presente investigación. Las cromoespinelas, al ser el objeto primordial de estudio y a su carácter como indicador petrogenético, han sido los minerales más ampliamente analizados, si bien se han obtenido también abundantes datos del resto de la paragénesis. El estudio se ha llevado a cabo en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Leeds (Gran Bretaña) con las microsondas electrónicas JEOL JxA-50 y CAMECA SX-50. Para el análisis de silicatos y óxidos se utilizó una diferencia de potencial de 15 Kv y en sulfuros y sulfoarseniuros 20 Kv. Generalmente se utilizaron técnicas de análisis puntual (diámetro de impacto 1) aunque en algún caso se utilizó un haz amplio ("broad beam") de hasta 50 μ .

Análisis químicos.- Se realizaron análisis químicos tanto de roca total, a fin de completar la caracterización química de alguno de los macizos, como de elementos con interés económico en zonas mineralizadas. La mayoría de los análisis se han efectuado en los laboratorios de ENADIMSA, aunque en el caso de algunas muestras, los elementos traza fueron analizados por el autor en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Leeds, mediante fluorescencia de rayos X.

Estudios de bateas.-Se realizaron solamente de forma parcial, con el fin de detectar la presencia de metales preciosos (oro y elementos del grupo del platino). Estos estudios consistieron en la separación densimétrica y estudios a la lupa binocular. Los trabajos fueron realizados en los laboratorios de ENADIMSA.

Ensayos mineralúrgicos.-Se realizaron en peridotitas con cromita en las que se habían observado cantidades anómalas de EGP. Se molieron las muestras a tamaño inferior a 0.5 mm, posteriormente la fracción superior a 0.074 mm se separó en bromoformo ($d= 2.89$) e ioduro de metileno ($d= 3.3$). Todas las fracciones fueron posteriormente analizadas por separado. Estos trabajos fueron realizados en los laboratorios de ENADIMSA.

88
57
90
50
85

**II. CONTEXTO GEOLOGICO Y MINERO DE LOS COMPLEJOS
CATAZONALES DEL NW PENINSULAR**

II CONTEXTO GEOLOGICO Y MINERO DE LOS COMPLEJOS CATAZONALES DEL NOROESTE PENINSULAR.

Una de las características geológicas más notables del noroeste de la península Ibérica es la existencia de varios complejos polimetamórficos entre cuyas litologías destacan un importante conjunto de rocas básico-ultrabásicas. Tectónicamente ocupan una posición culminante dentro de la zona más interna de la cadena hercínica, en la denominada zona de Galicia-Tras-os-Montes. Estos conjuntos litológicos muestran complejas historias tectonometamórficas y han sido y son objeto de controversia en aspectos como posición e interpretación tectónica, edades, significado petrológico, etc. A continuación se tratan las características geológicas, las principales interpretaciones sobre su origen y significado y los principales tipos de mineralizaciones que llevan asociadas.

II.1 LA ZONA DE GALICIA TRAS-OS-MONTES

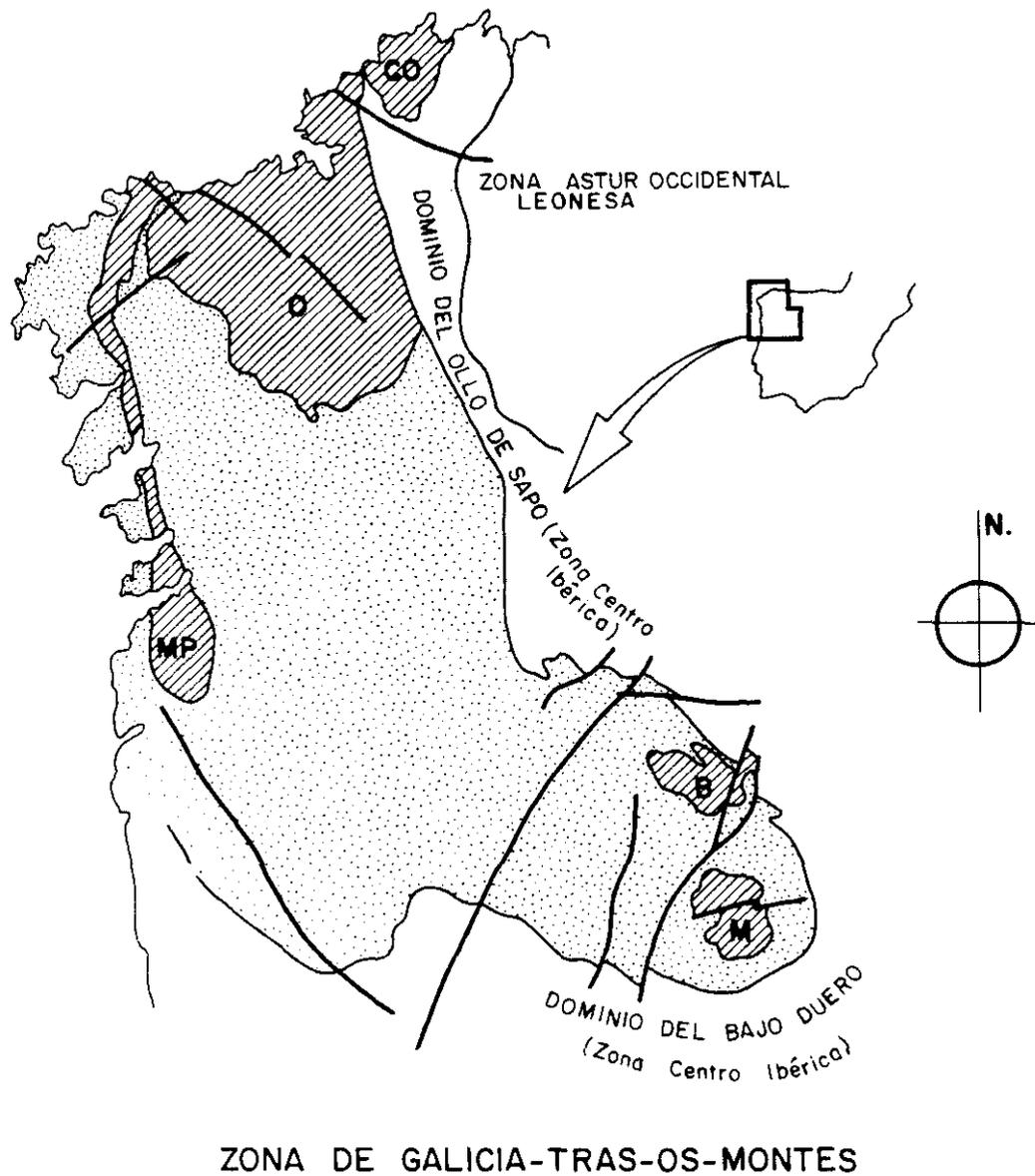
Los conjuntos litológicos que forman la zona de Galicia-Tras-os-Montes (Farias et al., 1987; Arenas et al., 1988) constituyen gran parte de Galicia y norte de Portugal. Estos materiales representan el sector más interno del orógeno hercínico y clásicamente han sido incluidos en la zona Centro Ibérica (Julivert et al., 1972). Como características distintivas principales están la gran extensión e intensidad del metamorfismo y magmatismo hercínicos y una notoria deformación dúctil asociada a la sucesiva generación de estructuras. Su interpretación geotectónica es aloctonista, suponiendo que se halla tectónicamente superpuesta sobre los dominios del Olló de Sapo y Bajo Duero de la zona Centro Ibérica. Dentro de ella se distinguen dos dominios (Fig.2.1):

-Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes

-Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y
Relacionadas

II.1.1 Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes

Las litologías dominantes son metasedimentos pelíticos. Se trata de esquistos y paragneises con algunas



ZONA DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES

-  Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes
-  Dominio de los Complejos con rocas máficas y relacionadas

Figura 2.1.- Límites de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. Noroeste de la península Ibérica (Farias et al., 1987). C.O: Cabo Ortegal; O: Ordenes; B: Braganza; M:Morais; M.P.: Banda Malpica-Tuy.

intercalaciones de rocas ortoderivadas de origen volcánico o subvolcánico en la parte inferior de la secuencia. Existen también niveles de cuarcitas, rocas calcosilicatadas y ampelitas. La edad es incierta ya que solamente se ha podido datar dos puntos de la secuencia correspondientes al Silúrico inferior y Wenlockiense (Romariz, 1969; Fernández Tomas, 1981). Para niveles inferiores se han propuesto edades presilúricas (Farias et al., 1977) y silúrico-devónicas para niveles superiores (Marquinez, 1984).

La historia tectonometamórfica que afectó al conjunto es de edad hercínica, se desarrolló en varias fases de deformación simultáneas con un metamorfismo progrado y con el desarrollo de abundante magmatismo granítico. La primera fase de deformación dio lugar a una esquistosidad de flujo muy penetrativa, aunque a veces solo se conserva en porfiroblastos. Se observan escasos pliegues de esta fase, no superando sus flancos el metro de amplitud. Simultáneamente se desarrolló un metamorfismo de baja temperatura y presión intermedia (Marquínez y Klein, 1982; Marquínez, 1984). La segunda fase muestra desarrollo muy irregular, concentrándose en determinadas bandas de cizalla dúctil. Durante esta fase se desarrolla un gran número de pliegues menores asimétricos vergentes hacia el Este, a los que se asocia una esquistosidad S_2 que localmente oblitera la S_1 previa (Mar-

quínez, 1984; Farias y Marquínez, 1988; Farias et al., 1987). Las condiciones metamórficas en que se desarrolló fueron epizónicas a mesozónicas, llegando puntualmente a paragénesis con almandino-biotita-estauroлита. Durante esta fase tuvo lugar el cabalgamiento de la zona de Galicia-Tras-Os-Montes sobre la zona Centro Ibérica y del Dominio de los Complejos sobre el Dominio Esquistoso. Al final de esta fase o principio de la tercera, según sectores, se produjo un incremento del gradiente térmico relacionado con emplazamiento de grantoides, al cual se asocia un metamorfismo de baja presión, con paragénesis de andalucita+biotita (Capdevila, 1989; Ferragne, 1972; Martínez, 1974; Gil Ibarguchi, 1979; Marquínez y Klein, 1982; Marquínez, 1984). La tercera fase tuvo lugar ya en condiciones epizónicas y originó grandes pliegues de plano axial subvertical, en cuyas sinformas se han conservado los complejos polimetamórficos. Existen bandas de cizalla subverticales NNW-SSE con desplazamiento en la horizontal que para unos autores se trata de un episodio próximo a la tercera fase de deformación (Iglesias y Choukroune, 1980, Courrioux et al., 1986) mientras que para otros representa una fase comprensiva generalizada más tardía (Iglesias y Ribeiro, 1981). La estructura se configura con la actuación de fallas tardihercínicas.

II.1.2 Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y Relacionadas.

Sobre el Dominio Esquistoso cabalga una gruesa secuencia litológica que constituye el Dominio de los Complejos con Rocas Máficas y Relacionadas. Este dominio está formado por cinco conjuntos aflorantes: Cabo Ortegá, Ordenes, Morais, Braganza y la Banda Malpica-Tuy (Fig.2.1). Estas asociaciones litológicas se hallan en macizos aislados "flotando" sobre los materiales del Dominio Esquistoso y han sido preservados de la erosión en amplias sinformas de tercera fase de deformación hercínica. Representan klippens residuales de lo que fue un gran apilamiento de mantos (Ries y Shackleton, 1971).

Este dominio lo constituyen diversas unidades alóctonas independientes que presentan asociaciones litológicas, características químicas y evolución tectono-metamórfica diferentes (Iglesias et al., 1981, 1983; González Lodeiro et al., 1981; Martínez Catalán et al., 1984; Bastida et al., 1984; Arenas, 1985; Arenas et al., 1986; Díaz García, 1988; Peucat et al., 1990).

De acuerdo con Arenas et al., 1986, el Dominio de los Complejos estaría formado, en lo que a Galicia se refiere,

por el apilamiento de siete unidades alóctonas diferentes, separadas entre si y del Dominio Esquistoso por cabalgamientos. De abajo a arriba según el orden de apilamiento serían:

-Unidad Basal de Metasedimentos, Ortogneises y Metabasitas localmente en facies eclogita. Forma la totalidad de la Banda Malpica-Tuy y el borde oeste del Complejo de Ordenes (Figs. 2.2 y 2.3). Está formada por ortogneises, de afinidad calcoalcalina, y metasedimentos con cantidades menores de rocas básicas. Los datos de edad disponibles parecen indicar que todos los materiales son posteriores al Cámbrico (García Garzón et al., 1981; Fonbella, 1984). La Banda Malpica-Tuy está afectada por un metamorfismo de alta presión y temperatura intermedia que da lugar a formación de eclogitas y retrogradaciones posteriores en facies de esquistos verdes (Wegen, 1978, Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985). En el Complejo de Ordenes el metamorfismo se desarrolló simultáneamente a una tectónica tangencial y progradada desde la facies de los esquistos azules hasta las anfibolitas epidóticas (Díaz García, 1987, 1988). La asociación litológica, sus características geoquímicas y el hecho de que haya sido cabalgada por unidades de afinidad oceánica, parecen indicar que se trata de un margen continental que ha sido sometido a una compleja historia

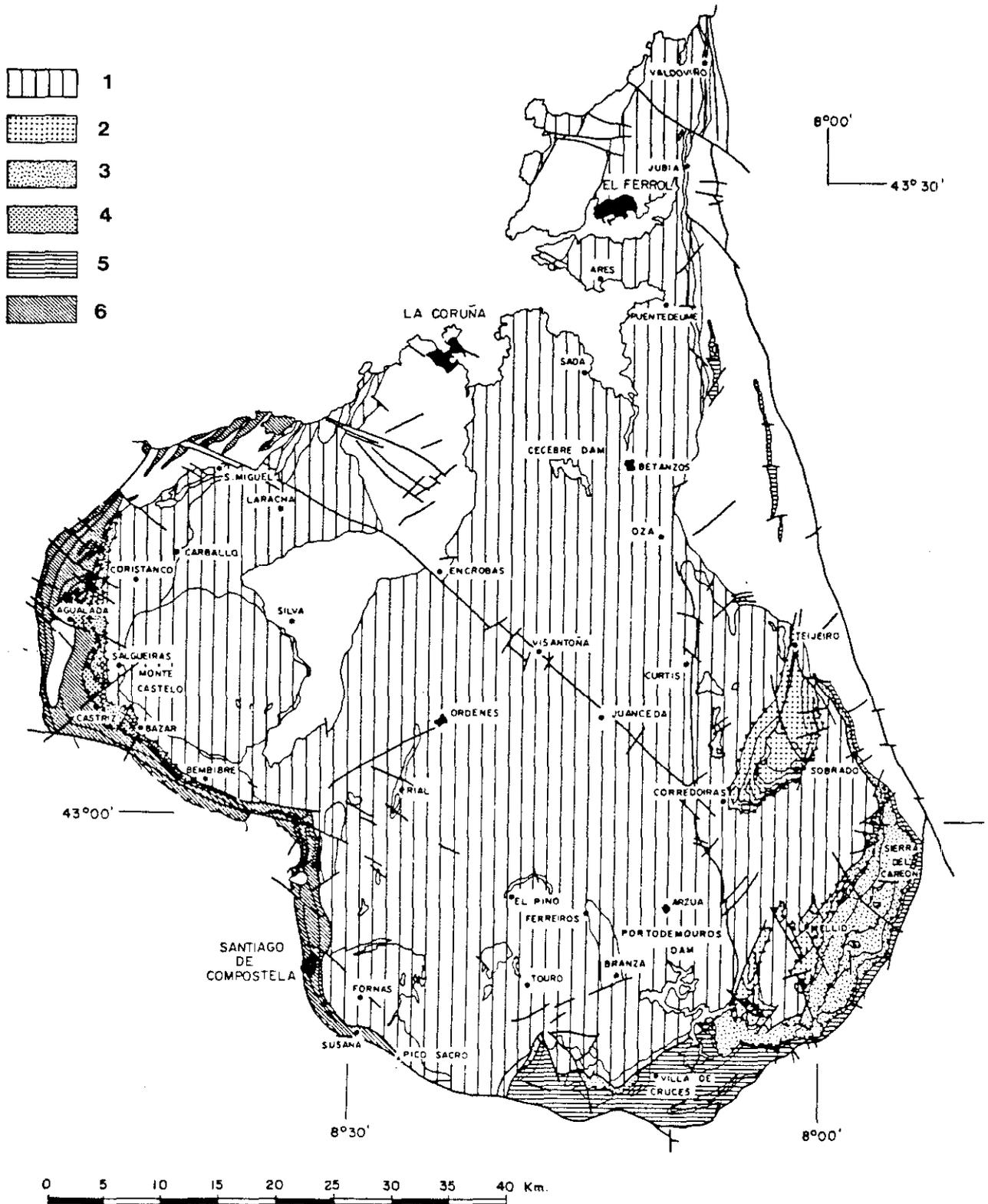


Figura 2.2.- Unidades tectónicas que componen el Complejo de Ordenes (Arenas et al., 1986). 1) Unidad Superior de Metabasitas, Metasedimentos y Ortogneises. 2) Unidad Catazonal Superior. 3) Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior. 4) Unidad Catazonal Inferior. 5) Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior. 6) Unidad Basal de Metasedimentos, Ortogneises y Metabasitas localmente eclogitizadas.

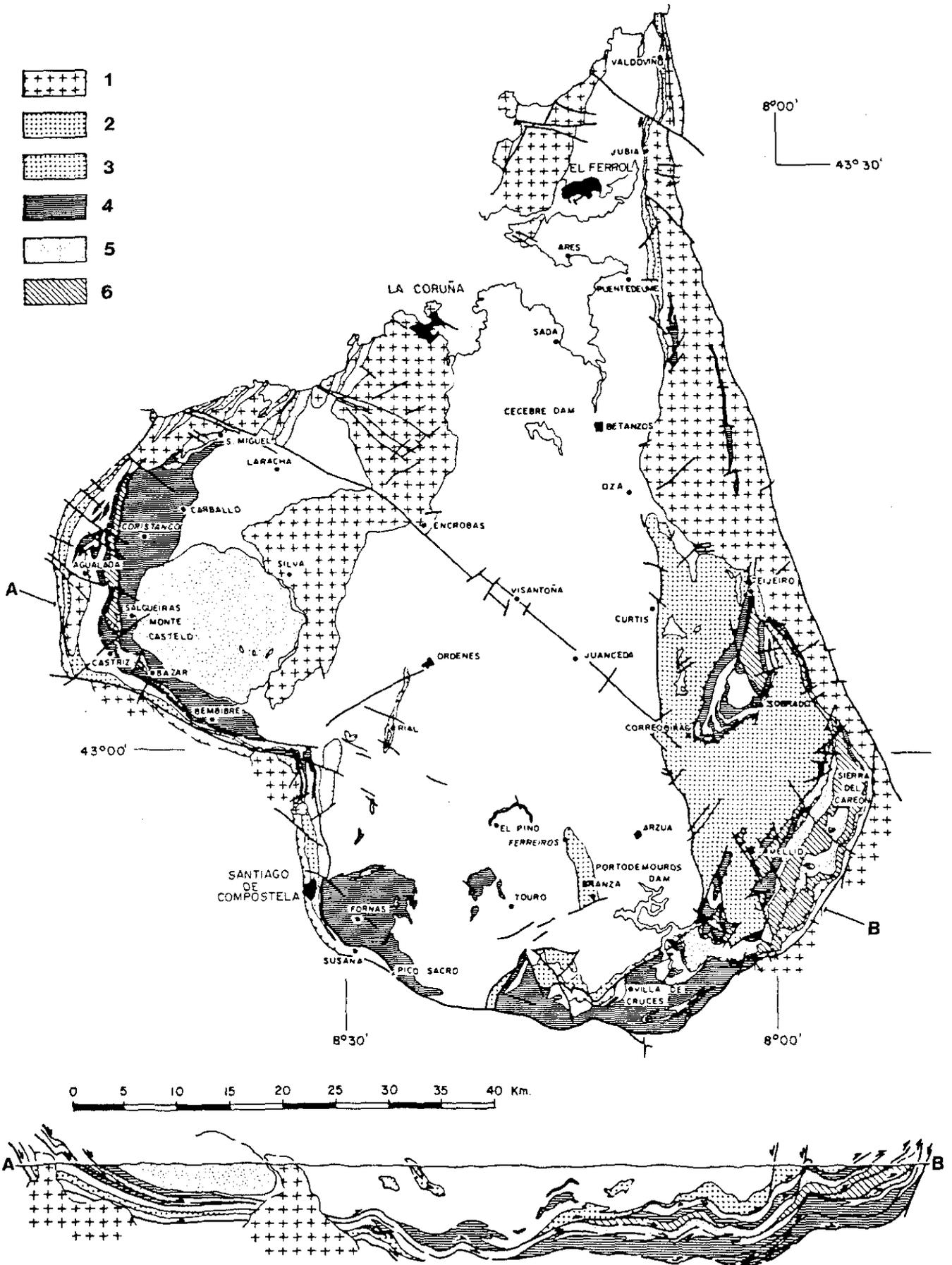


Figura 2.3.- Esquema geológico del Complejo de Ordesas según Arenas et al., 1976. 1) Granitoides hercánicos. 2) Ortogneises y granitoides prehercánicos. 3) Metasedimentos. 4) Rocas máficas en facies de anfibolitas y gneises félsicos. 5) Gabros y dioritas. 6) Rocas ultramáficas.

tectonometamórfica (Arenas et al., 1986).

-Unidad de Metasedimentos Epizonales. Se trata de una lámina muy delgada y discontinua, únicamente presente en el Complejo de Cabo Ortegale (Figs. 2.4 y 2.5). Está constituida por filitas filonitizadas, pizarras, metaareniscas, mármoles y metaconglomerados, afectados por un metamorfismo en facies de esquistos verdes (Meer Mohr, 1975; Fernández Pompa et al., 1976; Arce Duarte et al., 1977; Arenas, 1985; Arenas et al., 1986). La fauna hallada en los mármoles indica únicamente que estas rocas son posteriores al Ordovícico medio. Arenas et al., 1986, apuntan hacia un origen sinorogénico, al menos para parte de estos metasedimentos.

-Unidad ofiolítica epizonal inferior Se halla en el sector oriental del Complejo de Cabo Ortegale y en el sur-oriental y oriental del de Ordenes. En Ordenes está formada por volcanitas básicas (esquistos verdes), anfibolitas y metasedimentos y es equivalente a la unidad de Villa de Cruces descrita por González Lodeiro et al., 1981 y Martínez Catalán et al., 1984). En Cabo Ortegale está formada por serpentinitas (más del 70% del volumen), gabros, diabasas plagiogranitos y basaltos submarinos sometidos a un metamorfismo que no sobrepasa la facies de esquistos verdes. Se considera que esta litología representa una ofiolita

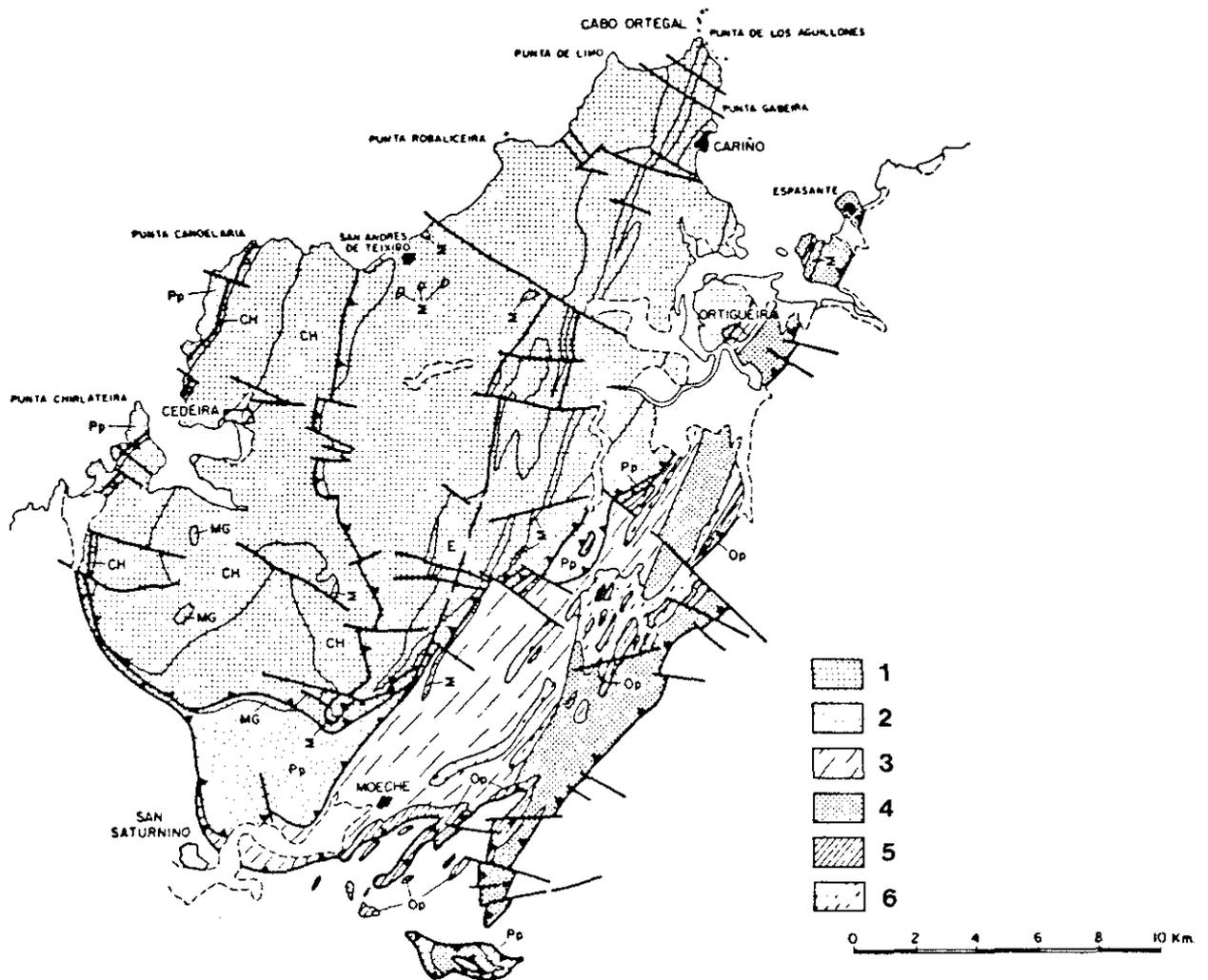


Figura 2.4.- Unidades tectónicas que componen el Complejo de Cabo Ortegal (Arenas et al., 1986). 1) Unidad Catazonal Superior. 2) Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal superior. 3) Unidad Catazonal Inferior. 4) Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior. 5) Unidad de Metasedimentos Epizonales.

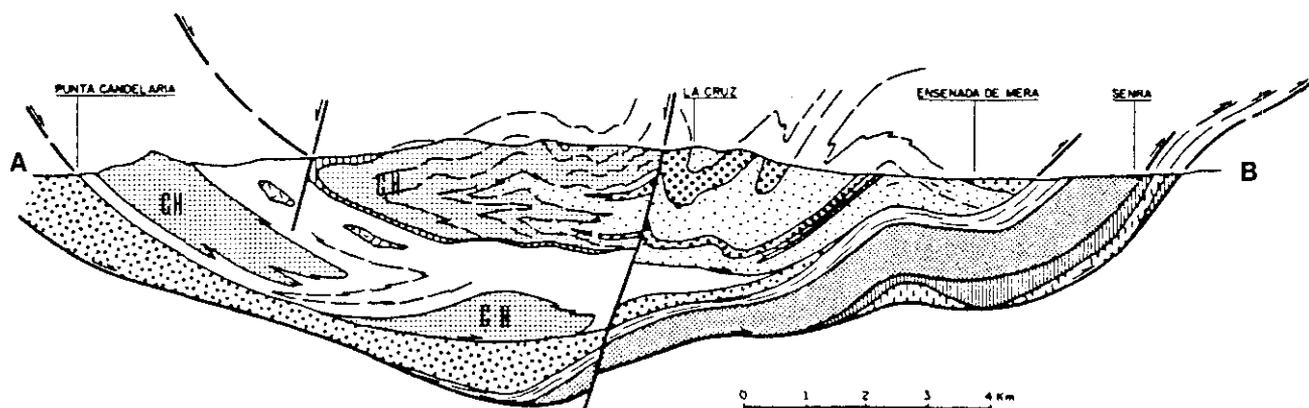
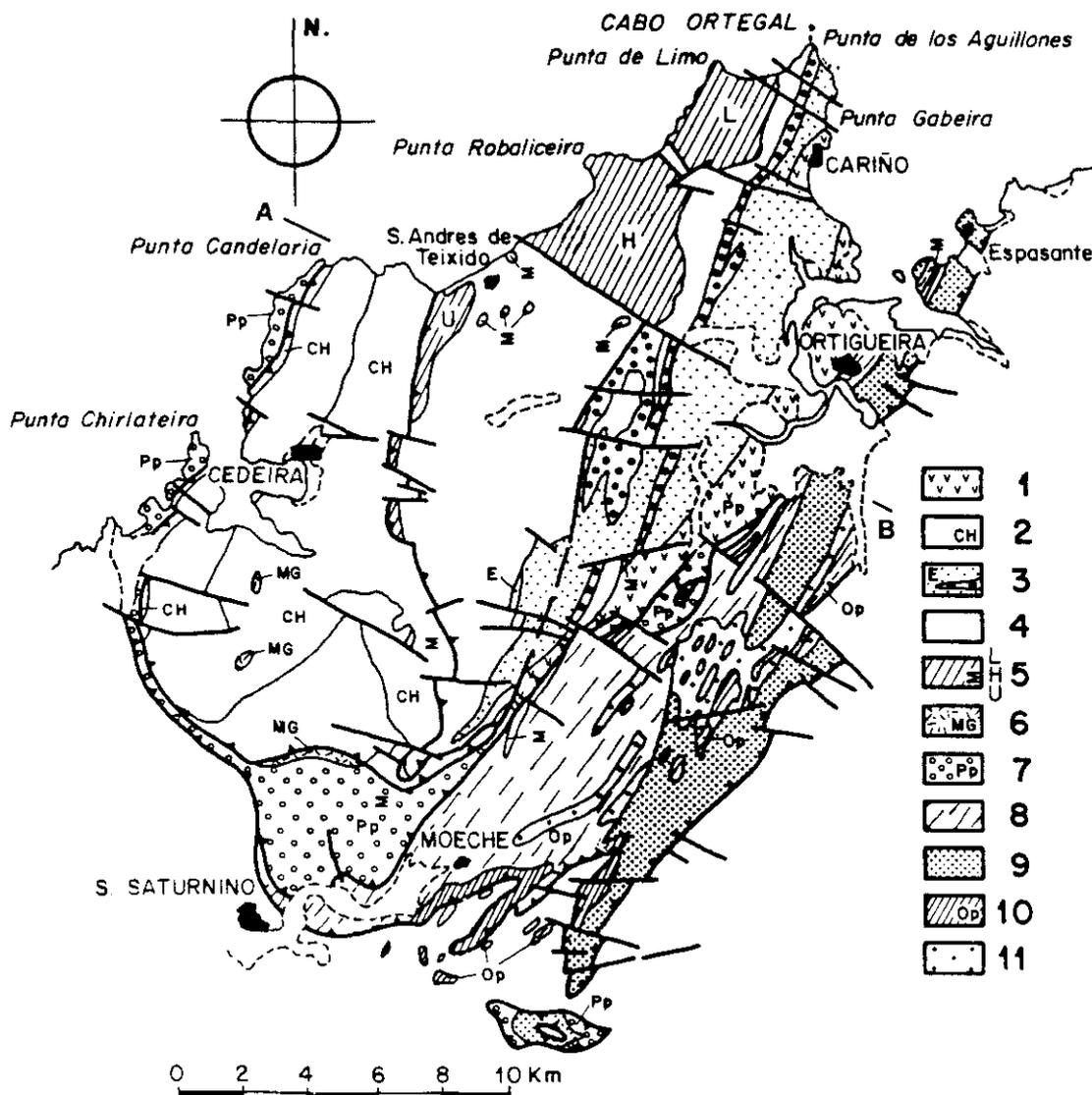


Figura 2.5.- Esquema geológico del Complejo de Cabo Ortegal según Arenas et al., 1986. 1) Paragneises con inclusiones máficas en facies anfibolita (Gneises de Cariño). 2) Paragneises con inclusiones máficas en facies granulítica de alta presión (Gneises de Chimparra). 3) Paragneises con inclusiones máficas y félsicas en facies granulítica de alta presión. 4) Metabasitas y en menor proporción rocas félsicas en facies granulítica de alta presión. 5) Rocas ultramáficas. 6) Metagabros. 7) Anfibolitas masivas. 8) Esquistos verdes miloníticos. 9) Eclogitas retrogradadas, anfibolitas, ortogneies y esquistos granatíferos. 10) Serpentinitas, metabasaltos, metadiabasas, metagabros y metaplagiogranitos. 11) Filitas, metasamitas, metaconglomerados y mármoles.

fuertemente desmembrada obducida sobre el margen continental durante la deformación hercínica. Sus características geoquímicas sugieren una procedencia a partir de una corteza oceánica normal (Arenas, 1985).

-Unidad Catazonal Inferior. Se halla al este del complejo de Cabo Ortegual y al oeste del complejo de Ordenes. En Cabo Ortegual existen metabasitas (eclogitas, anfibolitas, gneises anfibólicos con granate y esquistos verdes) y en menor proporción ortogneises, metapelitas y serpentinitas (Vogel et al., 1967; Arce Duarte et al., 1976, Fernández Pompa et al., 1976; Arce Duarte et al., 1977 y Arenas, 1975). Estas rocas han sufrido metamorfismo progrado hasta facies de eclogita y retrogradaciones posteriores de anfibolitas y esquistos verdes. En el complejo de Ordenes está formada por gneises con intercalaciones de metabasitas, ambas con relictos catazonales (Díaz García, 1986, 1988). Arenas et al., sugieren que podría tratarse al igual que la Unidad Catazonal Superior de una cuenca "back-arc" aunque no descartan otros ambientes como arco isla o dominio de cuenca "fore-arc".

-Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior. Se halla representada en el complejo de Ordenes (Unidad de Sierra del Careón-Bazar de Martínez Catalán et al., 1984) y en Cabo

Ortegal (Anfibolitas de Purrido-Peñaescrita). En el complejo de Ordenes está constituida por rocas ultramáficas, metagabros y anfibolitas (Waarnars, 1967; Martínez Catalán et al., 1984; Díaz García, 1988). En Cabo Ortegal está formada principalmente por anfibolitas, siendo el protolito probablemente gabroico (Vogel, 1967). En muy escasa proporción están presentes también metagabros. Rocas similares a estas han sido descritas en el complejo de Morais (Ribeiro, 1983). El metamorfismo más reciente es de facies anfibolita, aunque se han descrito relictos de piroxeno y granate que podrían indicar una facies granulítica previa. La ausencia de rocas básico-ultrabásicas y la ausencia de rocas félsicas están a favor de un ambiente oceánico, si bien los escasos datos geoquímicos disponibles se alejan de composiciones típicas de los MORB, estando, más de acuerdo con una isla o "plateau" oceánicos, consecuencia de un punto caliente (Arenas et al., 1986).

-Unidad Catazonal Superior. Comprende gran parte del complejo de Cabo Ortegal, la unidad de Sobrado-Mellid en el complejo de Ordenes (González Lodeiro, et al., 1981, Martínez Catalán et al., 1984) y también está presente en los dos complejos portugueses. Está formada por litologías metasedimentarias, metabásicas y metaultramáficas. El metamorfismo ha alcanzado la facies de eclogita y granulita hace 490 m.a.

con retrogradaciones posteriores hasta los esquistos verdes (Cotelo Neiva, 1948; Vogel, 1967; Maaskant, 1970; Anthonioz, 1972; González Lodeiro et al., 1981; Ben Jamaa, 1988; Hübregtse, 1973a y b; Kuijper, 1974, 1981; Portugal Ferreira, 1965, 1967, 1980; Ribeiro et al., 1989; Peucat et al., 1990; Arenas, en prensa). La interpretación geotectónica dada por Arenas et al., 1986 es similar a la propuesta para la Unidad Catazonal Inferior.

-Unidad culminante de Metabasitas, Metasedimentos y Ortogneises. Se trata de la unidad más extensa del complejo de Ordenes y forma también parte del de Morais. Está compuesta de metabasitas con intercalaciones lenticulares de rocas ultramáficas, metasedimentos y rocas intrusivas prehercínicas, granodioritas a gabros (Waarnars, 1967; Zuuren, 1989; Anthonioz, 1972; Williams, 1983; Díaz García, 1983, 1988). El metamorfismo que la ha afectado es de facies anfibolita con posteriores retrogradaciones, aunque localmente se han citado paragénesis catazonales en facies granulita de presión intermedia (Díaz García, 1988) y alta (Zuuren, 1989). Datos isotópicos en ortogneises (Kuijper, 1979) y dataciones de acritarcos en los sedimentos sugieren una edad Cámbrico inferior - Ordovícico inferior (Arenas et al., 1986). Su origen más probable se halla en una cuenca marginal o back-arc (Martínez Catalán et al., 1984; Arenas



et al., 1986; Díaz García, 1988).

Alguna de estas unidades puede tratarse en origen de la misma que ha sido desmembrada durante procesos de emplazamiento e intermezclada con otras unidades. Tales pueden ser los casos de las dos unidades Catazonales, las dos Ofiolíticas y la Basal y Metasedimentaria Epizonal (Arenas et al., 1986, Gil Ibarguchi y Arenas, en prensa; Martínez Catalán, 1990).

II.2 MODELOS GEODINAMICOS DE FORMACION DE LOS COMPLEJOS EN EL CONTEXTO DE LA CADENA HERCINICA.

A continuación se van a repasar las principales ideas sobre el significado geotectónico de los Complejos del NW. Es evidente la importancia que esto tiene, ya que sólomente en ambientes geodinámicos muy concretos, se hallan a nivel mundial, mineralizaciones de interés económico en relación con rocas básico-ultrabásicas.

Dentro del Hercínico Ibérico se ha distinguido en base a criterios fundamentalmente tectónicos, estratigráficos y metamórficos una serie de dominios paleogeográficos (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972, Robardet, 1976; Farias et al., 1987) perfectamente correlacionados con los existentes en el resto de la Europa Occidental (Fig. 2.6). Así los complejos catazonales y en general las unidades alóctonas del noroeste peninsular tienen sus equivalentes europeos en los denominados grupos leptinoanfíbólicos (Forestier, 1963; Santallier et al., 1988) extendiéndose desde los macizos Surarmoricano y Central, en Francia, hacia Centro Europa, e incluyendo materiales afectados posteriormente por la Orogenia Alpina. En conjunto estos materiales alóctonos formarían un amplio triángulo cuyo vértice occidental alcanzaría el noroeste de la península Ibérica (Martínez Catalan, 1990).

Los intentos de reconstrucción geodinámica para la

formación de la cadena hercínica, tienen en cuenta por una parte la identificación de suturas, que conllevaron en algún momento de la evolución tectónica la existencia de corteza oceánica que actualmente se pone de manifiesto mediante rocas de afinidad oceánica en sentido amplio, y por otra parte las vergencias y estilos tectonometamórficos de las diferentes zonas de la cadena.

Las rocas de afinidad oceánica están presentes de una parte en los complejos catazonales del noroeste peninsular y sus equivalentes europeos (grupos leptinoanfíbólicos) y de otra en diversas zonas de sutura, como el caso de la ofiolita de Beja (entre las zonas de Osa Morena y Surportuguesa, Andrade, 1977) y su continuación Europea (complejo de Lizard, al suroeste de Gran Bretaña (Badham y Kirby, 1976; Kirby, 1979; Barners y Andrews, 1986) y probablemente las rocas básicas del manto Giessen (Engel et al., 1983; Behr et al., 1984). En los complejos del noroeste y equivalentes europeos son frecuentes altos regímenes metamórficos caledónicos y eo-hercínicos (Calsteren, 1979; Peucat et al., 1990) únicamente alcanzados con un fuerte engrosamiento cortical o zona de subducción. En ellos las afinidades geoquímicas de las rocas básicas y las asociaciones litológicas sugieren un ambiente de arco isla/cuenca back-arc (Martínez Catalan, 1984; Arenas et al., 1988; Díaz García, 1988; Bodinier et al., 1986, 1988) aunque no debe descartarse la posibilidad de que se trate de un margen continental (Pin y Vielzeuf, 1988; Pin, 1990). Por otra parte está la aparentemente menos

compleja evolución tectonometamórfica de las ofiolitas que separan los dominios externos e internos del orógeno (ofiolitas de Beja y equivalentes) con edad Devónico medio (Chacón et al., 1983; Davies, 1984; Barners y Andrews, 1986). Estos datos parecen indicar claramente que se trata de orígenes diferentes.

Con estos y otros datos, son muchos los modelos geodinámicos que se han propuesto y que se están proponiendo continuamente. Muchos explican la evolución del orógeno por movimientos convergentes (Burnett, 1972; Nicolas, 1972; Johson, 1973; Bard et al., 1980; Matte y Burg, 1981; Lefort, 1983; Iglesias et al., 1983; Behr et al., 1984; Iglesias et al., 1983; Lorenz y Nicholls, 1984; Matte, 1986; Pin, 1990) Dentro de estos modelos convergentes los distintos autores difieren en cuanto a si los dos dominios de ofiolitas a los que se ha hecho referencia provienen: a) del cierre de dos océanos (McKerrow and Ziegler, 1972; Lefort, 1983; Matte, 1986; Ziegler, 1986); b) un solo océano por combinación de subducción y obducción (Iglesias et al., 1983; Munha et al., 1984; Ribeiro et al., 1988) c) incluso la superposición de dos ciclos oceánicos apertura-cierre en áreas geográficas diferentes con combinación subducción-obducción en cada uno de ellos (Pin, 1990).

Otros modelos ponen mayor énfasis en deformaciones por movimientos transcurrentes o desgarres (Riding, 1974; Badham, 1982; Dewey, 1982) y otros combinan ambos me-

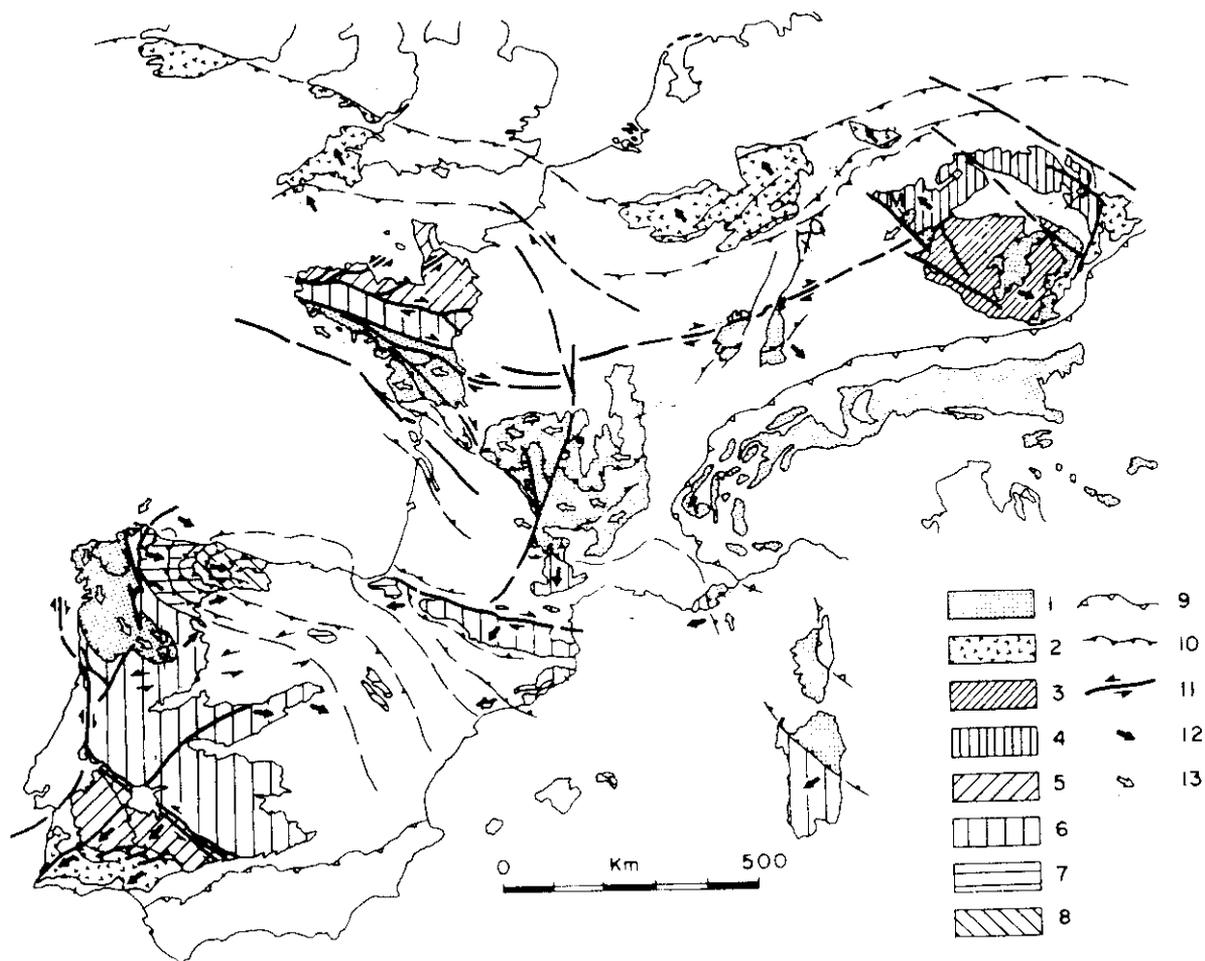


Figura 2.6.- Esquema geológico de la Cadena Hercínica en Europa central y occidental. 1) Terrenos alóctonos de orígenes diversos. 2) Cinturones externos y cuencas de fosa oceánica (foredeep). 3-8) Dominios autóctonos o paraautóctonos en el entorno de Gondwana. 3) Región Moldanubien- se. 4) Zona Saxothuringiense. 5) Zonas Nor-Armoricana y de Ossa Morena. 6) Zonas Centro Armoricana, Centro Ibérica, Pirineos centro-orientales, Cordilleras Costero-Catalanas, Montaña Negra y Cerdeña suroccidental. 7) Zona Astur-Occidental-Leonesa y Pirineo Occidental. 8) Zona Cantábrica. 9) Frente Alpino. 10) Cabalgamientos hercínicos. 11) Fallas hercínicas principales. 12) Vergencia de estructuras hercínicas. 13) Dirección de lineaciones minerales y sentido del movimiento de los mantos en los terrenos alóctonos. (Modif. de Martínez Catalán, 1990).

canismos, (convergentes y transcurrentes) (Burg y Burg, 1982; Burg et al., 1987). En este último caso estos autores suponen una subducción hacia el norte con colisión y una falla transformante que después de la colisión da lugar a la cizalla de Badajoz-Córdoba (Lefort y Ribeiro, 1980; Burg et al., 1981).

Otro modelo propuesto (Martínez Catalán, 1990) hace especial referencia a los complejos del noroeste peninsular y equivalentes europeos y supone una variación no considerada hasta la fecha de los modelos convergentes. Esta variación consiste en un emplazamiento oblicuo de los materiales alóctonos. Según este modelo la zona de Galicia-Tras-os-Montes correspondería al vértice oeste de una cuña triangular emplazada oblicuamente sobre el margen del continente de Gondwana, previamente a su convergencia con Laurasia (Fig. 2.7). Esta cuña estaría formada por materiales procedentes de un arco-isla o subplaca situada al sur de la placa Báltica y arrastres del mismo borde continental.

Si bien la visión hasta ahora expuesta corresponde con la interpretación actual más aceptada por los investigadores que trabajan en esta zona, existen o han existido otros puntos de vista respecto al posible origen de estos complejos. A continuación hacemos una breve revisión de ellos.

La interpretación aloctonista anteriormente expuesta

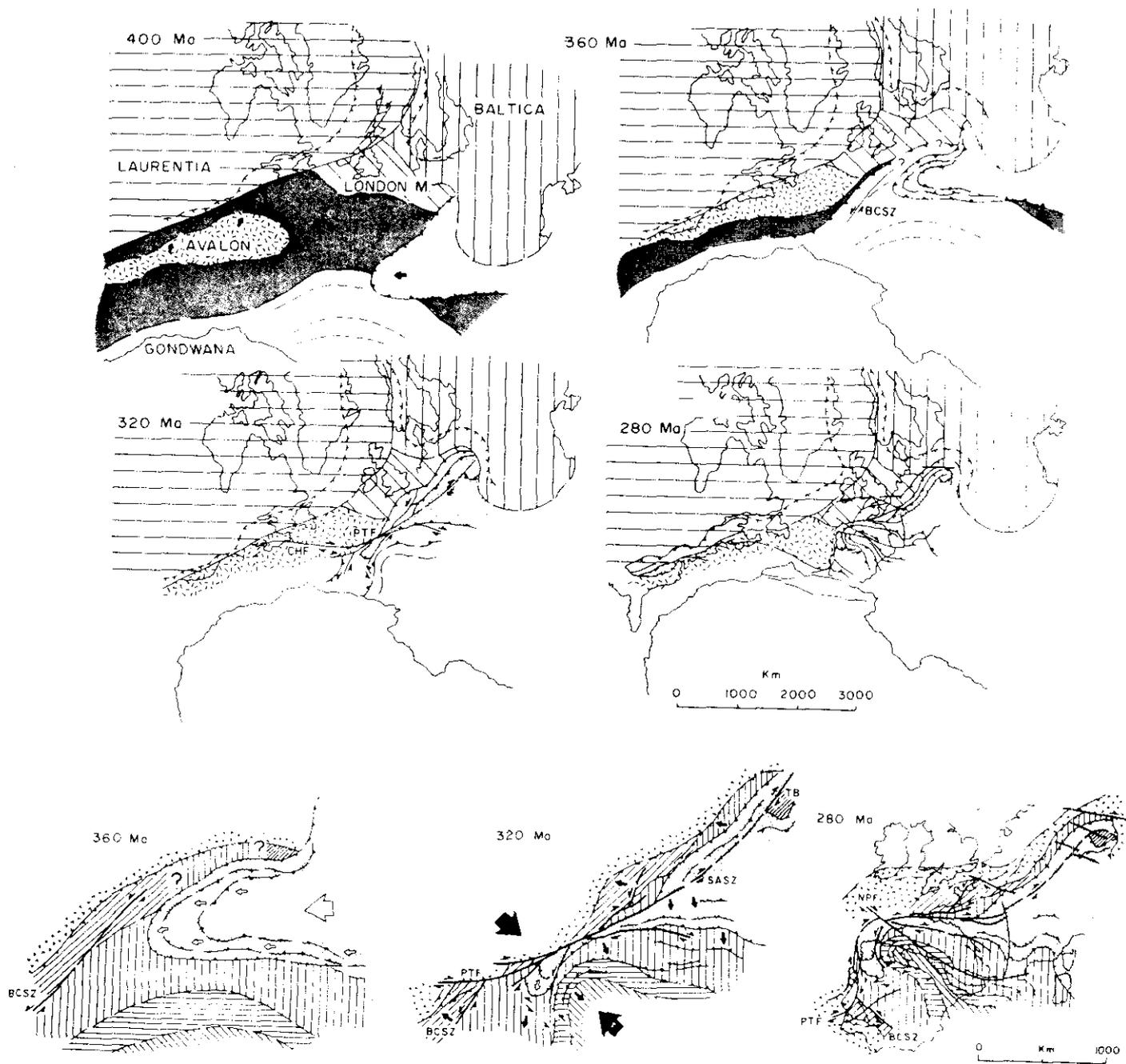


Figura 2.7.- Esquema de evolución y emplazamiento de la zona de Galicia-Tras-os-Montes (y terrenos alóctonos equivalentes en Europa) en el contexto de la Cadena Hercínica (Martínez Catalán, 1990).

fué ya planteada en los años 60 y 70. No obstante el hercínico de Europa, en contraste con lo que ocurría con el orógeno Alpino, se consideraba exento o casi exento de relictos de corteza oceánica (dualidad de los cinturones orogénicos propuesta por Zwart, 1967) y rocas como las de Cabo Ortegal, no se consideraban "verdaderas ofiolitas". Este hecho, junto a la dificultad de identificación de antiguas zonas de suturas continentales o manifestaciones volcánicas de las mismas, propiciaron que los primeros modelos aloctonistas o los intentos de reconstrucción del orógeno, en base a tectónica de placas (Ribeiro et al., 1964; Ries y Shacklton, 1971; Burnett, 1972; Laurent, 1972; Nicolas, 1972; Riding, 1974) no fueron especialmente favorecidos por la comunidad científica, redundando así en favor de las hipótesis autoctonistas. Dentro de este marco autoctonista, desarrollado principalmente por los autores holandeses, existen variantes. Así diversos autores (Tex y Vogel, 1962; Vogel, 1967; Overmeeren, 1975; Tex, 1977, 1978) consideran las rocas catazonales de los complejos como un basamento Precámbrico autóctono, que han formado un domo en forma de seta. Otros, consideran que han extruído sobre las rocas paleozóicas (Matte y Ribeiro, 1967; Ribeiro, 1974), y por último otra interpretación considera que estas rocas y su entorno se han formado como consecuencia de la actuación de un penacho mantélico ("mantle-plume") (Keasberry et al., 1976; Calsteren, 1977, 1978a y b; Arps et al., 1977; Calsteren et al., 1979; Kuijper, 1979; Keasberry, 1979; Van der Meer Mohr et al., 1981; Tex, 1981; Kuijper y Arps, 1983).

Este último modelo considera que a principios del Paleozoico se produjo un ascenso de material mantélico profundo. Al llegar a la astenosfera se separaron pequeños diapiros independientes, que intruyeron la corteza continental preexistente, dando lugar a un gradiente geotérmico mayor y a un adelgazamiento cortical. Esto originaría las granulitas de alta presión en una corteza inferior eclogítica. Posteriormente mediante movimientos tectónicos en la vertical, el complejo ascendió a niveles superiores, dando lugar a la generación de magmas que intruyen niveles superiores y a las características metamórficas observadas en la región.

A parte de estas interpretaciones, el conocimiento geológico que se ha acumulado en estos complejos parece indicar incuestionablemente que se trata de macizos alóctonos. Los hechos que avalan esta afirmación son: 1) su posición ocupando siempre núcleos de sinformas, lo que le ha permitido su preservación de la erosión; 2) situación de menor grado metamórfico. Esto es debido a que se han conservado precisamente en los núcleos de grandes sinclinales correspondientes a niveles estructurales superiores; 3) el carácter claramente tectónico de sus contactos y su inclinación hacia el centro de los complejos; 4) la estructura interna de los complejos, con contactos tectónicos internos y fuertes deformaciones por cizalla; 5) presencia de evoluciones metamórficas diferentes y a veces trayector-

ias de presión-temperatura-tiempo opuestas (Arenas, 1990; Gil Ibarbuchi Arenas, 1990) en unidades que forman parte de un mismo complejo y 6) por último señalar respecto a geofísica que los datos gravimétricos de Overmeeren (1975) pueden ser reinterpretados en un concepto aloctonista (Bayer y Matte, 1979) y que los perfiles sísmicos descartan la posibilidad de enraizamiento (Córdoba y Banda, 1987).

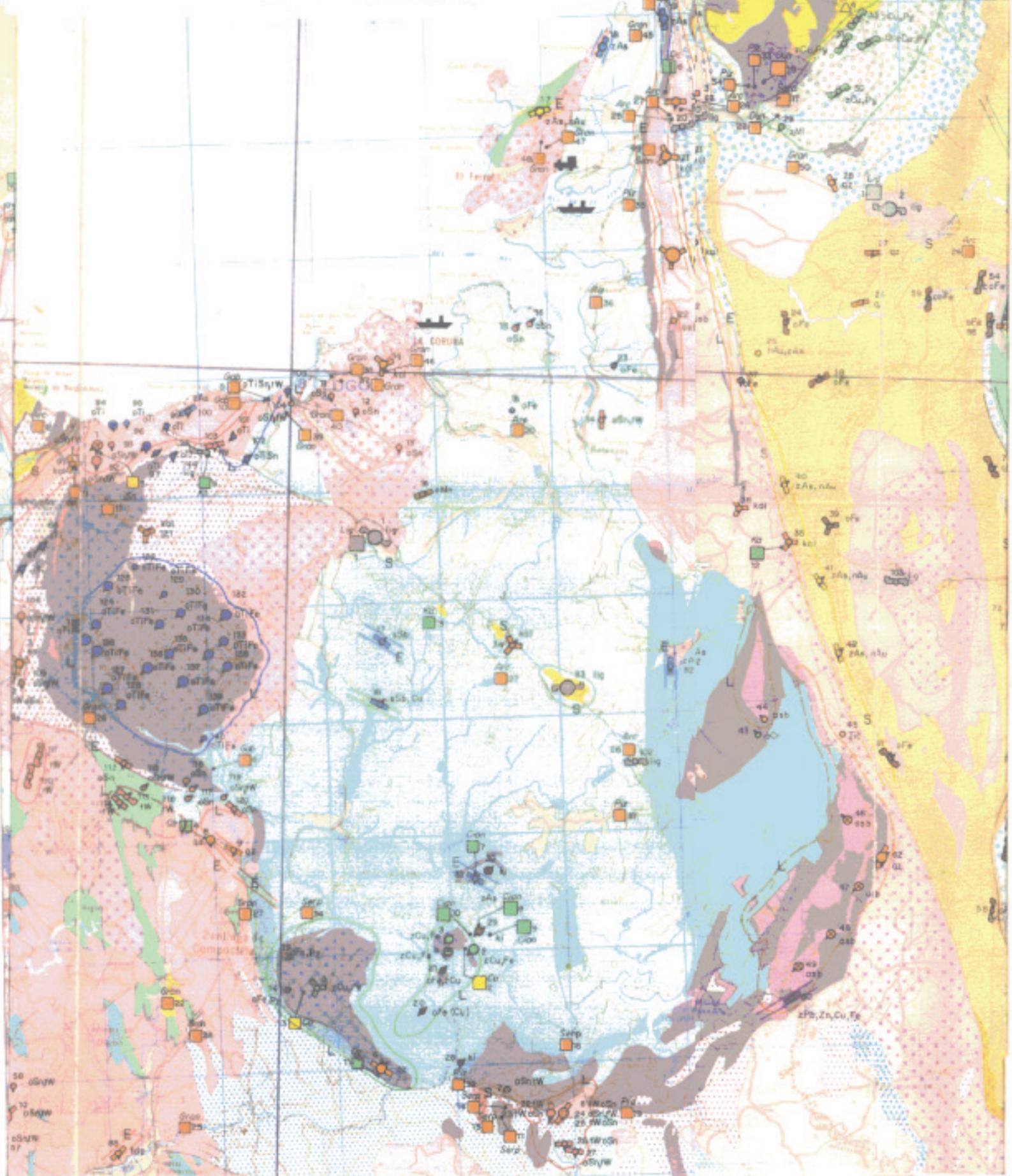
II.3 CONTEXTO MINERO-METALOGENICO

Galicia es una región con proliferación de yacimientos e indicios minerales. Existen o han existido en los últimos años explotaciones de minerales energéticos (lignitos), metálicos (Sn, W, Ta, Pb, Zn, Cu, Fe, Pirita), no metálicos (caolín, cuarzo, distena-andalucita, magnesita, feldespatos) y abundantes productos de canteras (granitos, pizarras, calizas, arenas, arcillas, serpentinitas, peridotitas y gabros).

La abundancia y distribución de indicios y yacimientos minerales esta fuertemente condicionada por el dominio geológico de que se trate. Así en los bordes del domo de Lugo (zona Astur-Occidental-Leonesa) hay gran número de indicios de hierro sedimentario formando dos arcos paralelos (Vivero-Telero y Ribadeo-Villafranca del Bierzo, Lunar, 1977) en relación con las Pizarras de Luearca y Serie de los Cabos principalmente. También en este entorno geológico y en relación con las calizas de Vegadeo, hay mineralizaciones de Pb-Zn-Ag, siendo Rubiales la mas importante. En el dominio esquistoso de la zona de Galicia-Tras-os-Montes abundan intrusiones graníticas que dan lugar a numerosos indicios y diversas explotaciones de Sn-W-Ta, constituyendo en conjunto uno de los principales potenciales mineros de Galicia. En este mismo contexto existen abundantes indicios de oro relacionados con filones de cuarzo y arsenopirita.

Centrándonos ya en lo que son los complejos con rocas básicas y relacionadas (Fig. 2.8), las explotaciones más importantes de minerales metálicos, corresponden a cobre en relación con las rocas anfibolíticas próximas a Santiago de Compostela (Arinteiro y Fornas). En los estudios realizados por Badham y Williams (1981) y Williams (1983) en los depósitos de Arinteiro-Bama, concluyen que estas mineralizaciones son el producto de dos episodios metamórficos en facies de anfibolita que afectaron a unas mineralizaciones previas, tipo stockwork, encajadas en metabasitas de probable origen volcánico. El protolito encajante de la mineralización sería, según los mismos autores, una roca máfica alterada hidrotermalmente, cuyas características químicas se corresponden con las existentes en las metabasitas ofiolíticas. La mineralización sería por tanto tipo Troodos (exalativa-volcánica en complejos ofiolíticos). En los complejos de Morais y Braganza están presentes anfibolitas cuyas características químicas indican una procedencia de protolitos toleíticos, probablemente basaltos de fondo oceánico y en las cuales se han hallado indicios de este tipo de mineralizaciones (Badham et al., 1985). En el complejo de Cabo Ortegal (zona de Moeche - La Barquera), existen también mineralizaciones de pirita cuprífera, relacionadas con rocas metabásicas y de probable origen volcánico exalativo. En este caso el metamorfismo sólo alcanzó la facies de esquistos verdes. Posteriormente se tratarán en más detalle.

Figura 2.B.- Fragmento del Mapa Minero-Metalogénico de Galicia en el que se incluyen los complejos de Ordenes y Cabo Oregal (IGME, 1982).



LEYENDA METALOGÉNICA

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|--|--------------|-------------|------------|------------|-----------|--------------------------|--------------|-------|------------|--|--|---------|-------------|-------------|--|
| MORFOLOGÍA | <table border="1"> <tr> <td>MODULO ARSAL</td> <td>○ < 10 Ha</td> <td>○ 10-20 Ha</td> <td>○ 20-50 Ha</td> <td>○ > 50 Ha</td> </tr> <tr> <td>REPRESENTACIÓN SIMBÓLICA</td> <td>Estriiformes</td> <td>Fijas</td> <td>Stockworks</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td>Masivos</td> <td>Diseminados</td> <td>Desconocido</td> <td></td> </tr> </table> | MODULO ARSAL | ○ < 10 Ha | ○ 10-20 Ha | ○ 20-50 Ha | ○ > 50 Ha | REPRESENTACIÓN SIMBÓLICA | Estriiformes | Fijas | Stockworks | | | Masivos | Diseminados | Desconocido | |
| MODULO ARSAL | ○ < 10 Ha | ○ 10-20 Ha | ○ 20-50 Ha | ○ > 50 Ha | | | | | | | | | | | | |
| REPRESENTACIÓN SIMBÓLICA | Estriiformes | Fijas | Stockworks | | | | | | | | | | | | | |
| | Masivos | Diseminados | Desconocido | | | | | | | | | | | | | |

MENA

| | | | |
|---|---|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Pb, Zn, Ag Cu Au, Ag, U₃O₈ Sr, W, Mo, Bi Cu, Co, Ni Cr, Ni, Pt Fe | <ul style="list-style-type: none"> U y radioactivos Sn Ba, Sr, Wp Pv (ovital) Sb, As, Bi, Hg Mn Li, B, Na, K, Tl | <ul style="list-style-type: none"> Carbones Ag (argentos) Tur (turba) Au Al (aluminos) Ast (astoritas) Na, K, Mg, sales | <ul style="list-style-type: none"> Minerales industriales asb (asbestos) St (Staurolita) Gr (Grafito) Kal (Calizas) Flu (Fluorita) |
|---|---|--|--|

QUIMISMO

| | |
|---|---|
| | MENA |
| 0 | nativos |
| 1 | sulfatos y combinaciones afines |
| 2 | Sales halocidas |
| 3 | óxidos, hidróxidos (carbonatos, fosfatos, titanatos, silicatos) |
| 4 | carbonatos, boratos, vanadatos, selenatos |
| 5 | sulfatos, cromatos, manganatos, wolframatos |
| 6 | fosfatos, arsenatos, vanadatos |
| 7 | silicatos |

ROCA ENCAJANTE

| |
|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1 - Cuarcitas 2 - Pírculas - Esquistos 3 - Gneises 4 - Granitos, s.l. Nevros, Rocas magmáticas 5 - R. Básicas y Ultrabásicas 6 - Depósitos recientes detriticos |
|--|

METALOTECTOS

| NATURALEZA | VEGUELOS | PROBABILES POSIBLES |
|-------------------|----------|---------------------|
| Sedimentológica S | | |
| Estructural E | | |
| Geosintética G | | |
| Petrográficas P | | |
| Fricción F | | |
| Basípica B | | |
| Geométrica GM | | |
| Litológica L | | |
| Mineralógica M | | |

LEYENDA MINERA

TIPO DE MINERÍA

- △ Minería subterránea
- Minería a cielo abierto

IMPORTANCIA DE LA MINA

- △ Producción < 10% Total nacional
- △ Producción > 10% y < 25% Total nacional
- △ Producción > 25% Total nacional

| PRODUCTOS ENERGÉTICOS | MINERALES METÁLICOS | MINERALES NO METÁLICOS | PRODUCTOS DE CANTERA |
|-----------------------|---|---|---|
| Lig Lignito | Cu Cobre Pb Plomo Zn Zinc Sn Estaño W Wolframio Ts Tantalo | Fls Feldespatos Can Cuarzo, andalucita, sillimanita Mg Magnetita Gr Cuarzo Ka Calcita Turbi Turba Li Espodumena | Gran Granito Pz Pizarra Dun Dunas Pnd Penedrita Arc Anofita Are Arena y gravas Gal Galva Cae Cuarzo Gaf Galva |

Puerto con cargadero de mineral activo
 Estación de F.F.C.C. con cargadero de mineral activo

En las rocas ultrabásicas de los complejos existen manifestaciones de Cr, Ni y elementos del grupo del platino (en adelante EGP). Las principales manifestaciones de Cr y EGP se sitúan en el complejo de Braganza, al norte de Portugal. Es el único en el que han existido explotaciones de cromita aunque a muy pequeña escala. Las cromitas forman cuerpos lenticulares y depósitos podiformes de alto grado (Knopf et al., 1990). Tanto en el caso de Morais como en el de Braganza, se han hallado enriquecimientos de EGP. Análisis de roca total han alcanzado valores de hasta 12 ppm en cromitas (Cotelo Neiva, 1947). Estudios preliminares llevados a cabo por Prichard y Bridges (1988) revelan la presencia de laurita (RuS_2), con cantidades menores de Ir, Os, Irasita (Ir, As, S) y Ru nativos. Texturalmente estos minerales se hallan en grietas e inclusiones en cromitas. En las rocas ultrabásicas del macizo de Herbeira, en el complejo de Cabo Ortegal, los mapas metalogénicos de La Coruña (IGME, 1975) y Galicia (IGME, 1982) describen indicios de Cr en relación con suelos residuales procedentes de la denudación de rocas ultrabásicas (indicio de Coto Ameneiro), y una mineralización diseminada cortada por un sondeo de exploración llevado a cabo por el Instituto Geológico y Minero de España (indicio SH2). Existe en estos mapas un indicio de Ni (Teixidelo) constituido por diseminaciones de pirrotina, magnetita, cromita, calcopirita, pentlandita, pirita, rutilo, limonita y covellina. Durante el curso de esta investigación se han

puesto en evidencia mineralizaciones de EGP en cromititas, con contenidos de hasta 6 ppm de Pt+Pd en roca total y de Cr, en las serpentinitas en la zona de Moeche. En el Complejo de Ordenes, los mapas metalogénicos (IGME, 1982) reflejan un indicio de Cr en las proximidades de Sobrado de los Monjes. El indicio lo sitúa fuera de las rocas ultrabásicas, 2 km al sur del afloramiento ultrabásico principal del complejo de Sobrado, en una zona gabroica intruída en paragneises y metabasitas granulíticas. Las únicas explotaciones observadas en este área corresponden a antiguas canteras en los gabros. También han sido descritas manifestaciones anómalas Cu-Ni en las rocas ultrabásicas próximas a Salgueira en el borde oeste del Complejo de Ordenes (Rodríguez y Díez del Corral, 1983).

Dentro de las rocas y minerales industriales, existen pequeños indicios de asbestos formados durante el proceso de serpentización. Las únicas explotaciones actuales utilizan las peridotitas-serpentinitas como áridos, en fundiciones, o como roca ornamental.

En relación con gabros y metabasitas existen disseminaciones primarias de minerales de Ti (ilmenita y rutilo). Estos minerales son disgregados durante el proceso de meteorización y debido a su mayor densidad y resistencia son concentrados en aluviales o coluviales. Las manifestaciones principales se hallan en el macizo gabroico de Monte Castelo, mientras otras zonas con indicios, se sitúan al norte y oeste de Carballo y en las granulitas de Cabo

Ortegal.

Fuera ya del contexto básico-ultrabásico de los complejos de Ordenes y Ortegal, aunque dentro de sus límites, existen mineralizaciones importantes de Sn-W, relacionadas con intrusiones de granitoides (Monte Neme, Santa Comba); lignitos en cuencas terciarias (Meirama) y abundantes canteras de rocas y minerales industriales (distena, caolín, arcillas, pizarras, granitos, etc., IGME, 1982).

Podemos concluir que los datos geológicos disponibles de las rocas básicas y relacionadas, de los complejos del noroeste peninsular, con algunas controversias, parecen indicar una afinidad oceánica en sentido amplio y que las posibles mineralizaciones van a tener un contexto metalogénico de litosfera oceánica (s.l.). Veámos a continuación si el estudio de las mineralizaciones asociadas a las rocas ultrabásicas corrobora estas hipótesis.

III. EL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL Y SUS MINERALIZACIONES
ASOCIADAS

III EL COMPLEJO DE CABO ORTEGAL Y SUS MINERALIZACIONES ASOCIADAS

III.1 INTRODUCCION

En el Complejo de Cabo Ortegale, el de Ordenes y las proximidades de Calzadilla de los Barros en Ossa-Monrena son las tres zonas principales con rocas ultrabásicas del Hercínico español. De ellas ha sido en el Complejo de Cabo Ortegale, donde se han centrado gran parte de las investigaciones que siguen a continuación. Esto ha sido debido a que en el Complejo de Ordenes las litologías halladas han sido poco favorables (véase capítulo VI), y a que en Calzadilla ya se conocían, con cierto detalle, las mineralizaciones existentes. En el Complejo de Cabo Ortegale se han definido y caracterizado, por primera vez, dos tipos de mineralizaciones asociadas a unidades diferentes; en el Complejo de Ordenes se ha establecido la escasa potencialidad, en cuanto a mineralizaciones de Cr, de sus rocas ultrabásicas y en Calzadilla de los Barros los estudios se han limitado fundamentalmente a una caracterización químico-mineralógica de las mineralizaciones. Es por ello que a continuación hacemos una descripción más detallada de el Complejo de Cabo Ortegale, viendo la composición de cada una de las unidades que forman el Dominio de los Complejos y que están presentes en él. En esta descripción se hará especial mención a mineralizaciones de piritas cupríferas, en relación con rocas básicas, en la proximidades de Moeche-La Barquera.

El Complejo de Cabo Ortegual está formado por un núcleo catazonal rodeado en el sur y sureste por una envuelta esencialmente epizonal. El conjunto catazonal fué profundamente estudiado por geólogos de la escuela de Leiden durante los años sesenta y setenta, mientras se consideraba un gran melange (Ries y Shackleton, 1971) la envuelta epizonal del complejo. Este último conjunto fué estudiado en cierto detalle por Fernández Pompa et al., 1976, al que denominaron Grupo Moeche, y posteriormente por Arenas, 1985. A partir de los trabajos de este último autor fué posible la identificación en él de tres unidades con orígenes y evoluciones tectonometamórficas diferentes (Arenas et al., 1986).

De acuerdo con estos últimos autores, el Complejo de Cabo Ortegual está integrado por cinco de las siete unidades que forman el Dominio de los Complejos (Fig. 2.4) que son: Unidad de Metasedimentos epizontales, Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior, Unidad Catazonal Inferior, Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior y Unidad Catazonal Superior. Las tres primeras constituyen lo que previamente se había denominado Grupo Moeche (Fernandez Pompa et al., 1976) o Unidad de Moeche (Arenas, 1985). La unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal superior se corresponde con las anfibolitas de Purrido-Peñaescrita (Vogel, 1967; Engels, 1972; Bastida et al., 1984) que junto con la Unidad Catazonal Superior constituyen el núcleo del Complejo. A continuación repasamos las principales características geológicas y el desarrollo minero, si lo hubiere, en estos grupos litológicos.

III.2 UNIDAD DE METASEDIMENTOS EPIZONALES

Ocupa una extensión escasa dentro del complejo (Fig. 2.4). Está formada por metapelitas, metaareniscas muy filonitizadas, mármoles y conglomerados. Las metapelitas están constituidas por cuarzo, mica blanca, clorita, estilpnomelana, talbita, grafito, topacos, pirita. Los conglomerados son tanto líticos como monominerales. Los líticos contienen pizarras (a veces con esquistosidad plegada), areniscas, pelitas, cherts, calizas, granitoides, y volcanitas. El metamorfismo que afectó a este conjunto fue de esquistos verdes (zona de clorita) con temperaturas de 375-400 °C y presiones de 2,5-3 kb. (Arenas, 1985).

III.3 UNIDAD OFIOLITICA EPIZONAL INFERIOR

Esta formada por litologías, en conjunto, típicas de las secuencias ofiolíticas aunque aparece muy desmenbrada. De muro a techo esta ofiolita está formada por (Fig. 3.1, Arenas, 1985):

1.- Rocas ultramáficas muy serpentinizadas. Formadas por serpentina y talco-serpentina con cantidades variables de carbonatos y accesorias de magnetita, cromoespinela, clorita y tremolita, no siempre presentes. Con la excepción de dos pequeños afloramientos al este de Ladrido y proximidades de Monte Cance-lo, donde se observan clinopiroxeno y olivino (Arenas, 1985), la cromoespinela es el único mineral relicto de la paragénesis original. En un capítulo posterior se estudiarán las mineralizaciones asociadas a estos cuerpos ultramáficos.

2.- Diques y litologías plutónicas, con metadiabasas, metagabros, y plagiogranitos. Los metagabros y metadiabasa contienen epidota-clinozoisita, plagioclasa-albita, ±thornblenda, ±tremolita-actinolita, ±clorita, ±cuarzo, ±mica blanca, ±stilpnomelana. Los plagiogranitos se hallan en pequeñas masas irregulares o diques centimétricos con textura hipidiomorfa holocristalina. Están constituidos de plagioclasa, cuarzo stilpnomelana y clorita.

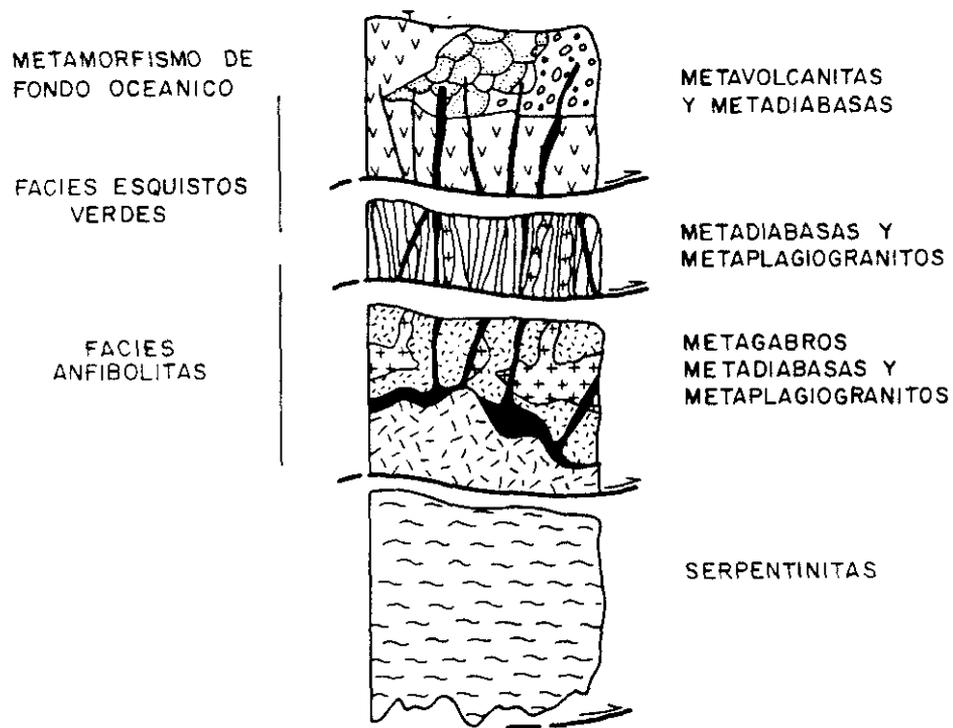


Figura 3.1.- Reconstrucción idealizada de los materiales que componen la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior (Arenas, 1985).

3.- Rocas volcánicas submarinas, incluyendo metabasaltos, pillowlavas fragmentadas e hialoclastitas. Las rocas metavolcánicas tienen texturas blastoporfídicas y las constituyen clorita, epidota-clinozoisita, albita, actinolita, cuarzo, mica blanca, stilpnomelana con cantidades accesorias de opacos, pirita, esfena, carbonatos.

Las litologías de esta unidad parecen presentar un metamorfismo oceánico inicial, previo a la recristalización hercínica, observable únicamente en las zonas de menor deformación y que progresa desde las facies de esquistos verdes hasta las anfibolitas. Las condiciones oscilarían entre 400 C - 1 kb en los niveles superiores de la ofiolita hasta 550 C - 2-3 kb en los metagabros (Arenas, 1985). En cuanto a las condiciones de metamorfismo hercínico fueron similares a las de los metasedimentos epizonales.

Los datos geoquímicos disponibles (Arenas, 1985) indican que la mayoría de las rocas básicas son toleitas cuarzonormativas y olivínicas, tipo MORB. No obstante existe un grupo (metavolcanitas de las proximidades de Espasante) cuya distinción entre toleitas y calcoalcalina es dudosa y que este autor atribuye un origen de basaltos midoceánicos enriquecidos en elementos incompatibles (E-MORB).

III.3.1 Mineralizaciones de cromo

En las rocas ultrabásicas de la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior (serpentinitas de Moeche), no existen labores mineras ni trabajos previos de exploración en relación con mineralizaciones de cromo. Ha sido, por tanto, en esta investigación, donde se ha puesto de manifiesto la presencia de mineralizaciones de cromo en estas rocas. Las mineralizaciones se han hallado en dos puntos, que corresponden a las proximidades del cerro de San Vicente y cercanías de Sta cruz de Moeche. Si bien en ambos casos se trata de cuerpos de escasa entidad, su presencia, abre nuevas perspectivas en la zona. En el capítulo IV se estudian en detalle las rocas encajantes, morfología, caracteres químicos y la posible génesis de estas mineralizaciones.

III.4 UNIDAD CATAZONAL INFERIOR

Las litologías que constituyen esta unidad son principalmente metabasitas y en menor proporción ortogneises. Mucho menos representadas están las metapelitas, esquistos y metaultrabasitas (Arenas, 1985). Las metabasitas muestran una amplia variedad de tipos texturales y paragenéticos, con eclogitas, anfibolitas con/sin granate, gneises anfibólico-granatíferos y esquistos verdes miloníticos. Los ortogneises son de tendencia sódica y aparecen en pequeños diques de menos de 1 metro o en pequeños macizos de hasta 1 km². Los esquistos se hallan en pequeños cuerpos discontinuos entre litologías metaígneas. Son de grano fino, la retrogradación intensa y casi siempre granatíferos. Las metaultrabasitas se reducen a pequeñas masas de serpentinitas que localmente contienen finos niveles de anfibolitas con hornblenda marron, de rocas con piroxeno-grosularia y de acumulados ricos en cromoespinela (Arenas, 1985).

La evolución tectonometamórfica es bastante compleja. Fué afectada por metamorfismo de alta presión y temperatura media-alta en tiempos eo-hercínicos y retrogradaciones posteriores hasta la facies de esquistos verdes. El episodio eclogítico originó eclogitas de tipo B, con granate, onfacita, zoisita, cuarzo y rutilo. Las condiciones de equilibrio han sido estimadas por Arenas, (1985) en 680 C y 12-13 kb. Posteriormente tuvo lugar una primera retrogradación mesozonal entre 650-500 C y 10-4 kb. La

paragénesis característica de las metabasitas en este estadio es anfíbol hornbléndico, plagioclasa, epidota-clinozoisita ± cuarzo, ± biotita, ± moscovita, ± ilmenita, ± esfena. la retrogradación final en la facies de los esquistos verdes dió lugar a la asociación clorita, albita, actinolita, cuarzo, epidota-clinozoisita, esfena, mica blanca, ± stilpnomelana, ± biotita. Las condiciones de recristalización han sido estimadas en 350-400 C y 2,5-3 kb.

La geoquímica indica una afinidad toleítica, tanto de las metabasitas como de los ortogneises.

III.5 ESQUISTOS VERDES MILONITICOS

En esta litología se ha desarrollado la única minería metálica de cierta importancia en Ortegual (Fig. 3.2). Han sido incluidas dentro del complejo catazonal por Arenas (1985), en base a su posición estructural, si bien no conservan relictos catazonales debido a la intensa milonitización y recristalización en la facies de los esquistos verdes, que tuvo lugar en zonas de cizalla desarrolladas durante la segunda fase de deformación hercínica. Los estudios realizados por ENADIMSA (1984) concluyen que no todo este conjunto de rocas verdes son el producto de una intensa filonitización, sino que existen evidencias de clastos relictos de la paragénesis ígnea que no están de acuerdo con el rango meso-catazonal que globalmente se atribuyen a estas metabasitas (Arenas, 1983). En el estudio de ENADIMSA (1984) concluyen que existen anfibolitas meso o catazonales retrogradadas y rocas metaígneas básicas monometamorfizadas en condiciones de esquistos verdes. Según Arenas (1985) los esquistos verdes tienen una potencia entre 100-200 metros y su amplia extensión cartográfica se debe a una disposición subhorizontal. Su aspecto macroscópico es el de rocas verdes de grano fino intensamente foliadas y microbandeadas (Fig. 3.3), a veces con pliegues intrafoliares. La paragénesis se desarrolló durante la segunda fase de deformación hercínica y consiste en clorita, actinolita, epidota-clinozoisita, cuarzo, albita, esfena, mica blanca, mica marrón (stilpnomelana-biotita).

LEYENDA

 Cuaternario

S Silúrico

 Grupo Moeche

a) Esquistos verdes miloníticos

APP+UCS Anfibolitas de Purrido-Peñaescrita + Unidad Catazonal Superior

 Cabalgamiento

 Falla

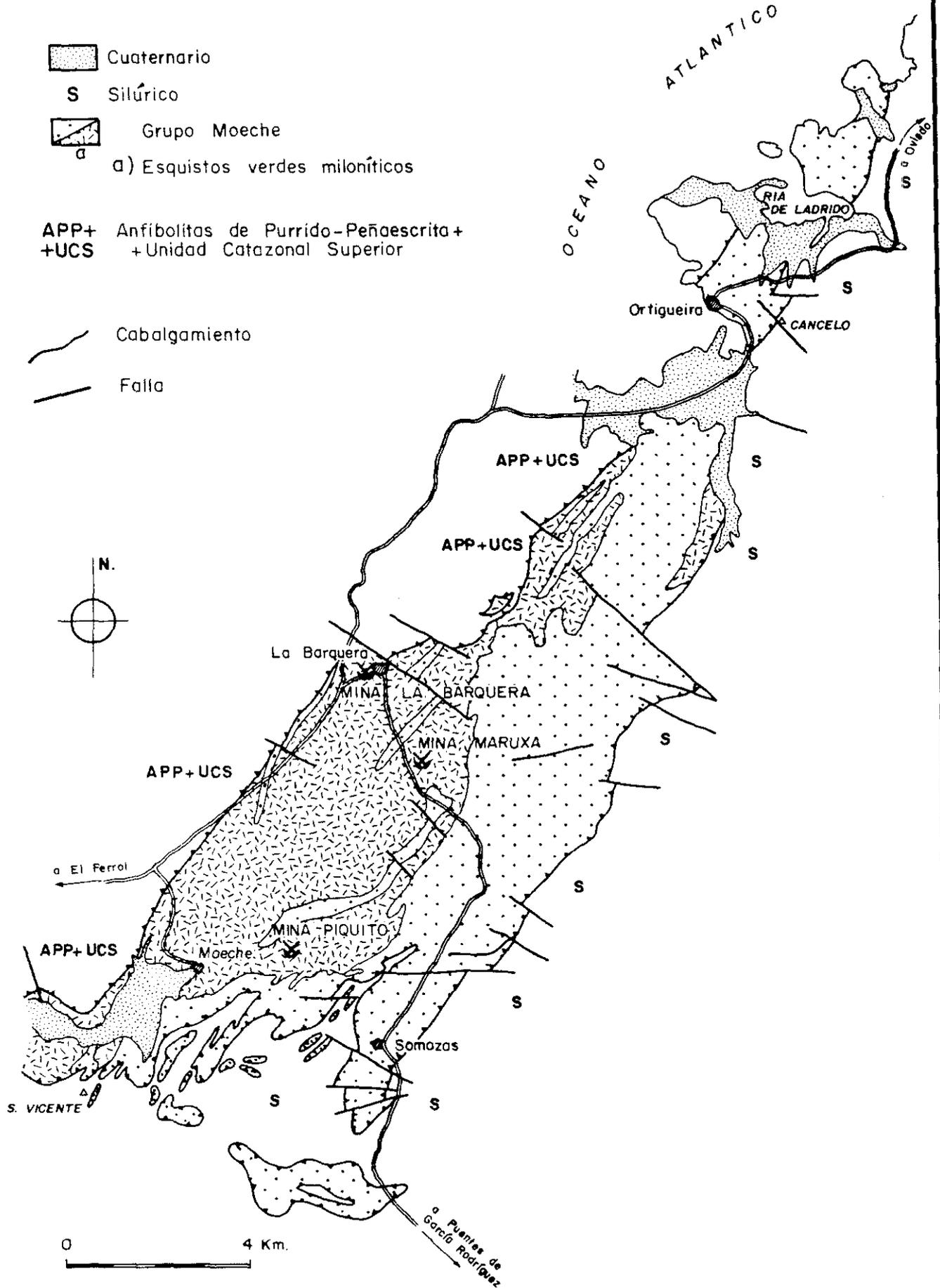


Figura 3.2.
Esquema de situación de las antiguas explotaciones de pirita cuprífera, encajando en los esquistos verdes miloníticos. Cartografía según Arenas, 1985.

El cuarzo es casi siempre escaso, hallándose en cristales xenoblásticos dispersos o en agregados microgranoblásticos, no obstante localmente y en determinadas bandas se produce una disminución de la clorita en favor del cuarzo dando lugar a los cloritoesquistos cuarzosos que es la litología más directamente relacionada con la mineralización de sulfuros (ENADIMSA, 1984).

Los datos geoquímicos de estas rocas proceden de Arenas (1985) que analiza elementos mayores y menores en cuatro muestras de esta litología. Sus características químicas indican una afinidad toleítica, más concretamente son toleitas cuarzonormativas. Las relaciones Y-Zr-Ti y sus contenidos en elementos incompatibles son similares a los que presentan los basaltos de fondo oceánico enriquecidos en elementos incompatibles (E-MORB).

III.5.1 Mineralizaciones de pirita

En la zona existen tres áreas donde se han explotado piritas cupríferas: La Barquera, mina Maruxa y grupo minero Piquito (Fig .3.2). Todas ellas se hallan encajando en los esquistos verdes miloníticos. A continuación se exponen las características más relevantes de estas mineralizaciones y su encajante.

a) Rocas encajantes

1) La mina Piquito, en la ladera de "Pena da Cabra" al ser la más recientemente explotada es la más accesible y donde mejor se observa la mineralización y roca encajante. Ambas constituyen varios cuerpos tabulares de estructura aparentemente simple y que de abajo arriba son:

-Rocas metasedimentarias pelítico-psamíticas. Constituyen la totalidad de la galería de acceso a las cámaras de explotación. Están compuestas de cuarzo, albita y sericita como minerales principales y esfena, grafito, clorita, turmalina, apatito, opacos y zircón como accesorios.

-Nivel de sulfuros masivos. Tiene una potencia variable, generalmente entre 7 y 20 cm (Fig.3.4), a veces con bifurcaciones. La pirita (que constituye generalmente más del 95 % del total de sulfuros) y calcopirita, están siempre presentes, la esfalerita y pirrotina son minerales frecuentes aunque escasos y la marcasita y mackinawita aparecen esporádicamente y en muy escasa proporción. Tanto a techo como a muro de este nivel está presente una pequeña salvanda de roca verde muy deleznable y potencia desde milimétrica hasta centimétrica, constituida siempre de clorita y generalmente cuarzo, sulfuros y a veces albita.

-Rocas cloríticas. La potencia es superior a los 2m y no



Figura 3.3.- Foliación y microbandeado en los "esquistos verdes miloníticos"



Figura 3.4.- Nivel de sulfuros masivos en la mina Piquito. Obsérvese el paralelismo con la foliación de las rocas encajantes.

se observa el techo dentro de las explotaciones. Están constituidas por cloritoesquistos albíticos, cloritoesquistos cuarzoso-albíticos y cloritoesquistos cuarzosos. El cuarzo está presente, aunque en proporciones diferentes, en la mayoría de estas rocas. Dentro de ellas se observan zonas menos compactas en las que están presentes abundantes sulfuros diseminados y localmente masivos. Estas zonas tienen morfología bandeada y lentejonar, en ambos casos con potencias métricas. Se hallan inmersas en rocas cloríticas más compactas y junto con el nivel de sulfuros masivos ha sido el objeto de la explotación.

2) Las rocas encajantes de la mineralización de La Barquera son similares a las de Piquito, si bien no existen las rocas metasedimentarias del muro y en general el anfíbol es más abundante dentro de las rocas verdes. La mina Maruxa es totalmente inaccesible, no obstante observaciones de las escombreras no permiten suponer diferencias esenciales con las otras mineralizaciones.

El nivel metasedimentario presente en Piquito y ausente en las otras dos explotaciones es considerado por Arenas (1985) como perteneciente a la unidad de metasedimentos epizonales, mientras que en el trabajo de ENADIMSA (1984) no se descarta la posibilidad de que se trate de una escama silúrica. En cualquiera de los casos parece tratarse de un conjunto ajeno a las rocas verdes y cuya

presencia en la zona se debe a fenómenos púramente tectónicos.

b)Estructura.

1)En la mina Piquito y alrededores la estructura observada es muy homogénea, corresponde a un bandeado neto de dirección N 10-30 E y buzamiento 10-20 W que coincide además con la dirección del nivel de sulfuros masivos, con las bandas de sulfuros diseminados y con la orientación general de los lentejones con sulfuros diseminados. En detalle esta estructura está definida por a) un bandeado-microbandeado composicional, b) orientación de minerales sin bandeado composicional y c) orientación de minerales con bandeado composicional. En todos los casos la orientación es similar y coincide con los contactos litológicos descritos en las rocas encajantes. En las rocas metasedimentarias de muro se han observado paquetes más arenosos y compactos inmersos en otros más pelíticos, cuyos contactos coinciden con el mismo bandeado. En ellos se observa a veces grietas "en echelon" rellenas de cuarzo y que están de acuerdo con una cizalla paralela a este bandeado. También se han observado pequeños pliegues intrafoliares muy apretados y de plano axial paralelo al bandeado.

En conclusión estos hechos parecen indicar que la orientación observable es consecuencia de la actuación de la segunda fase de deformación hercínica que generó esta

esquistosidad durante el emplazamiento del complejo, y que dió lugar a una milonitización metamórfica. Otras estructuras como la S_0 bien han sido borradas totalmente, bien se conservan paralelas a esta S_2 (de interpretación dudosa) o bien a veces forma pequeños pliegues intrafoliares.

2) En la mina de La Barquera (ENADIMSA, 1984) la estructura mineralizada sigue una dirección N 30 E y buzamiento de 90-80 E según una zona de cizalla ductil. Las rocas cloríticas del entorno muestran una foliación subparalela a la zona de cizalla con buzamiento generalizado de 60 W que se adapta a la zona de cizalla en sus inmediaciones. La mineralización es también masiva y diseminada, disponiéndose paralela a la citada cizalla. La apariencia es por tanto filoniana, pero sin estructuras de relleno, ni alteraciones hidrotermales.

c) Mineralización

Como ya se ha dicho, la mineralización de sulfuros se halla en niveles masivos y diseminados estando compuesta en ambos casos por pirita, con calcopirita subordinada y muy escasa esfalerita y pirrotina. Como minerales producto de la alteración supergénica de los sulfuros se hallan principalmente covellina y goetita.

Se observan rasgos texturales, como la presencia de

abundantes clastos de pirita y sombras de presión de cuarzo, que evidencian el carácter pre-tectónico de parte de la mineralización. Estos clastos están englobados por una matriz pirítica a veces recrystalizada de probable desarrollo sintectónico. El resto de los sulfuros, debido a la escasa presencia, no permiten hacer este tipo de observaciones. Solamente la calcopirita se observa cementando o rellenando fracturas en pirita y gangas, a parte de en inclusiones e intersticial en pirita, evidenciando también su carácter pre y sin-postectónico. No se han observado texturas típicamente sedimentarias como pudieran ser masas o bandeados coloformes, ni de relleno filoniano (ENADIMSA, 1984).

d) Génesis

Independientemente de que los esquistos verdes mi-loníticos, encajantes de estas mineralizaciones, formen parte de la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior o sean la consecuencia de la retrogradación extrema de la Unidad Catazonal Inferior, lo que si parece claro en base a sus características geoquímicas es su afinidad oceánica. Mas concretamente, como ya se ha citado, las rocas encajantes serían basaltos de fondo oceánico enriquecidos en elementos incompatibles (E-MORB) (Arenas, 1985). Por otra parte la mineralización está constituida esencialmente por pirita y cantidades menores de calcopirita. Estas dos características permiten encuadrar las mineralizaciones

dentro del tipo "pirita cuprífera" de Hutchinson (1973, 1980) o tipo "Chipre" de Sawkins(1976), ambos dentro de los sulfuros volcanogénicos. Según Hutchinson (1980) las rocas encajantes son basaltos toleíticos de suites ofiolíticas estando, en proporción muy escasa o ausentes rocas sedimentarias clásticas. El ambiente deposicional es un volcanismo toleítico submarino y el ambiente tectónico corresponde a una zona de rifting oceánico en márgenes constructivos.

Existen otras características frecuentes en este tipo de mineralizaciones como son elevada porosidad, bandeados colomorfos, horizontes ocres a techo de mineralizaciones masivas (Constantinou, 1980; Constantinou y Govett, 1980) que en el caso de Moeche no están presentes. Esto es debido probablemente a la intensa laminación tectónica acompañada de metamorfismo, lo cual además de borrar texturas y estructuras primarias, ha originado una brechificación, removilización parcial y recristalización de la mineralización original.

III.6 ANFIBOLITAS DE PURRIDO-PENAESCRITA

Estas rocas son el único constituyente de la Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior de Arenas et al, 1986 dentro del Complejo de Cabo Ortegá. Se trata de unas rocas verdes oscuro, casi negras, con foliación bien marcada, debido a una textura nematoblástica, y muy homogéneas. Se hallan bordeando el núcleo del complejo por el sureste-sur-suroeste. A pesar de la homogeneidad general se han observado en proporciones muy escasas bandas de cloritoesquistos con granate (Vogel, 1967; Engels, 1972), metagabros de grano grueso en los que se preserva una textura ígnea y gneises plagioclásicos (Arenas et al., 1986; Arenas et al, 1989).

Están compuestas esencialmente por hornblenda, plagioclasa y epidota/clinozoisita que junto con esfena, cuarzo y biotita definen una paragénesis mesozonal. Una retrogradación posterior en facies de esquistos verdes, la define la paragénesis actinolita + clorita + albita + epidota/clinozoisita + sericita. También están presentes en escasa cantidad granate y rutilo. Estas fases son anteriores a la paragénesis mesozonal y pueden deberse a que el metamorfismo que originó las anfibolitas comenzó bajo un régimen de P relativamente alta (Arenas et al., 1986).

Las datos geoquímicos disponibles son escasos,

correspondiendo sus composiciones medias a toleitas olivínicas (Vogel, 1967; Calsteren, 1978; Arenas, 1985). Existe disparidad a la hora de interpretar el marco geodinámico original del protolito de estas anfibolitas. Así mientras unos autores sugieren que se trata de basaltos segregados en la astenosfera a partir de un diapiro lherzolítico e intruidos en la corteza (Calsteren, 1978) otros opinan que se trata de composiciones típicas de basaltos oceánicos (Pérez Estaún, 1982; Ben Jamaa, 1988). Arenas (1985) halla composiciones correspondientes tanto a basaltos de fondo oceánico como intraplaca.

III.7. UNIDAD CATAZONAL SUPERIOR

Está constituida por tres grupos litológicos principales consistentes en rocas básicas, rocas ultrabásicas y gneises (paragneises y gneises félsicos).

III.7.1 Gneises

Dentro del núcleo del complejo de Cabo Ortegual, Vogel (1967) diferencia tres conjuntos de gneises a los que denomina gneises de Chímparra, gneises Bandeados y gneises de Cariño (Fig.2.5), que pertenecen a diferentes niveles metamórficos.

Los gneises de Chímparra son paraderivados, samítico-pelíticos y están formados por cuarzo, plagioclasa, granate, distena, biotita y moscovita. Presentan inclusiones de rocas máficas en facies granulítica y localmente son migmatíticos.

Los gneises Bandeados son mas heterogéneos que los anteriores y generalmente glandulares. Su composición más frecuente es: cuarzo, plagioclasa, granate, biotita y moscovita. Ocasionalmente se observa la presencia de distena, epidota, feldespato potásico, hornblenda y zoisita. Estos materiales han sido afectados por metamorfismo de alta presión y temperatura habiéndose estimado valores de 700 °C y 15 Kb (Basterra et al., 1989). Las intercala-

ciones de metabasitas han sido transformadas en eclogitas. Al igual que los gneises de Chímparra, estos muestran migmatizaciones locales.

Los gneises de Cariño se hallan en contacto tectónico con los gneises Bandeados (Basterra et al., 1989) e incluyen litologías de origen samítico-pelítico. Están constituidos por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, granate y en ocasiones estaurolita, distena y epidota. El metamorfismo no supera la facies de anfibolita, habiendo recrystalizado en torno a los $620 \pm 2\text{Kb}$ (Basterra et al., 1989). Contienen inclusiones de anfibolitas y no muestran fenómenos de fusión parcial.

III.7.2 Metabasitas

Ocupan un elevado porcentaje de los materiales que constituyen esta unidad. Los tipos mas representativos son eclogitas y granulitas de alta presión. Se hallan principalmente repartidos en dos conjuntos denominados Formación Bacariza y Formación Candelaria (Vogel, 1967).

Las paragénesis granulíticas son muy frecuentes en la formación Bacariza, la cual es muy heterogénea, siendo a veces muy rica en granate y/o clinopiroxeno y otras veces en plagioclasa. Además de estos minerales, presentan habitualmente rutilo, zoisita, cuarzo e ilmenita. Como productos de la retrogradación pueden estar presentes

hornblenda, epidota-clinozoisita, clorita, esfena y escapolita. Las condiciones de P/T estimadas para esta paragénesis son entorno a 800 °C y 14-15 Kb (Arenas y Peinado, 1984; Gil Ibarguchi et al., 1989).

En la formación Candelaria las paragénesis granulíticas resultan escasas, existiendo dudas de si realmente estas rocas fueron sometidas a tal metamorfismo (Gil Ibarguchi et al., 1988). Las anfibolitas son las rocas más abundantes en esta formación y están constituidas por hornblenda, plagioclasa y granate, con rutilo y opacos como accesorios. Localmente están presentes metagabros y metadoléritas en los que se conservan relictos de piroxenos. De la composición del granate y clinopiroxeno se deducen unas condiciones termobáricas de 700 °C y 9Kb (Gil Ibarguchi et al., 1989).

Las eclogitas se sitúan en un afloramiento principal alargado, de varios kilómetros de recorrido y algunas centenas de metros de potencia y en intercalaciones tabulares dentro de la formación Gneises Bandeados (Vogel, 1967). Están constituidas tanto por minerales de la paragénesis eclogítica (granate, onfacita, cuarzo, rutilo, zoisita y distena) como por minerales relacionados con su historia retrógrada (hornblenda, clinozoisita, biotita, esfena, clorita, et.). Las condiciones de P/T para el afloramiento principal han sido estimadas en 700 °C y 12-13 Kb (Arenas, 1990) y en 790 °C y > 17Kb (Gil Ibarguchi

et al., 1990). Por otra parte y en base a isótopos de U-Pb en zircones se ha establecido una edad de 490 ma para este metamorfismo (Peucat et al., 1990).

Estas rocas muestran composiciones de cuarzotoleitas y de toleitas olivínicas y han sido interpretadas primeramente como pertenecientes a un ambiente continental dentro de un modelo "mantle-plume" (Calsteren, 1978) y más recientemente se ha sugerido un origen en un contexto oceánico (Pérez Estaún, 1982; Martínez Catalán et al., 1984; Arenas et al., 1986) y más concretamente a partir de tierras raras e isótopos de Nd se ha observado que las eclogitas del afloramiento principal muestran composiciones típicas de basaltos de fondo oceánico (N-MORB) (Bernard-Griffiths et al., 1985; Peucat et al., 1990).

III.7.3. Metaultrabasitas

Las rocas ultrabásicas se encuentran en tres afloramientos principales denominados macizos de Limo, Herbeira, Uzal y en pequeñas masas de reducida extensión. Se trata de peridotitas con un grado de serpentización elevado y cantidades menores de piroxenitas, ambas con texturas porfiroclásticas y blastomilonítica. La paragénesis varía en función de la composición, estando el olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y hornblenda generalmente presentes. Ocasionalmente se observan granates (muy frecuentes en las piroxenitas) y flogopita. Los últimos epi-

hacía referencia a unos indicios puestos de manifiesto en el macizo de Herbeira como consecuencia de exploraciones llevadas a cabo en los años setenta. Estos indicios hacen referencia a la presencia de cromita en suelos residuales y diseminaciones del mismo mineral en un sondeo de exploración. El estudio y caracterización de estas mineralizaciones, uno de los principales objetos de esta investigación, se realiza en el capítulo V.

IV MINERALIZACIONES DE CROMO EN LAS SERPENTINITAS DE MOECHE

IV MINERALIZACIONES DE CROMO EN LAS SERPENTINITAS DE MOECHE

IV.1. INTRODUCCION

Como hemos visto en secciones anteriores, la presencia de mineralizaciones de cromo en el complejo de Cabo Ortegual está en relación con los dos conjuntos principales de rocas ultrabásicas en él existentes : La Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior y la Unidad Catazonal Superior, siguiendo la nomenclatura de Arenas et al., 1986.

La Unidad Catazonal Inferior también muestra entre sus litologías rocas ultrabásicas, aunque en mucha menor proporción. La distinción de las litologías ultramáficas de la unidad Ofiolítica Epizonal Inferior y unidad Catazonal Inferior es compleja ya que ambas forman parte de lo que previamente se denominó Grupo o Unidad de Moeche, estando sus litologías muy mezcladas tectónicamente. Además la total serpentización que afecta a la mayoría de los afloramientos y los aspectos similares en campo, dificulta esta distinción. Arenas (1985) realiza la distinción en base a los aspectos siguientes:

-Son peridotitas del Complejo Catazonal todas las que presentan minerales metaórficos catazonales relictos. En caso de que la serpentización sea completa, se considera criterio suficiente la asociación con litologías catazonales, o, lo que es lo mismo, una posición estructural superior a la de las ultramafitas ofiolíticas.

-También es característico de algunos bloques de rocas ultramáficas catazonales el que aparezcan intruidas por filones o masas poco potentes de ortogneises cuarzofeldespáticos. Este hecho no ha sido observado nunca en el Complejo Ofiolítico, siendo además diferentes estos ortogneises cuarzofeldespáticos y los metaplagiogramitos de la secuencia oceánica.

-Las metaperidotitas ofiolíticas muestran únicamente paragénesis metamórficas epizonales. Estructuralmente se disponen por debajo de las escamas catazonales, siendo además muy característica su asociación espacial con los otros materiales ofiolíticos; con frecuencia, metagabros, metavolcanitas, metaplagiogramitos aparecen incluidos mecánicamente en las ultramafitas.

Con estos criterios el mismo autor llega a la conclusión de que la mayoría de estos afloramientos metaultramáficos corresponden a la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior (Fig. 4.1) y únicamente cuatro pequeñas escamas con representación cartográfica, corresponden a la Unidad Catazonal. (Fig. 4.2).

Las concentraciones y disseminaciones de cromoespinela están presentes en las serpentinitas de ambas unidades. Las dos áreas donde se han hallado cromititas corresponden al complejo ofiolítico, no obstante Arenas (1985) describe la presencia de un nivel rico en espinela, de unos 10 cms de potencia, en un afloramiento de serpentinitas de la Unidad Catazonal, en la playa de San Antonio en Espasante. Este nivel según el mismo autor está constituido por un 70-80% de cristales de espinela parda, entre los que se disponen agregados de serpentina. Muestra textura bandeada bien

LEYENDA

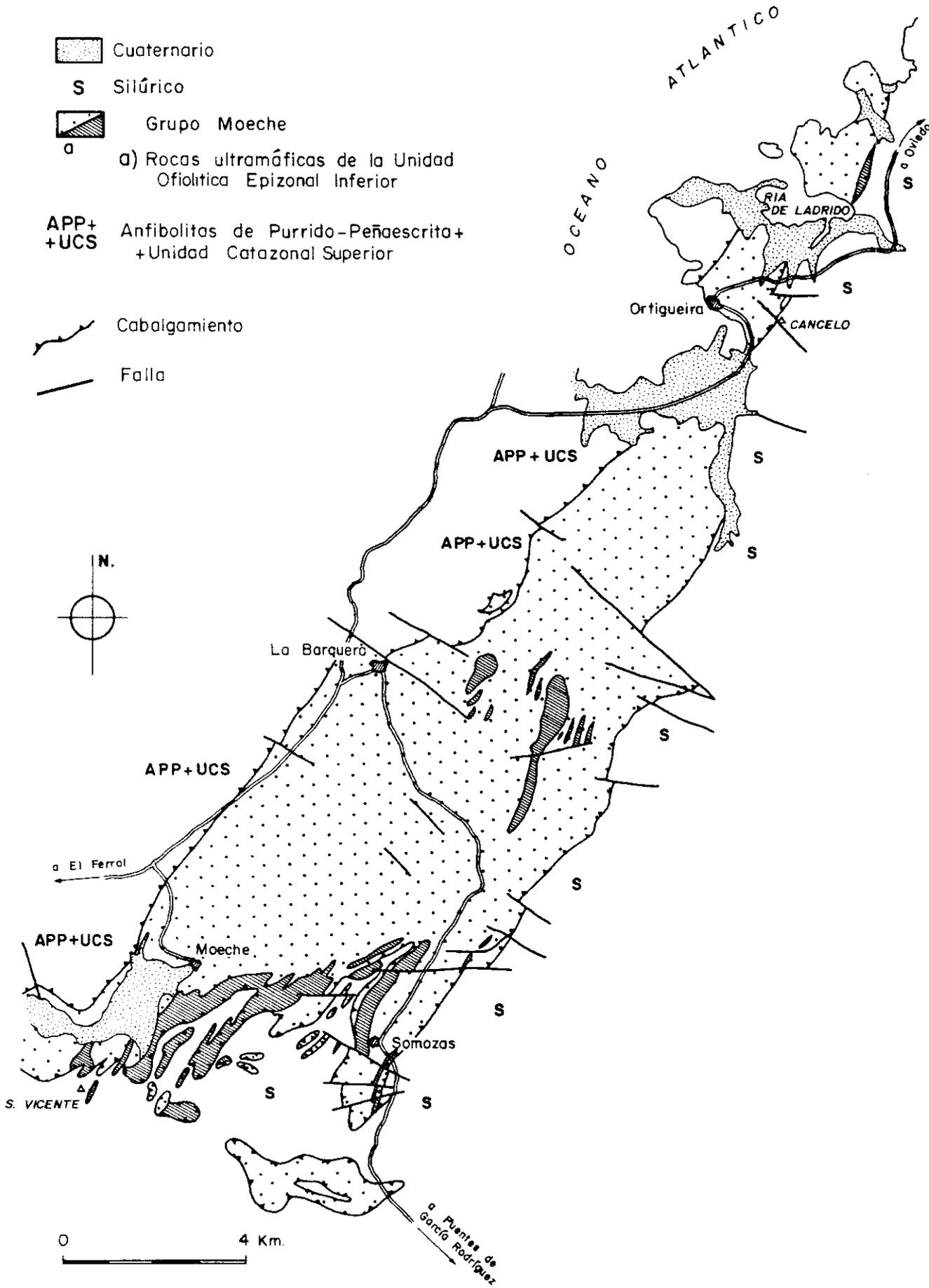


Figura 4.1. Esquema de situación de los afloramientos ultrabásicos de la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior según Arenas, 1985.

LEYENDA

 Cuaternario

S Silúrico

 Grupo Moeche

a) a) Rocas ultramáficas de la Unidad Catazonal Inferior

APP+
+UCS Anfibolitas de Purrido-Peñaescrita+
+Unidad Catazonal Superior

 Cabalgamiento

 Falla

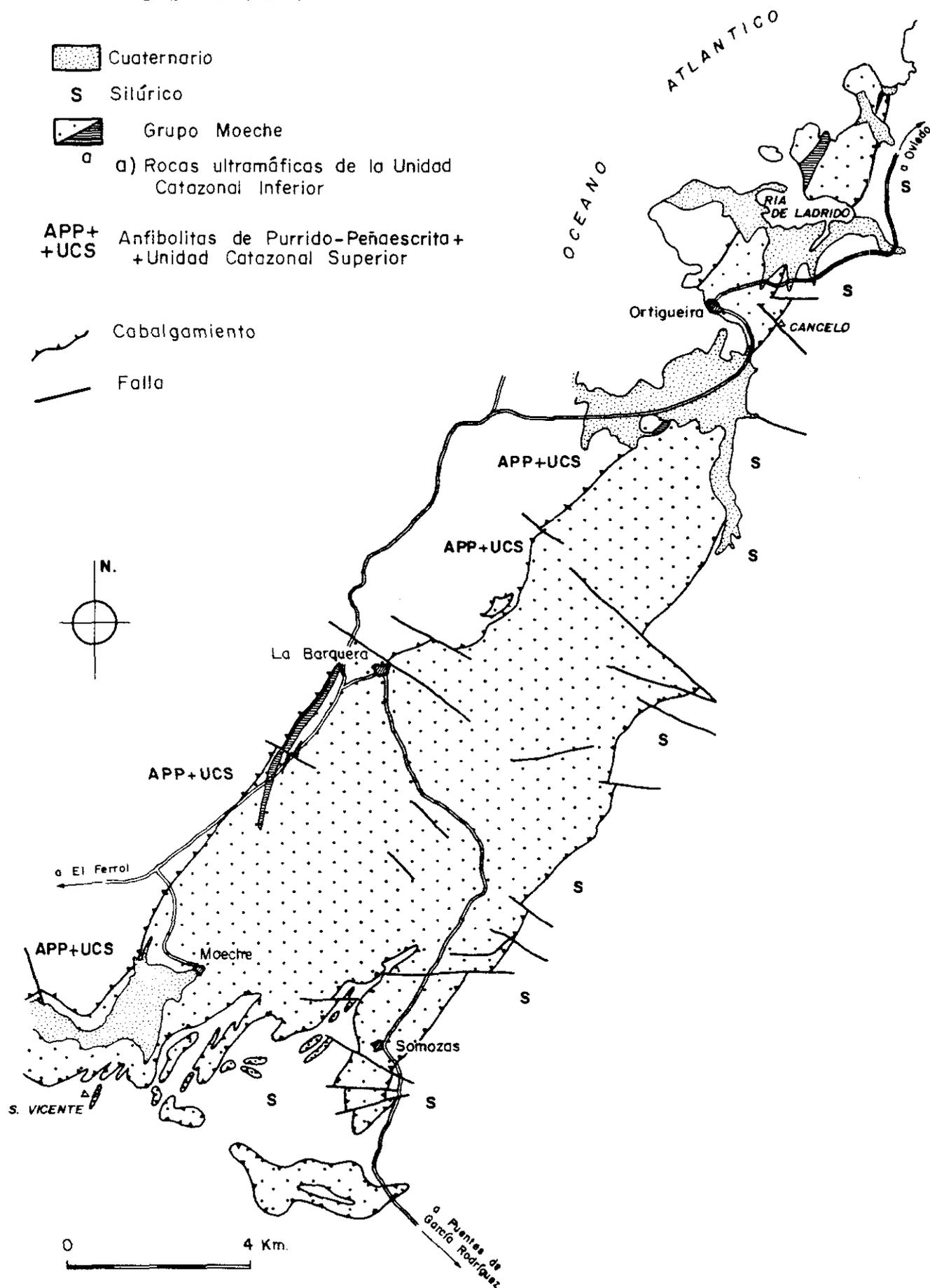


Figura 4.2.
Esquema de situación de los
afloramientos ultramáficos de
la Unidad Catazonal Inferior
según Arenas, 1985.

definida, que surge de las variaciones espinela-serpentina. Los datos analíticos que aporta son incompletos: Al_2O_3 (18.04%), FeO (17.41%), MgO (12.19%), TiO_2 (0.44%) y MnO (0.38%) faltando el Cr_2O_3 , que por diferencia ha de ser algo superior al 50 %. Esta composición queda comprendida dentro del amplio rango composicional que muestran las cromitas del Complejo Ofiolítico Epi-mesozonal.

La zona Moeche-Ortigueira ha sido objeto de diversas campañas de exploración, pero siempre muy focalizada en los yacimientos de pirita cuprífera de las metabasitas. Aunque alguna de estas campañas hace referencia a mineralizaciones relacionadas con las serpentinitas, los trabajos en este sentido han sido mínimos. Tal fué el caso de la llevada a cabo en 1976 por CGS a instancias del ITGE: "Investigación minera en Moeche para Cu-Ni-Cr-Ti y Asbestos". En este estudio se hace referencia a un indicio de Cr-Ni en las proximidades del lugar denominado Vidueiro, en las proximidades del cerro S. Vicente. El indicio es descrito como intramagmático diseminado y responde a la presencia de cromita, pentlandita, magnetita y violarita diseminadas, halladas en dos probetas procedentes de muestras tomadas en una cantera de serpentinitas. La presencia de estos minerales diseminados en las serpentinitas es un hecho relativamente frecuente.

IV.2 ROCAS ENCAJANTES

Las rocas encajantes de estas mineralizaciones son serpentinitas correspondientes a la secuencia basal de una ofiolita muy desmembrada (Fig.3.1), la cual presenta litologías y aspectos geoquímicos característicos de estas asociaciones litológicas. Este conjunto de rocas constituye la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior (Arenas et al., 1986), en la cual las litologías ultramáficas son las más abundantes. Como se vió en el apartado anterior en serpentinitas consideradas de la Unidad Catazonal Inferior también se han observado concentraciones de cromoespinela si bien su número de afloramientos y extensión es mucho menor. Ocasionalmente, como veremos posteriormente, existen macizos en los que la serpentinización no afecta a toda la roca aunque son muy escasos y de reducida extensión.

Los macizos serpentiniticos del área Moeche-Ortigueira varían desde pequeñas escamas métricas hasta afloramientos de varios kilómetros de longitud, y anchura de varios centenares de metros. La intensa tectonización a que han sido sometidas se pone en evidencia con la simple observación de su disposición cartográfica (afloramientos orientados según el límite del complejo) o su relación con las rocas del entorno, siendo frecuente la presencia de lentejones sedimentarios intercalados en las serpentinitas (Fig.4.3) y viceversa.

Morfológicamente los afloramientos mayores muestran tendencia a originar relieves positivos poco pronunciados, de forma alargada-alomada y escaso desnivel sobre el entorno (Fig. 4.4).

Los macizos serpentiniticos muestran tonos verdosos en corte fresco, que se vuelven más pálidos o blanquecinos conforme aumenta el contenido en talco. Localmente y principalmente en los contactos de los macizos, se forman talcocitas con talco como único mineral presente, en cuyo caso los colores son totalmente blancos. La presencia de abundantes carbonatos da a la roca tonos marrones.

Con frecuencia, las serpentinitas, muestran un aspecto brechoide definido por la existencia de "cantos" de tamaños muy variables englobados en una matriz esquistosa. Otras veces la matriz esquistosa, a veces réplegada, constituye la mayor parte del volumen de la roca.

IV.2.1 Características petrográficas

La mayoría de estos macizos muestran una serpentización, talquitización y carbonatación total de la roca original, siendo únicamente la cromoespinela el único relicto de la paragénesis original.

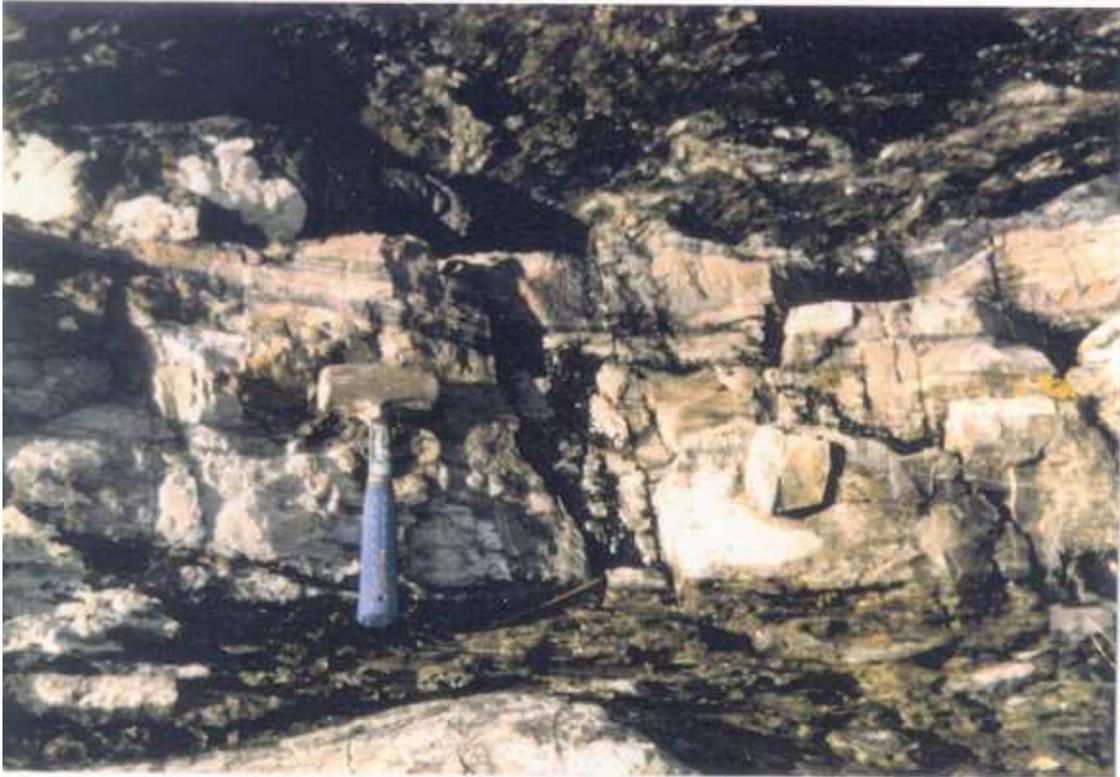


Figura 4.3.- Lentejón detrítico intercalado tectónicamente en serpentinitas, en las proximidades de Ladrillo.



Figura 4.4.- Aspecto morfológico de un macizo serpentinitico (en primer término). Suaves lomas con escaso desnivel sobre el entorno.

Muy raramente existen volúmenes muy subordinados de rocas ultrabásicas en los que la serpentización es menor y se conservan minerales ígneos relictos de la paragénesis original. Estos afloramientos corresponden a dos pequeñas escamas situadas en el noreste del complejo, en las proximidades del Monte Canelo y al este de Ladrado (Fig.4.2), que han sido descritos por Arenas (1985). Debido a su escasa magnitud, únicamente disponemos de una muestra, tomada en las proximidades del Monte Canelo, que corresponde a una tremolita. La descripción que hace Arenas (1985) de estas ultrabásitas es la siguiente:

-El afloramiento de Ladrado está formado exclusivamente por una metaperidotita poco serpentizada, cuyo protolito debió de ser una lherzolita pobre en ortopiroxeno o una wehrlita. La mejor exposición se encuentra en la cantera situada en la carretera de acceso a Ladrado.

La metaperidotita es una roca de color verde azulado, masiva y de grano medio. Tiene una textura blasto-granuda, con frecuencia porfiroclástica en los sectores de máximo desarrollo de S_2 . Como minerales ígneos residuales se reconocen abundantes cristales de clinopiroxeno, de hasta 3mm de longitud, y mas escasos de olivino, que siempre está muy serpentizado. No hay ningún relicto de ortopiroxeno, salvo como lamelas de exolución en el piroxeno monoclinico. La paragénesis metamórfica neoformada está constituida por:

Tremolita +serpentina+clorita +magnetita+ carbonatos

La tremolita aparece en cristales incoloros, hasta milimétricos, que con frecuencia se forman a expensas del clinopiroxeno.

La clorita es lepidoblástica, incolora y con birrefringencia grisacea. Suele definir, junto con minerales del grupo de la serpentina, la esquistosidad de F_2 .

-El pequeño afloramiento que aparece inmediatamente al norte de Monte Canelo está

constituido esencialmente por serpentinitas. Sin embargo, también se reconocen masas de tremolitas y sectores menos serpentinizados formados por metadunitas.

Las metadunitas tienen una típica textura reticulada, resultado de la serpentización del olivino; son de grano fino y están desprovistas de orientación. El olivino, muy serpentizado, es el único relicto ígneo; como minerales metamórficos neoformados aparecen: serpentina, magnetita y escasos cristales de anfíbol tremolítico.

Existe habitualmente, en los macizos serpentiniticos, una correlación entre el grado de serpentización, el color de la roca y la distribución de la magnetita (Wicks y Wittaker, 1977). Durante el proceso de serpentización el contenido en hierro de los ferromagnesianos pasa a formar magnetita, siendo este mineral el accesorio más común del citado proceso. En los estadios tempranos la magnetita forma granos discretos muy finos distribuidos en la serpentina, en cuyo caso la roca presenta unos tonos blancos o grises muy oscuros. Conforme progresa la serpentización, esta magnetita forma granos más gruesos y se concentra en los centros de malla y/o en las fracturas originales de los granos, a partir de las cuales comenzó el proceso, ocasionando en este caso unos tonos gris claro o marrón. Por último en los últimos estadios la magnetita migra fuera de la malla serpentinitica hacia pequeñas venas, bordes de espinelas, etc. originando una roca verde o verde clara. En el caso de los macizos serpentiniticos de Moeche-Ortigueira, nos hallamos claramente en el último caso, con una serpentización muy avanzada. Las rocas ultramaficas de la Unidad Superior (macizos de Limo, Herbeira y Uzal,

principalmente) muestran sin embargo estadios tempranos y medios de serpentización, como se verá en otro capítulo.

Al microscopio se observan tres tipos texturales de serpentinitas: pseudomórficas, no pseudomórficas y vetiformes, según la nomenclatura de Wicks y Wittaker (1977). Las texturas pseudomórficas lo son tanto a partir de olivino como de piroxeno (posiblemente ortopiroxeno).

Las texturas pseudomórficas de olivino muestran el típico aspecto en enrejado o malla (Fig.4.5) como consecuencia del progreso de la serpentización a favor de fracturas de este mineral, según el modelo de Wicks et al., (1977). En estas texturas se distinguen bordes de malla que marcan la antigua fractura del olivino y centros de malla con serpentina isótropa o "en reloj de arena" (Fig. 4.6). En los estudios llevados a cabo por Wicks y Whittaker (1977) mediante un micro haz de rayos X en muestras de diversas localidades, hallaron que la lizardita es el mineral del grupo de la serpentina más frecuente en estas texturas. El crisotilo, antigorita y brucita pueden estar presentes.

Las texturas pseudomórficas de piroxeno (bastitas), son frecuentes en estas rocas y se ponen de manifiesto por la orientación de la serpentina con la exfoliación original, dando lugar a la misma morfología del piroxeno al que sustituye. Otras veces es la magnetita la que produce acumulaciones a favor de antiguos planos de exfoliación

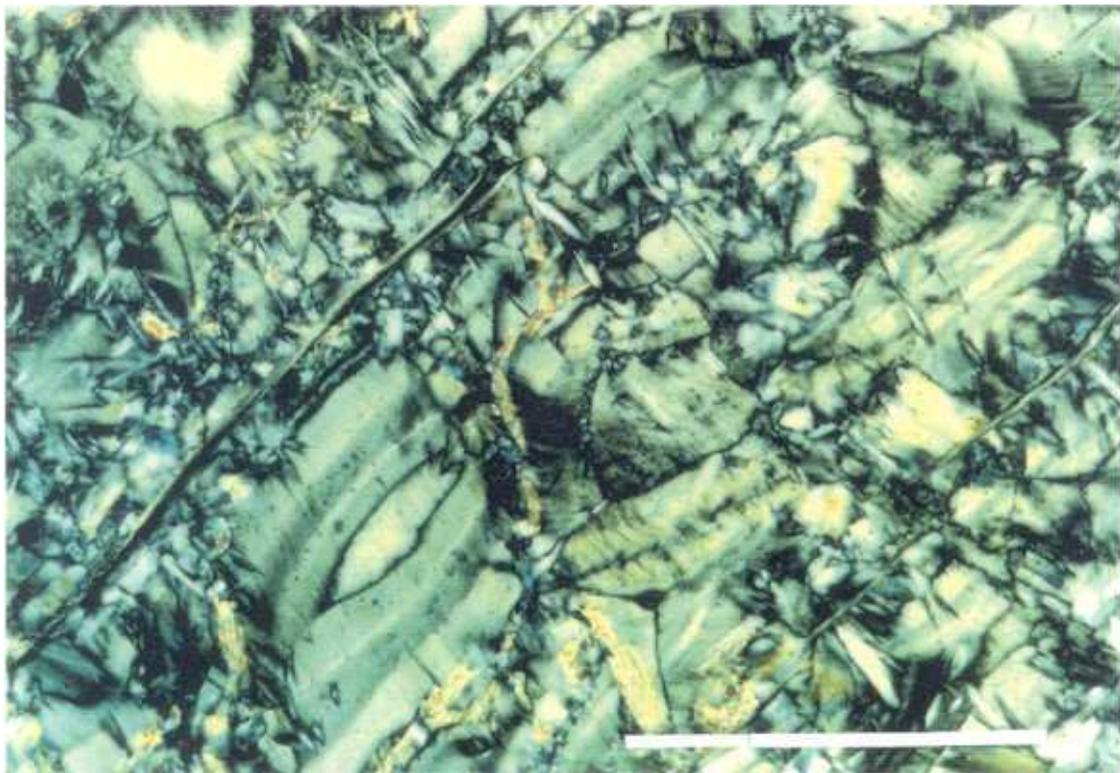
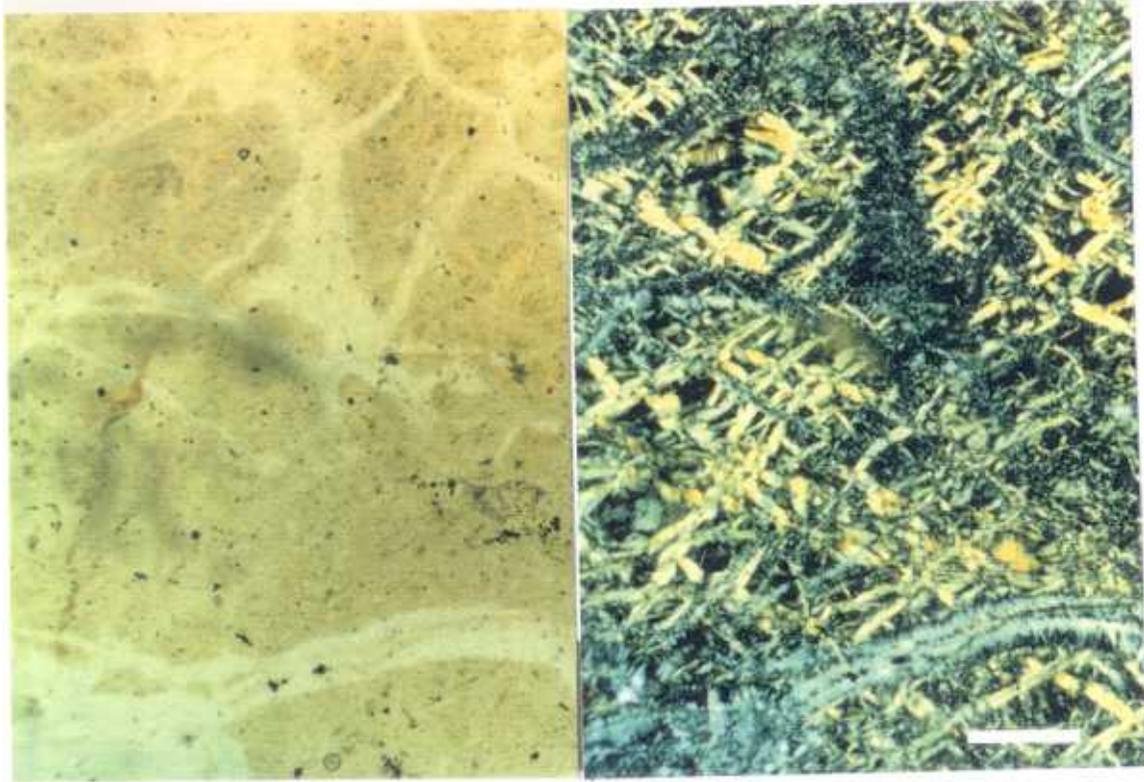


Figura 4.5.- Dos aspectos de serpentina "en malla", pseudomórfica de olivino. Mientras en A se observa el típico enrejado, en B la progresiva recristalización ha dado lugar a texturas "en llana". A) luz transmitida, nicóles paralelos (izda) y cruzados (dcha). B) luz transmitida, nicóles cruzados. Escala=0,5 mm.

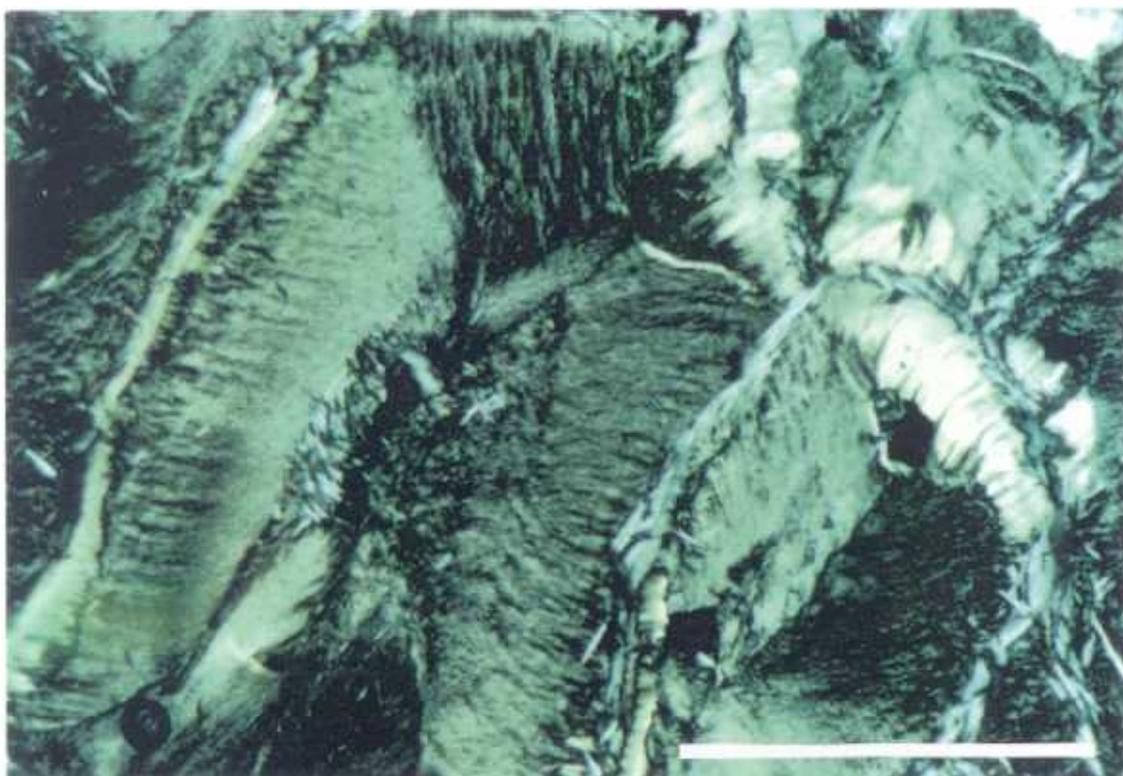
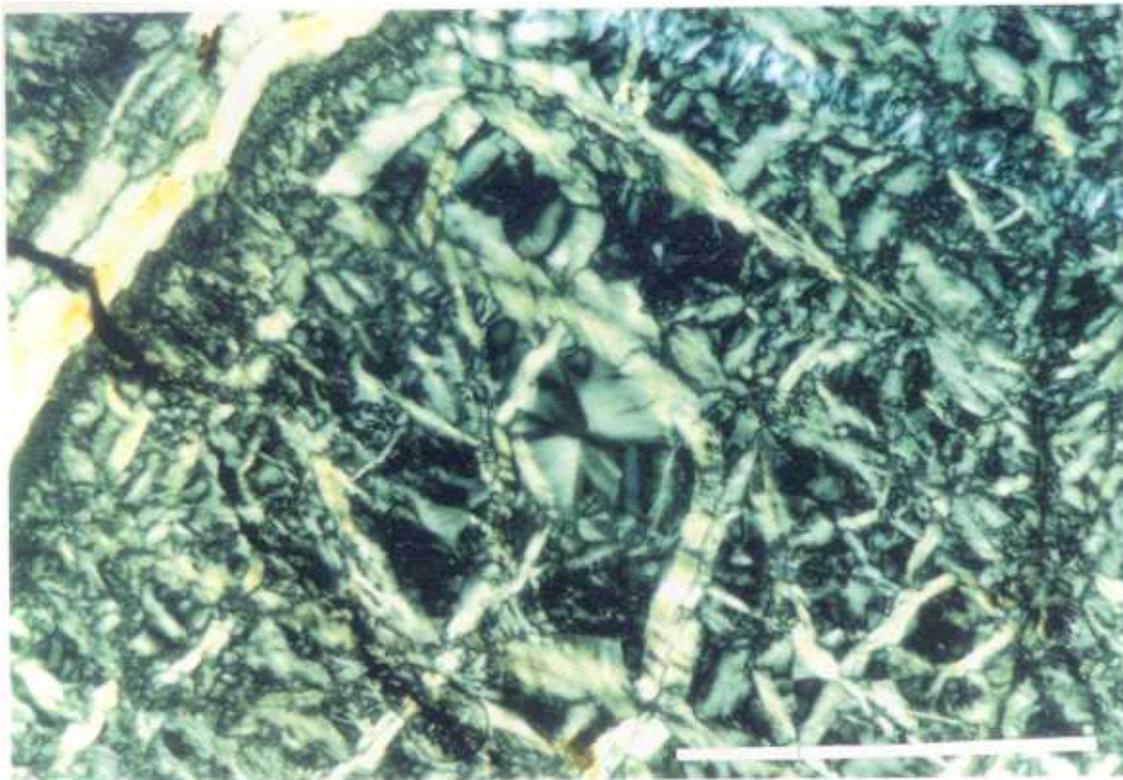


FIGURA 410. A) Vista de los aspectos de serpentina de un mineral de un tipo de serpentinita, con centros de nalla en "reloj de arena". En A se ponen de manifiesto dos etapas de serpentinización que originan respectivamente los bordes y centros de nalla. En B la primera etapa muestra menor desarrollo. Luz transmitida, nicoles cruzados. Escala=0,5 mm.

(Figs 4.7 y 4.8). Si bien la denominación de bastita ha hecho referencia tradicionalmente a pseudomorfos de serpentina a partir de piroxenos, algunos autores han puesto de manifiesto la dificultad, o a veces imposibilidad, de distinguir si el mineral primario era piroxeno, anfíbol o cualquier silicato de estructura laminar o de tipo cadena. Por ello Wicks y Whittaker (1977) han propuesto este nombre para todos estos pseudomorfos precisando, en los casos en que sea posible, el mineral origen. Según los mismos autores, la lizardita, y rara vez brucita, es el constituyente fundamental de las bastitas.

Las texturas no pseudomórficas constituyen un grado más avanzado del proceso de serpentización en estas rocas. Dentro de ellas se distinguen dos tipos: (1) originado por una recristalización progresiva de las serpentinitas pseudomórficas y (2) inducido por una foliación intensa originada durante el emplazamiento del complejo. En el primer caso se observan pasos graduales desde las texturas pseudomórficas (Fig.4.9). En el segundo, la serpentinita está muy orientada, definiendo la foliación (Fig.4.10). La morfología más común son escamas o láminas interpenetradas, definiendo una textura en llama ("flame texture" de Francis, 1956) o textura espinosa ("thorn texture" de Green, 1961) (Fig.4.9B). Los constituyentes más habituales de esta textura son la antigorita, y en menos casos el crisotilo y la brucita (Wicks y Whittaker, 1977).

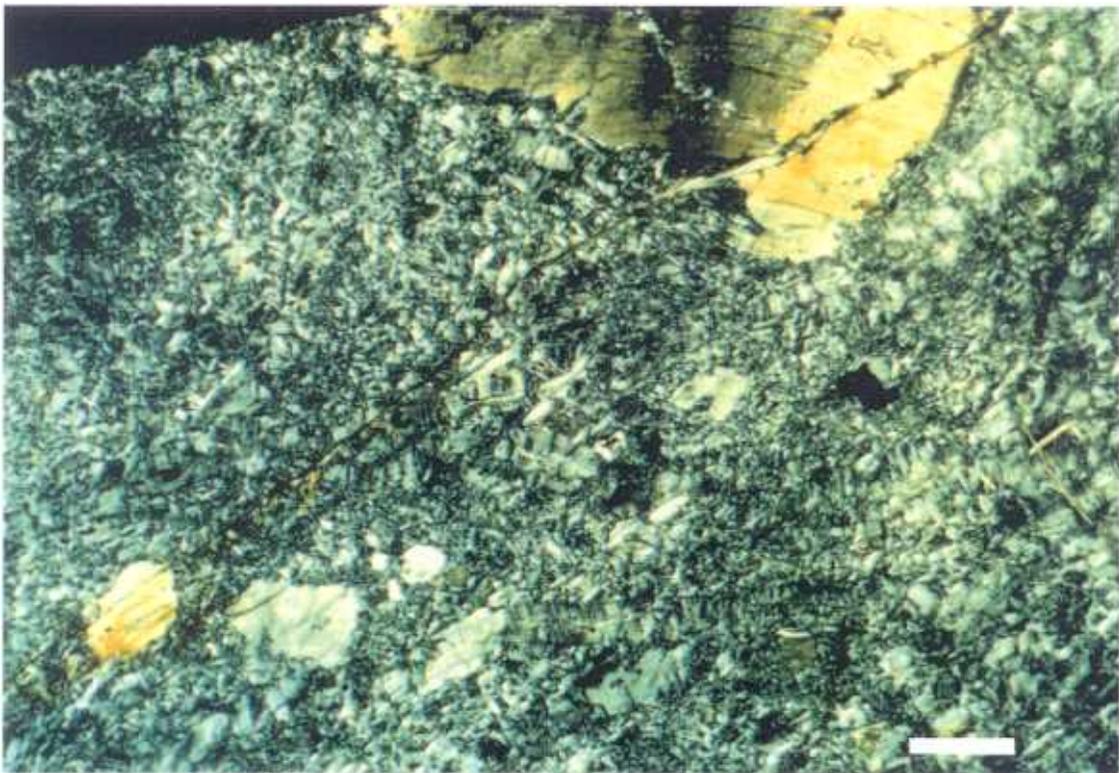
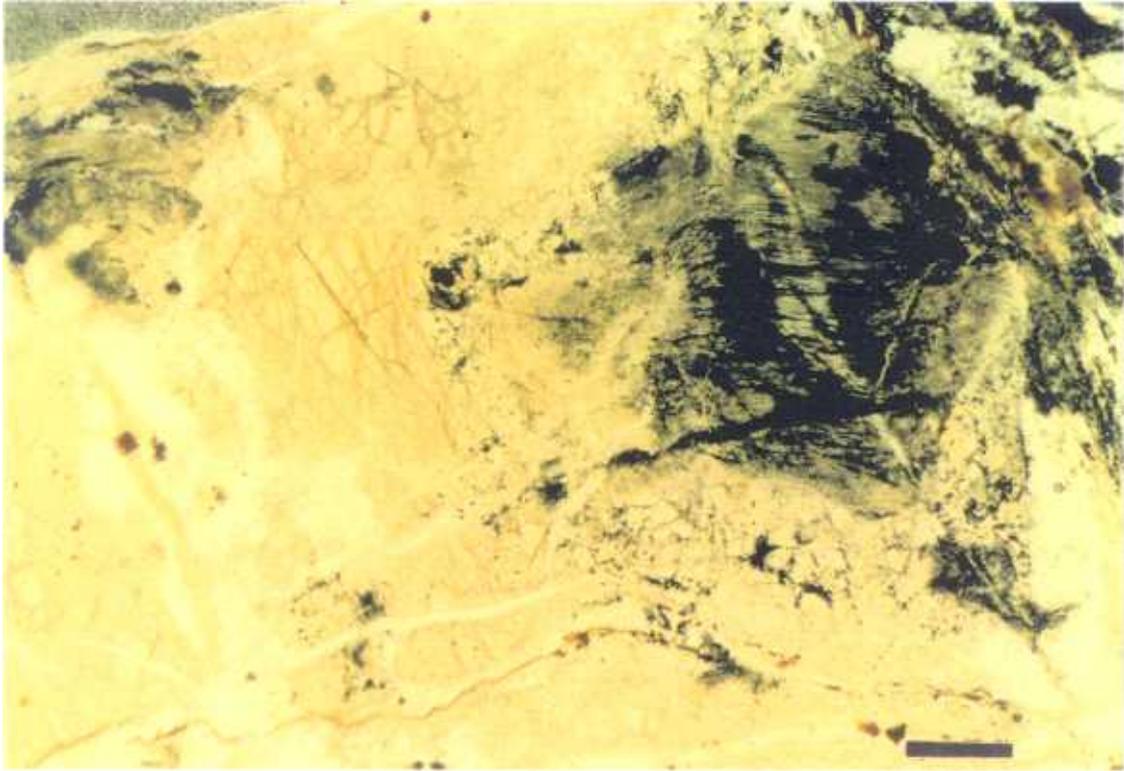


Figura 4.7.- Texturas pseudomórficas de piroxenos. A) Magnetita orientada a favor de antiguos planos de exfoliación. Luz transmitida, nicóles paralelos. B) Serpentina pseudomorfizando a un piroxeno plegado (parte superior). Luz transmitida, nicóles paralelos. Escala=0,3 mm.

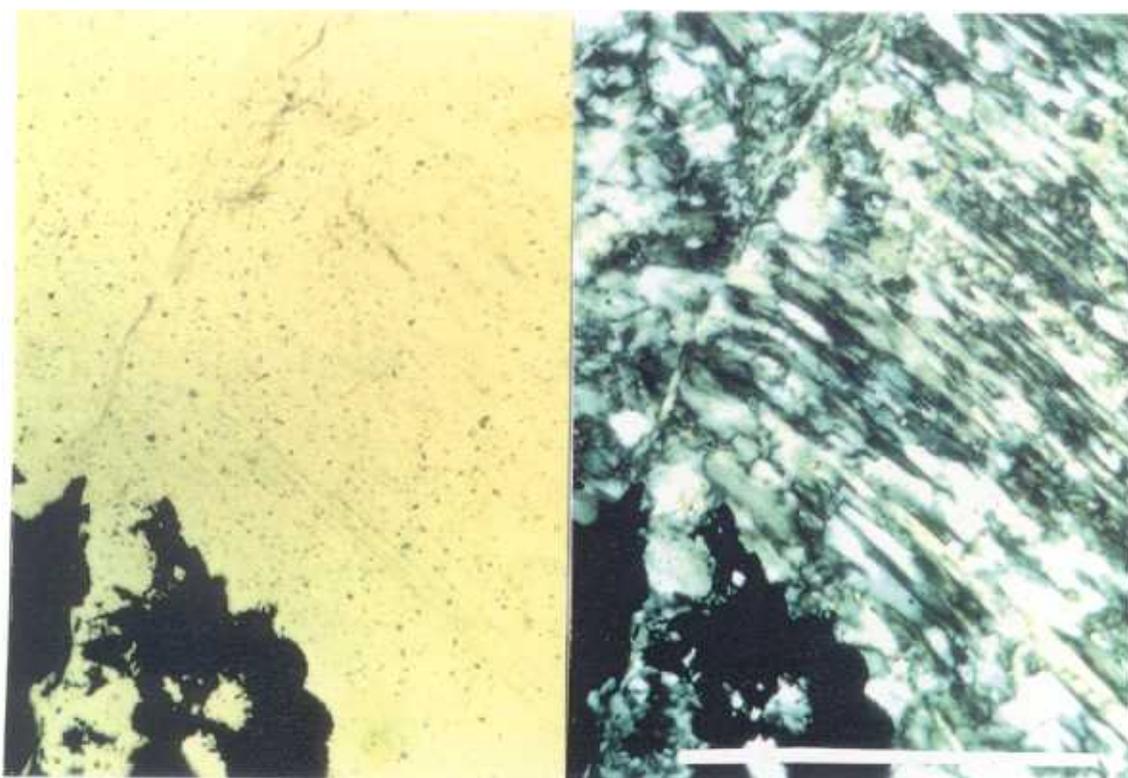
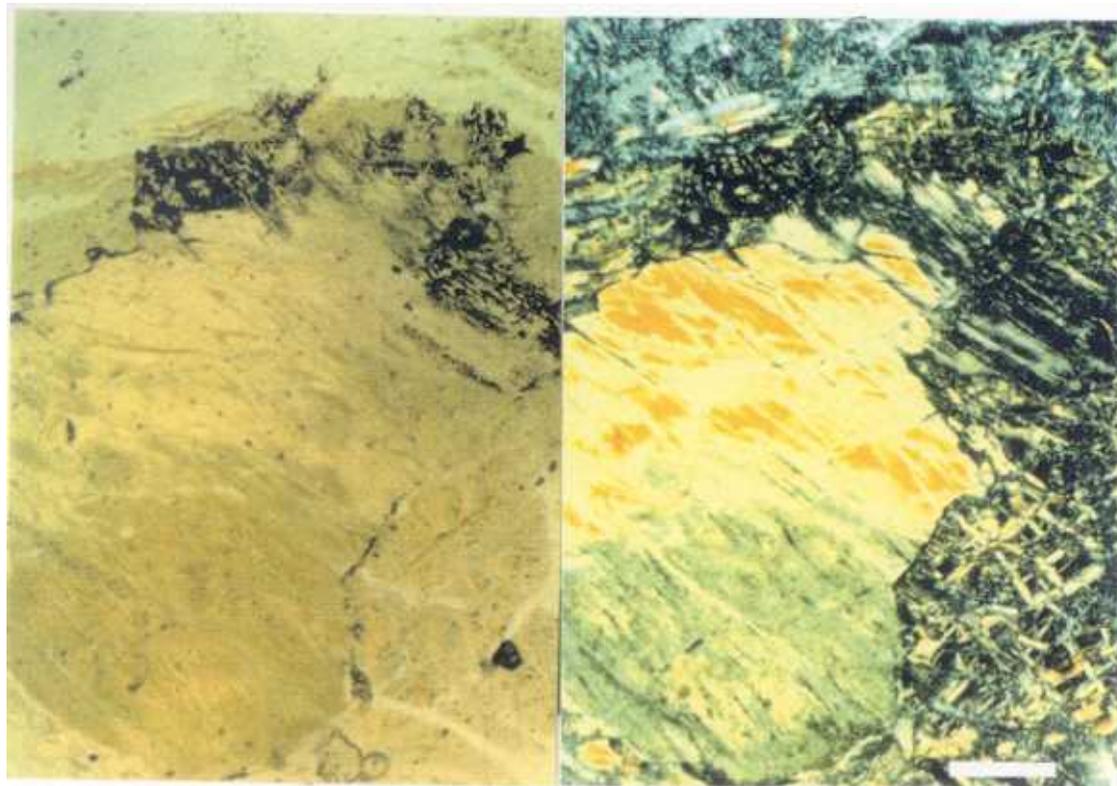


Figura 4.8.- Dos aspectos de serpentina pseudomórfica de de piroxeno en los que se observe distinto grado de recristalización. En B se observa serpentina muy recristalizada orientada según la antigua exfoliación del piroxeno. Escala=0.5 mm.

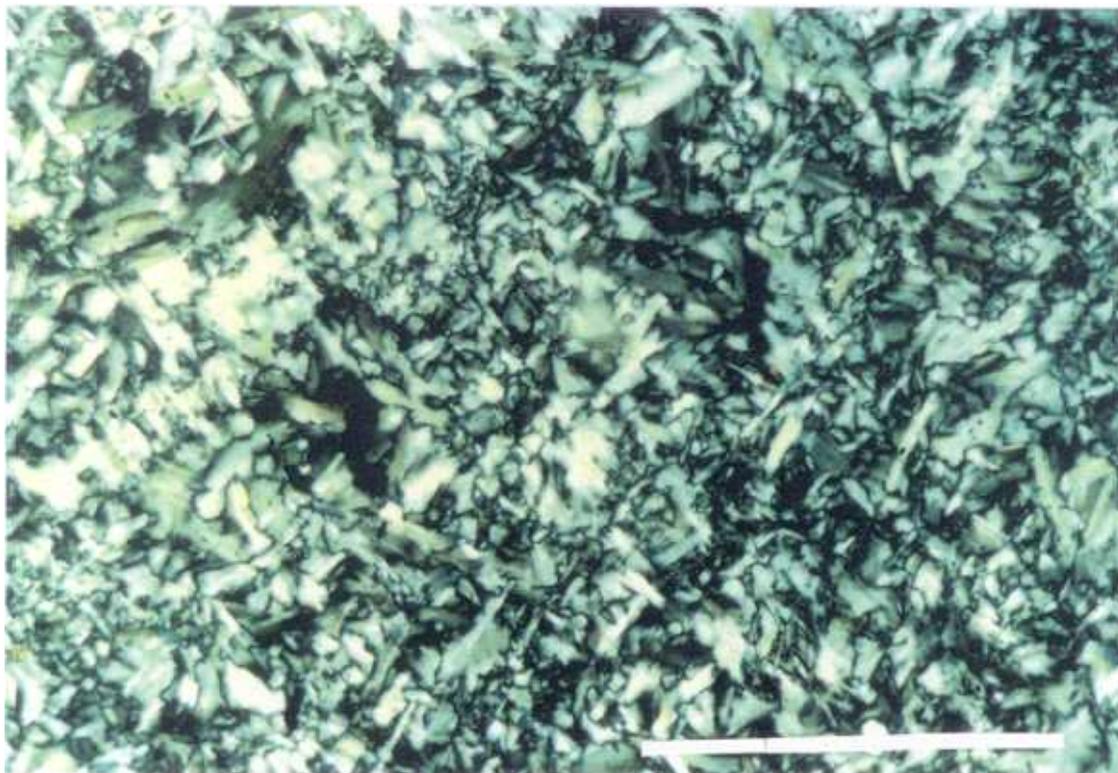
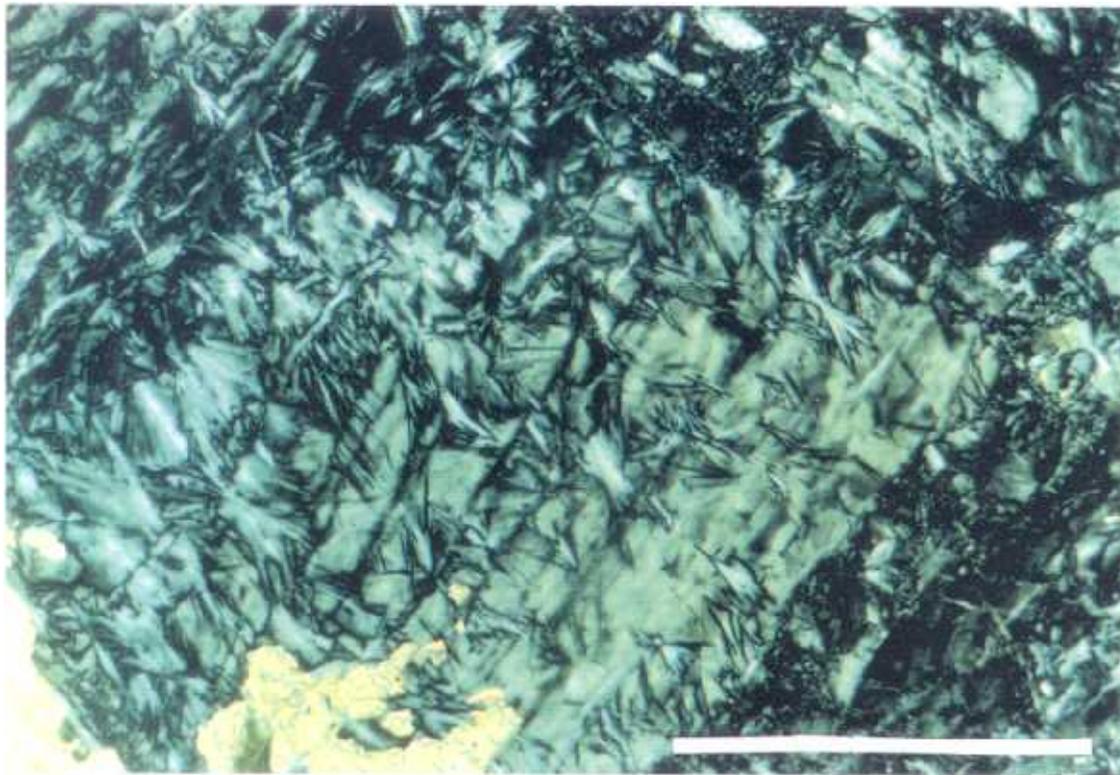


Figura 4.9.- Estadio intermedio entre una textura pseudonórfica de piraxeno, en la que existe ya abundante serpentina "en llave" (A), y una textura no pseudonórfica de tipo (I) (ver texto) (B). Luz transmitida, nicoles cruzados. Escala=0,5 mm.

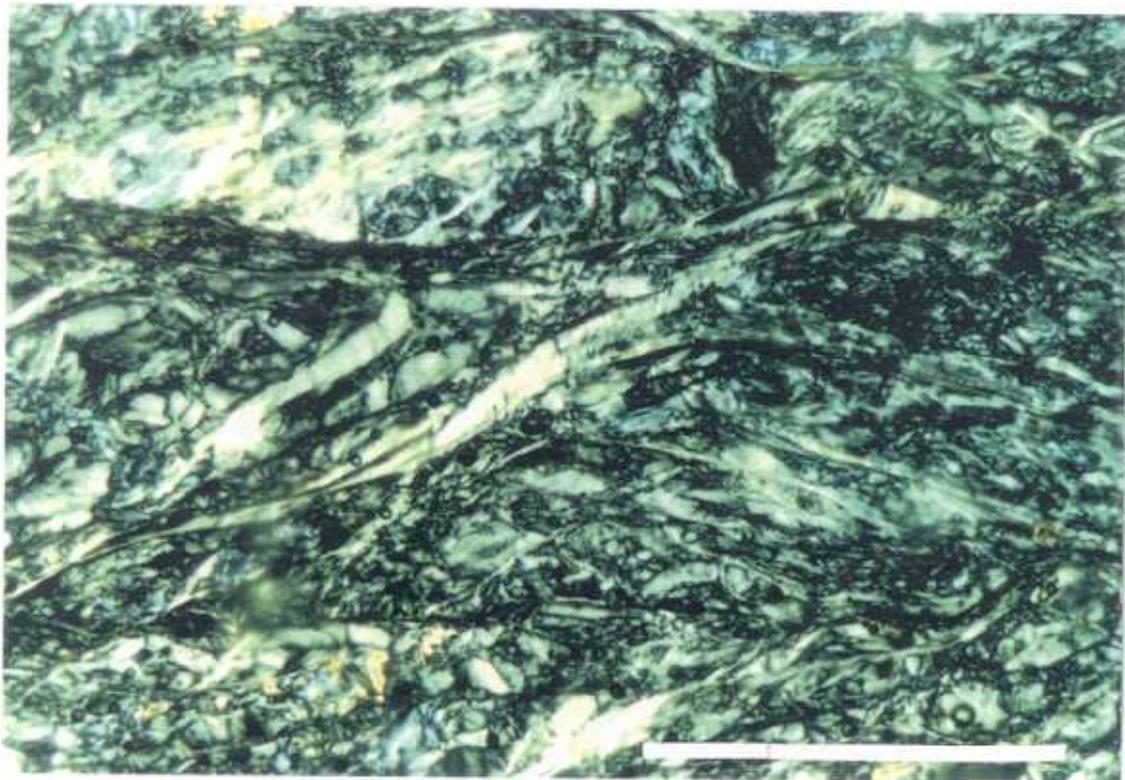
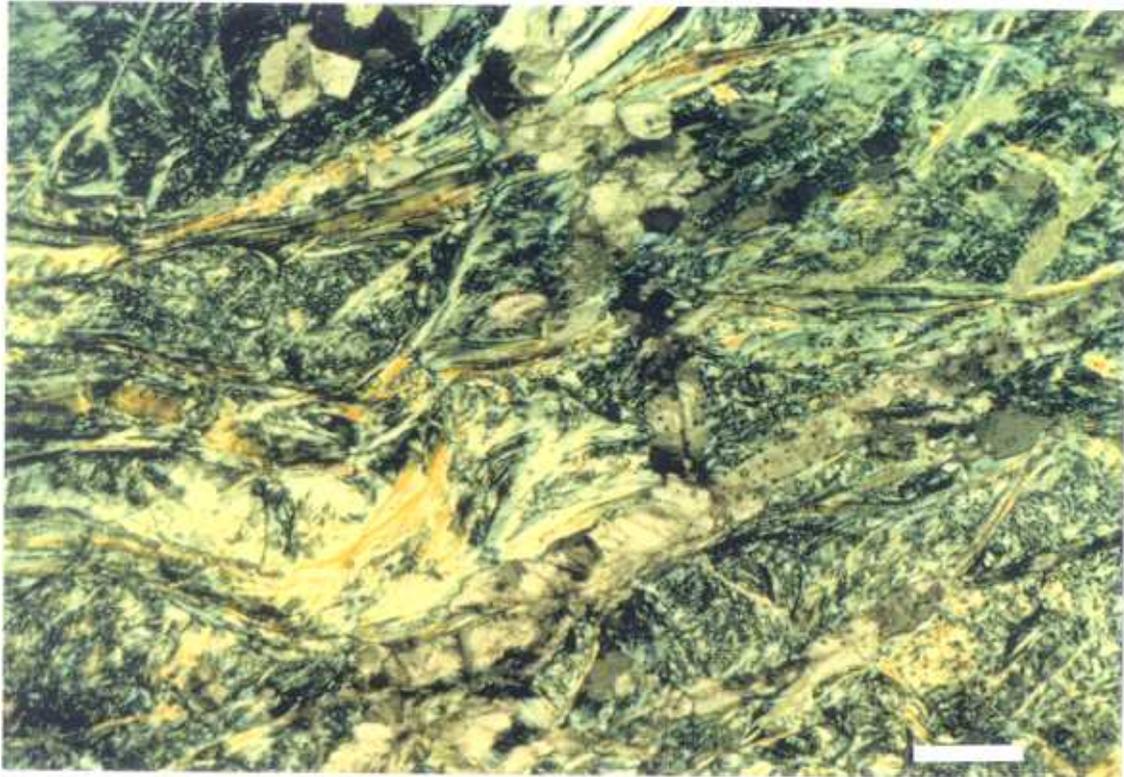


Figura 4.10.- Dos aspectos de serpentinita intensamente foliada, consecuencia de la deformación producida durante el emplazamiento del complejo. Además de serpentinita se observan carbonatos (A) y talco accesorio (B). Luz transmitida, nicoles cruzados. Escala=0,5 mm.

Las texturas descritas muestran correlación con el aspecto macroscópico. Así las texturas pseudomórficas y el primer tipo de las no pseudomórficas forman parte de los "nódulos" que dan el aspecto conglomerático a las serpentinas. El segundo tipo de las no pseudomórficas corresponde con la matriz esquistosa originada durante la segunda fase de deformación hercínica (Fig.4.11).

Además de las texturas descritas existen las vetiformes, de carácter tardío y que se superponen a todas las texturas anteriores con, aspectos variables y de pequeño tamaño (Figs.4.12).

A parte de la serpentina, otros minerales que forman a menudo parte de los constituyentes principales, en la paragénesis de estas rocas, son el talco y los carbonatos. La magnetita y a veces la clorita forman parte de estas rocas en cantidades accesorias.

El talco varía desde inexistente hasta formar rocas monominerales, aunque a menudo es un constituyente principal (Figs. 4.11 y 4.13A). Se desarrolla con posterioridad a la serpentina y más frecuentemente en las áreas más deformadas y los límites de los macizos serpentiniticos. La transformación a talcocitas borra las texturas pseudomórficas de las serpentinitas y únicamente se llegan a reconocer pseudomorfos de piroxenos a partir de magnetitas orientadas según antiguos planos de exfoliación.

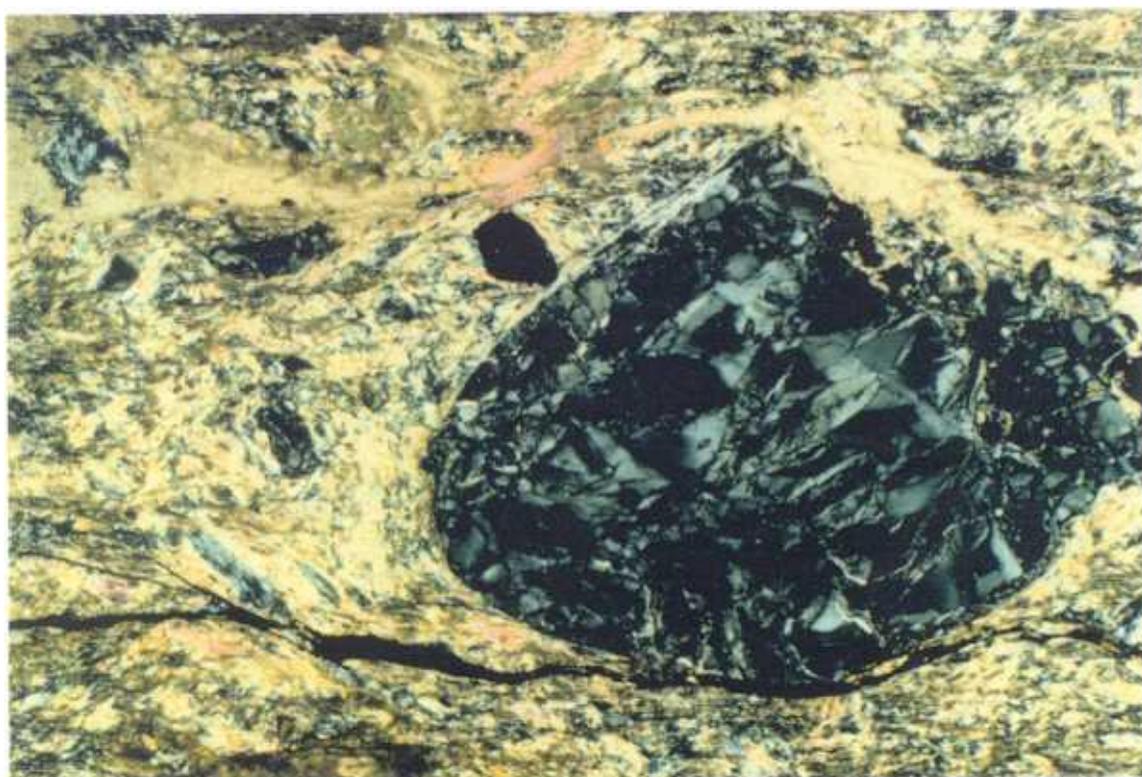
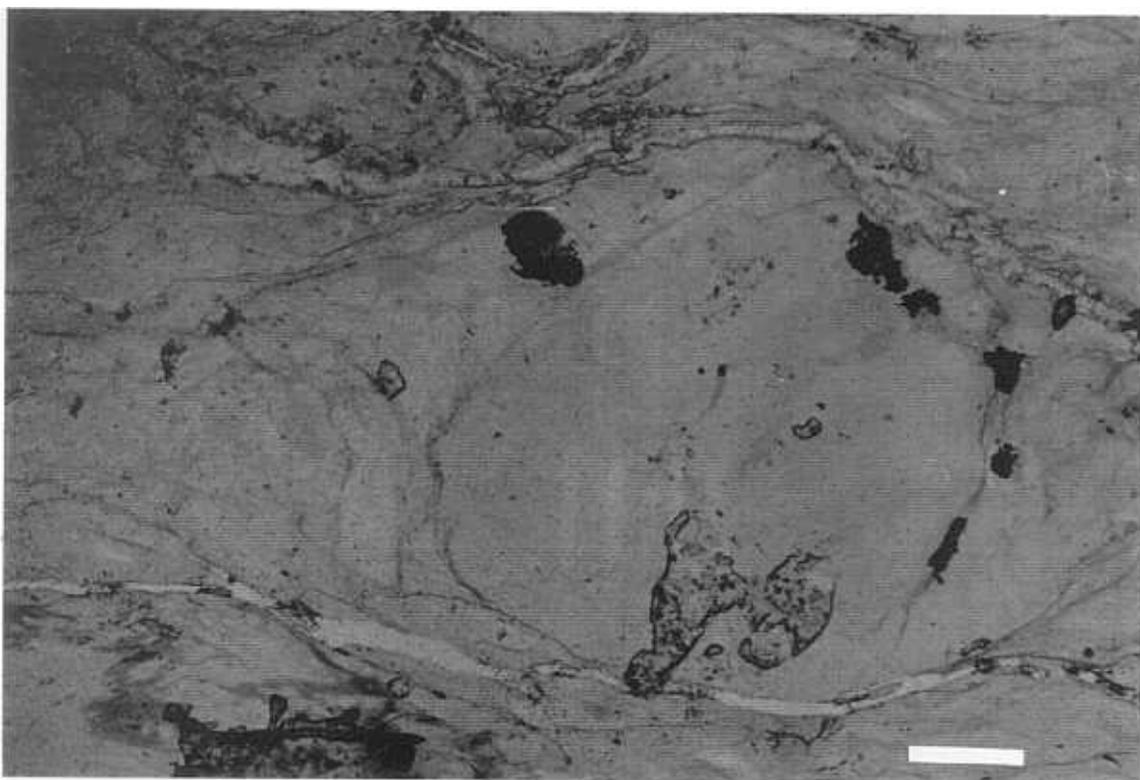


Figura 4.11.- Nódulo de serpentina pseudomórfica no deformado inmerso en una matriz de talco-serpentina con fuerte foliación. A) Luz transmitida, nicoles paralelos. B) similar a A), con nicoles cruzados. Escala=0,5mm

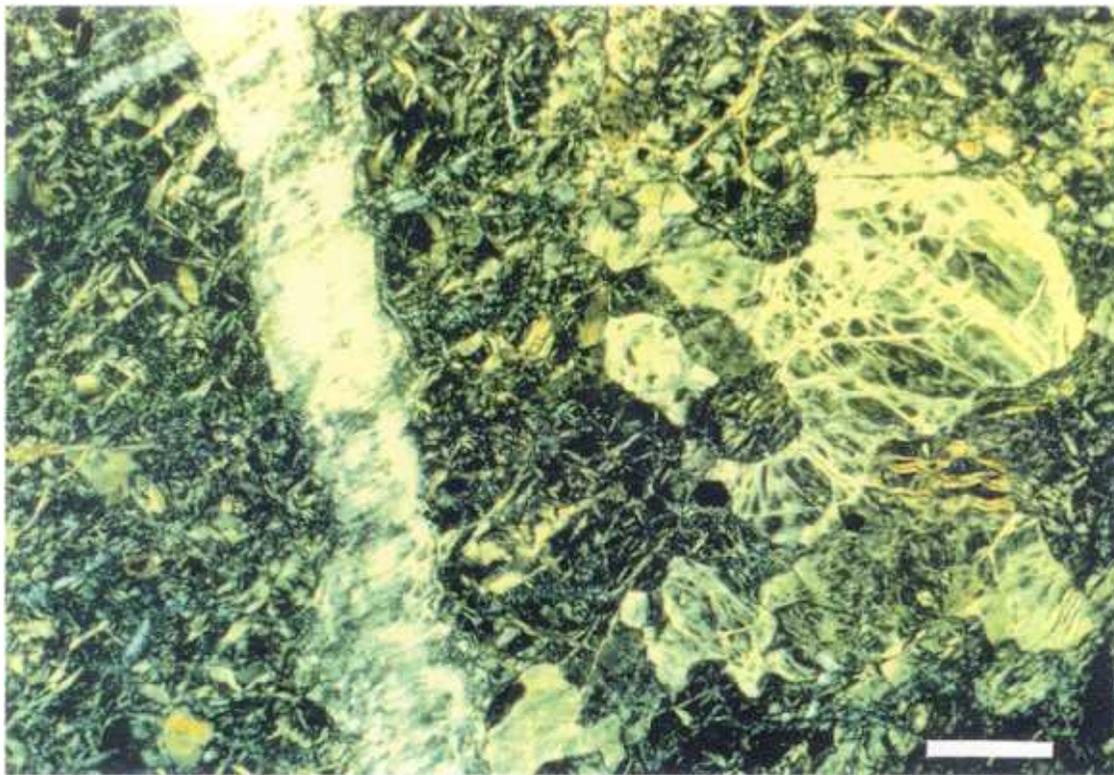
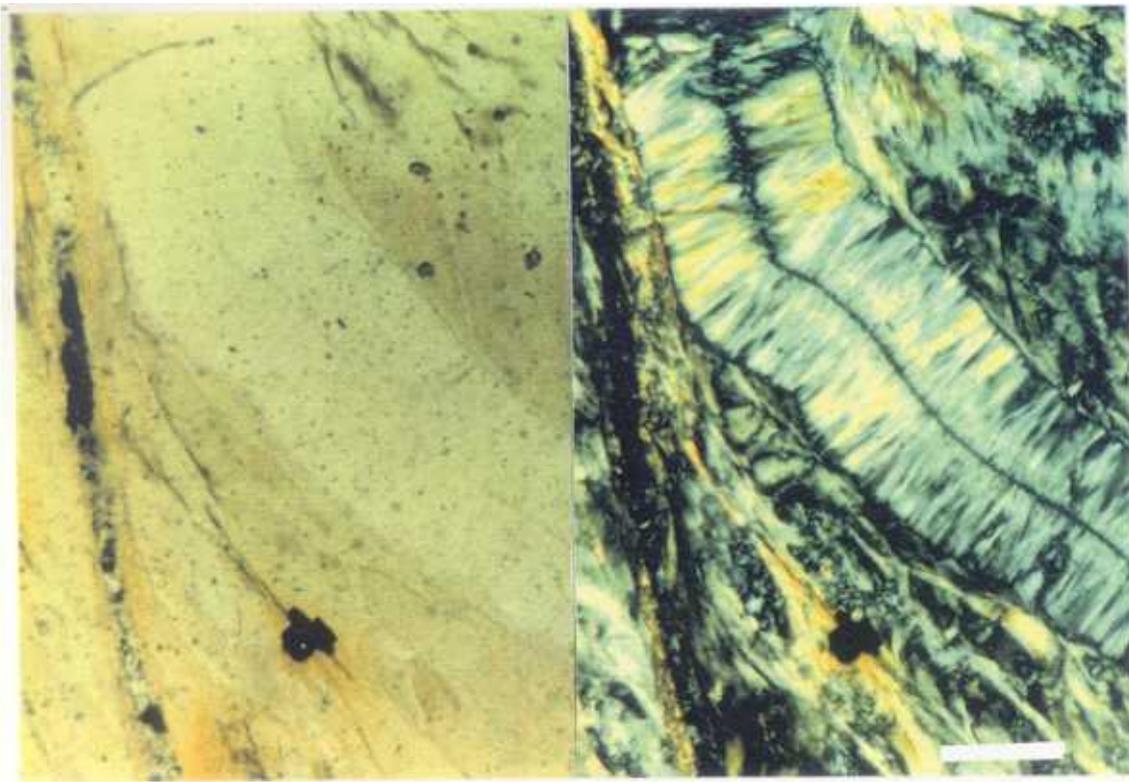


Figura 4.12.- Dos aspectos de serpentina vetiforme, desarrollada en fracturas. A) Luz transmitida, nicols paralelos (izda) y cruzados (dcha). B) Luz transmitida, nicols cruzados. Escala=0,5mm

Los carbonatos están presentes en cantidades muy variables, desde inexistentes hasta constituir gran parte de la roca. Su formación debió comenzar en estadios relativamente tempranos de la serpentización como lo evidencia la existencia de relictos de olivino en el momento de la carbonatación en alguna de las muestras (Fig. 4.13).

La total serpentización, talquitización y carbonatación, unido a la fuerte foliación que afecta a gran parte del volumen de las rocas, hace difícil averiguar cual fue la naturaleza original del protolito. No obstante, las texturas descritas en las serpentinas, indican que la roca debió estar formada principalmente por olivino y cantidades menores de piroxenos. Si tenemos en cuenta que las características químicas y tipos de las rocas asociadas son las típicas de las secuencias ofiolíticas (Arenas, 1985) así como la presencia de piroxenos deformados, previamente al emplazamiento del complejo y a la serpentización (Fig. 4.7), lo más probable es que se trate de harzburgitas con cantidades menores de dunitas. Este tipo de rocas son características de las peridotitas metamórficas o tectonitas existentes en la base de los complejos ofiolíticos y es en ellas, junto con las dunitas de la secuencia acumulado, donde se hallan las mineralizaciones de cromo asociadas a este tipo de complejos.

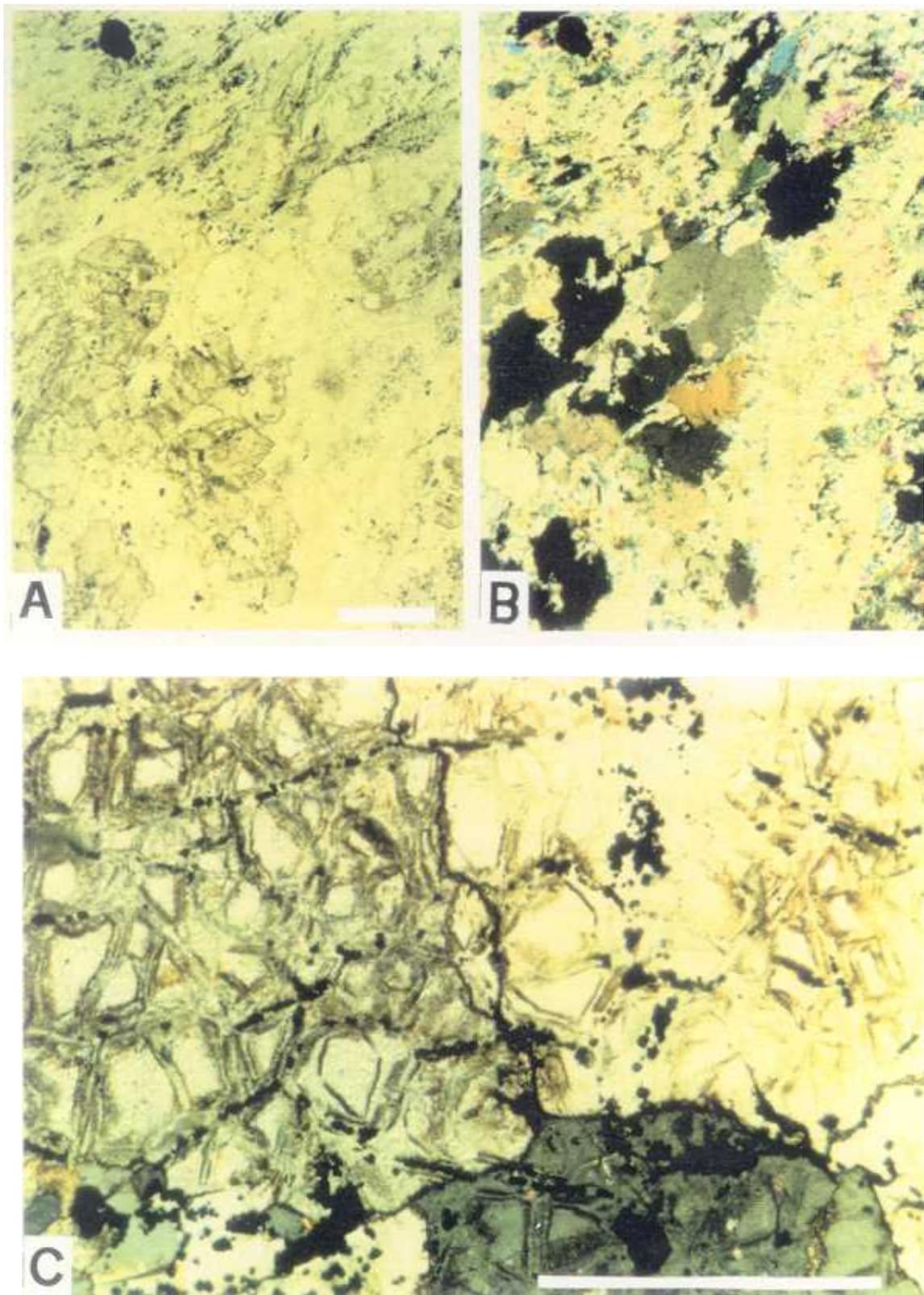


Figura 4.13.- A) El talco y carbonatos han reemplazado totalmente a una serpentinita. Luz transmitida, nicoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). B) Carbonatación total (magnesita) de una dunita en un estadio temprano de la serpentinización. Obsérvese como, en el momento de la carbonatación, estaban presentes todavía relictos de olivino, cuyos límites y textura en malla ha sido conservada. Luz transmitida, nicoles cruzados. Escala=0,5mm.

IV.2.2 Deformación

La manifestación más importante y más fácilmente visible, que como consecuencia de la actividad tectónica muestran las serpentinitas, corresponde a la originada durante el emplazamiento de los complejos, es decir a la segunda fase de deformación hercínica.

Esta deformación origina tanto la morfología de los cuerpos ultramáficos (Figs.4.1 y 4.2) y demás rocas del entorno, ya que los límites son tectónicos, como una esquistosidad variablemente penetrativa, que da lugar a una fuerte foliación en la serpentina (Fig. 4.10), la cual aísla fragmentos no afectados por la deformación (Fig. 4.11). Su orientación va a ser en general similar a la mostrada en otras litologías y en el borde del complejo (dirección variable en torno a N20E y buzamiento hacia el núcleo del complejo), si bien a veces presenta gran complejidad en el detalle debido probablemente a la plasticidad de estas rocas.

Se han observado también deformaciones previas a la descrita y a la serpentinización. Estas, se ponen de manifiesto en fragmentos donde no ha penetrado la S₂ mediante un plegamiento de las bastitas (Fig. 4.7), evidenciando posiblemente una textura porfiroclástica del protolito. Esta deformación debió de producirse en el manto, cuando las rocas formaban parte de una corteza oceánica.

Por último señalar que a veces se observan pequeños pliegues que afectan a la S₂, debidos probablemente a la tercera fase de deformación hercínica u otras más tardías.

IV.2.3 Metamorfismo

Las características metamórficas que muestra la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior en Cabo Ortegá, han sido deducidas, principalmente, a partir de las rocas básicas de la secuencia y corresponde, tal como se ha señalado en el capítulo II, a un metamorfismo de fondo oceánico pre-hercínico y otro epizonal en facies de esquistos verdes hercínico (Arenas, 1985).

En las rocas ultrabásicas se deduce la secuencia siguiente en los procesos de serpentización del olivino:

-Comienza la serpentización originando en el olivino una textura de borde de malla. La serpentización se interrumpe quedando relictos de mineral ocupando los centros de malla.

-Se reactiva la serpentización hasta desaparecer los relictos de olivino, originando serpentina isótropa o texturas en reloj de arena.

-Nucleación y crecimiento de antigorita formando

texturas "en llama" a partir de las pseudomórficas.

El emplazamiento del complejo se pudo producir en cualquiera de estas etapas, produciendo simultáneamente a este emplazamiento serpentización y/o recristalización de la serpentina.

Como hemos dicho en el apartado anterior, los minerales más habituales de las texturas pseudomórficas son la lizardita y la brucita, mientras que la textura en llama esta mayoritariamente formada por antigorita. La antigorita, aun siendo el mineral del grupo de las serpentinas más difícil de sintetizar, es más estable que los otros y es el que se forma a mayor temperatura (Moody , 1976; Wicks y Whittaker, 1977, Fig. 4.14).

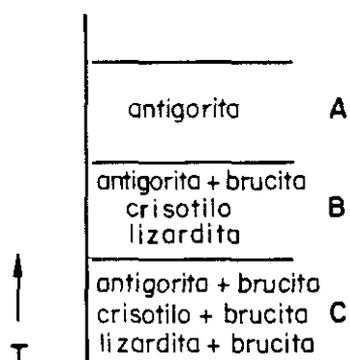


Figura 4.14.- Campos de estabilidad relativa frente a la temperatura de distintas paragénesis con serpentinitas (Wicks et al., 1977).

Basándose en el aumento o disminución de temperatura, ausencia o presencia de cizalla y nucleación de antigorita, Wicks y Whittaker proponen ocho regímenes de serpentización diferentes por combinación de estas variables. Una posible evolución de las texturas observadas en las serpentinitas de Moeche, en base a estas consideraciones y la naturaleza ofiolítica, podría ser la siguiente:

-En un regimen de temperatura constante o descendente, dentro de la historia oceánica de la ofiolita, se produce la serpentización parcial del olivino, la cual cesa por ausencia de agua o disminución de la temperatura. Esto da lugar a la formación de las texturas en borde de malla.

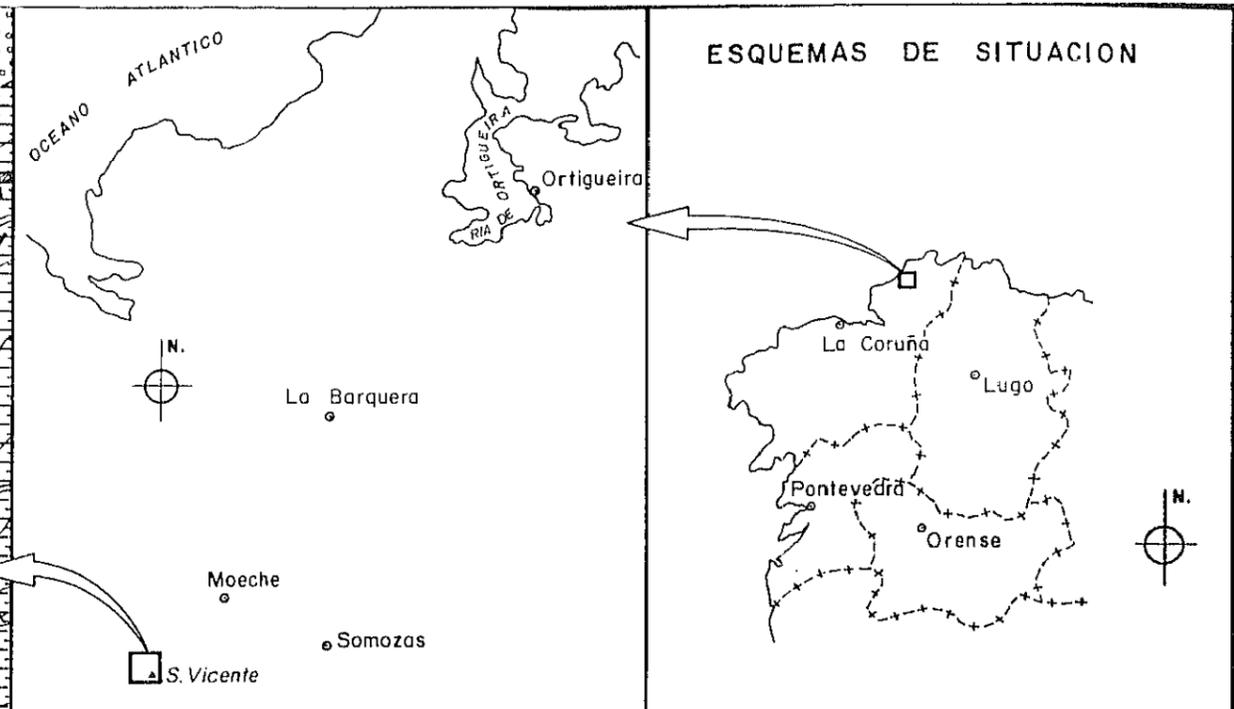
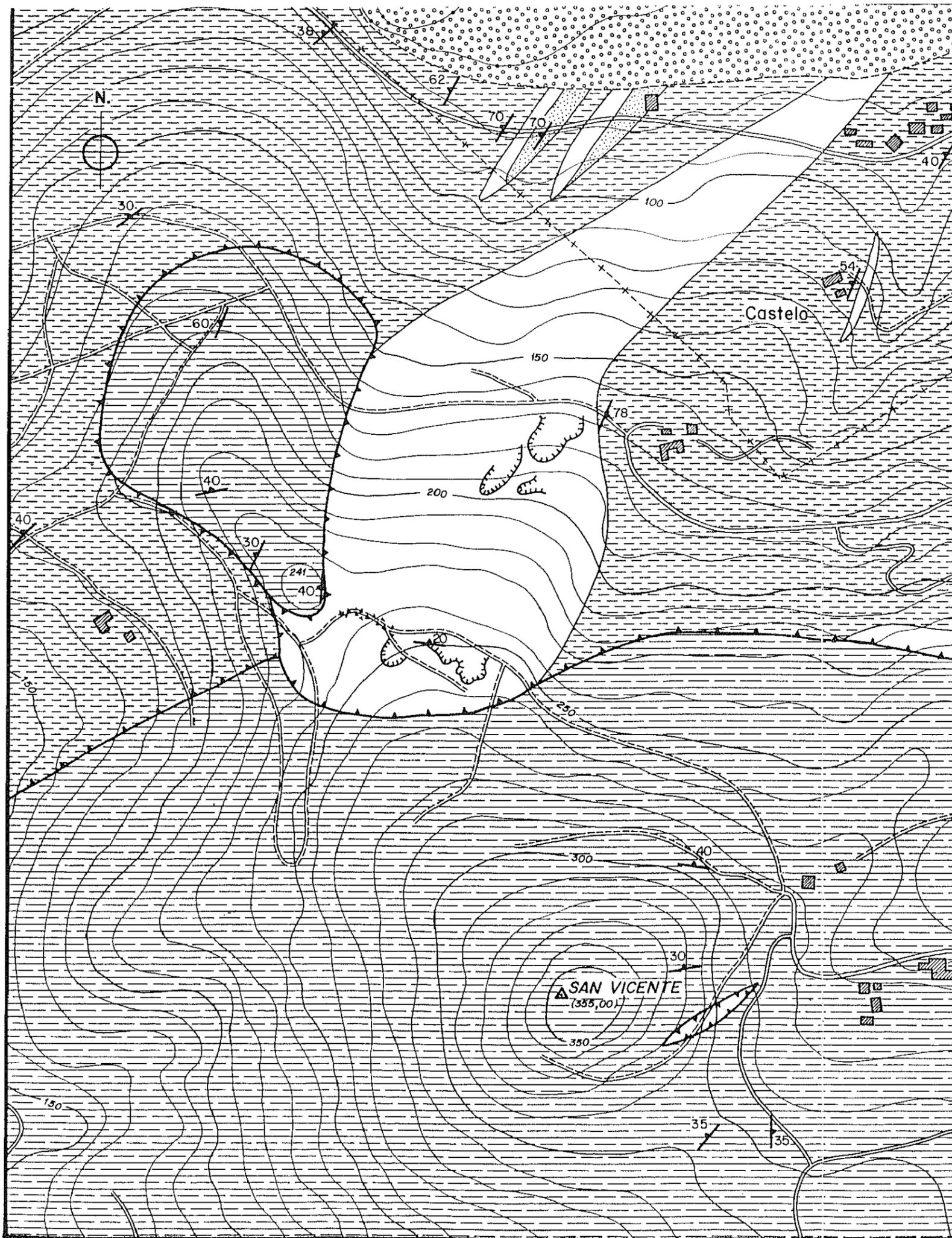
-Con posterioridad y en relación ya con el emplazamiento del complejo se produce un nuevo aporte de agua y/o un aumento progresivo de la temperatura que originaría la serpentización total (mostrada en la mayoría de las rocas) y la fábrica esquistosa de parte de la serpentina. El apilamiento de unidades, originaría el metamorfismo en facies de esquistos verdes, con P/T próximas a los 3 Kb y 400°C respectivamente (Arenas, 1985). Este metamorfismo habría dado lugar a las texturas "en llama" (antigorita) y a la formación de ferritcromita en los bordes de las cromoespinelas. El hierro que da lugar a la ferritcromita se habría liberado de los silicatos durante la serpentización.

IV.3 MINERALIZACIONES DE CROMO

Como ya se ha expuesto al tratar del encuadre minero-metalogénico, la presencia de mineralizaciones de cromo en las serpentinitas de Moeche ha sido puesta de manifiesto en el curso de estas investigaciones, sin que existiera previamente labores mineras o trabajos previos de exploración centrados en las cromitas. Si bien los hallazgos, debido a su pequeño tamaño, no muestran interés desde el punto de vista económico, abren expectativas interesantes para los cuerpos serpentiniticos de Moeche-Ortigueira una vez confirmada su presencia y tipología. Los indicios se pusieron de manifiesto al hallarse fragmentos de cromitita dispersos, sin que en un principio se detectaran mineralizaciones in situ.

Una de las zonas corresponde a la ladera norte del cerro de San Vicente. La figura 4.15 muestra el mapa geológico del entorno. Los fragmentos se hallaron en un camino a su paso por un macizo serpentinitico. Debido a que no se encontraron fragmentos fuera del camino y que este había sido relleno por escombros de una antigua cantera de rocas ornamentales próxima (Fig. 4.15), lo más probable es que los fragmentos procedieran de la citada cantera. En las escasas zonas accesibles de la misma no se observó mineralización.

La otra zona en la que se hallaron fragmentos se sitúa en la ladera de un pequeño cerro coronado por serpen-

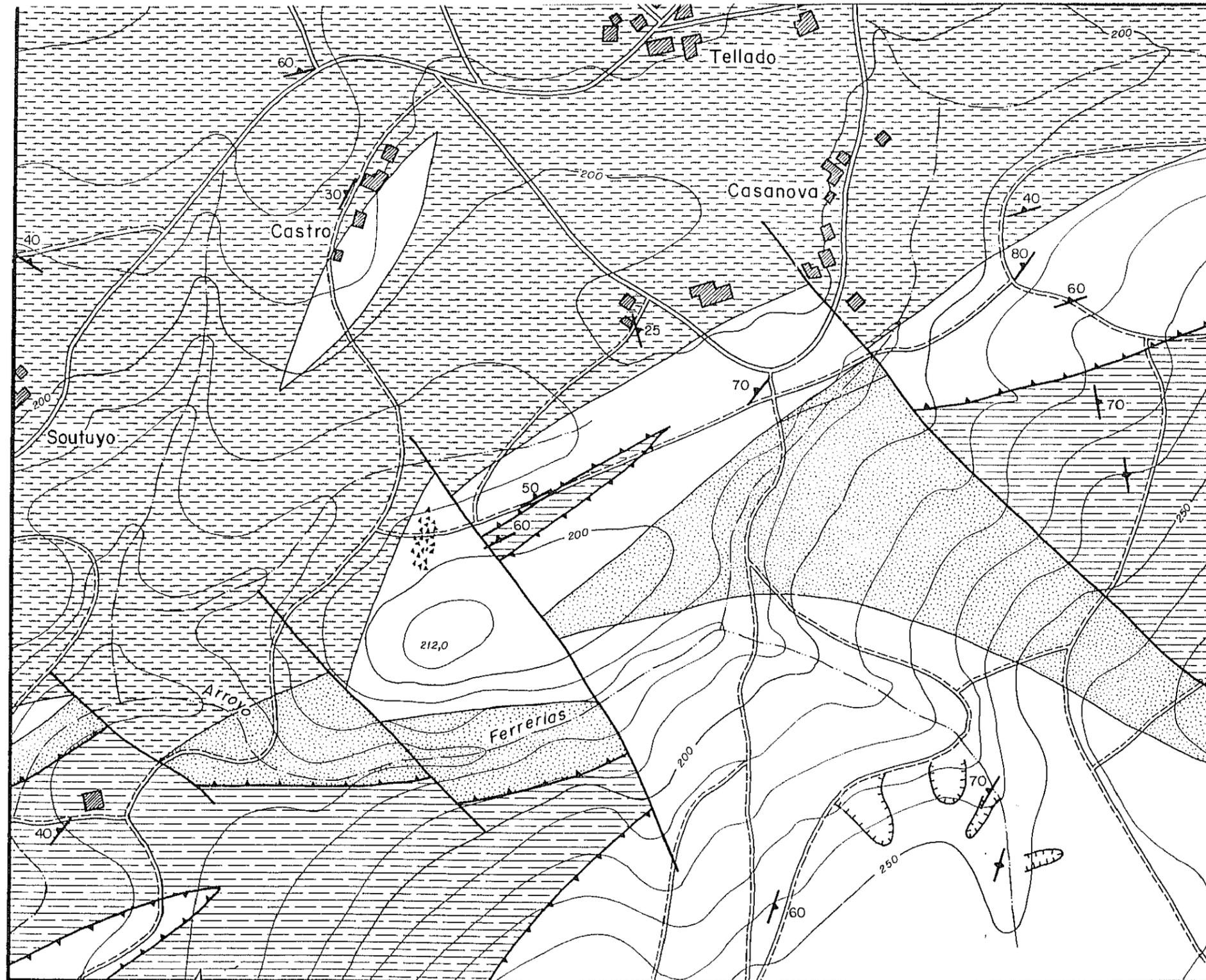


LEYENDA

-  Aluvial - CUATERNARIO
-  Pizarras - SILURICO AUTOCTONO
- COMPLEJO CABO ORTEGAL**
-  Esquistos verdes
- UNIDAD OFIOLITICA**
-  Serpentinitas frecuentemente transformadas parcial o totalmente a talco
-  A.- Area con dispersión de fragmentos de cromitita
-  Rocas metabásicas
-  Cabalgamiento
-  Contacto mecánico
-  Contacto discordante
-  Dirección y buzamiento de la esquistosidad principal
-  Explotación abandonada de rocas serpentiniticas para ornamentación



FIG. 4.15



LEYENDA

 Pizarras - SILURICO AUTOCTONO

COMPLEJO CABO ORTEGAL

 Esquistos verdes

UNIDAD OFIOLITICA

 Serpentinitas frecuentemente transformadas parcial o totalmente a talco

A

A.- Area con dispersión de fragmentos de cromitita

 Rocas metabásicas

:

 Cabalgamiento

 Contacto mecánico

 Falla

 Dirección y buzamiento de la esquistosidad principal

 Explotación abandonada de rocas serpentínicas para ornamentación

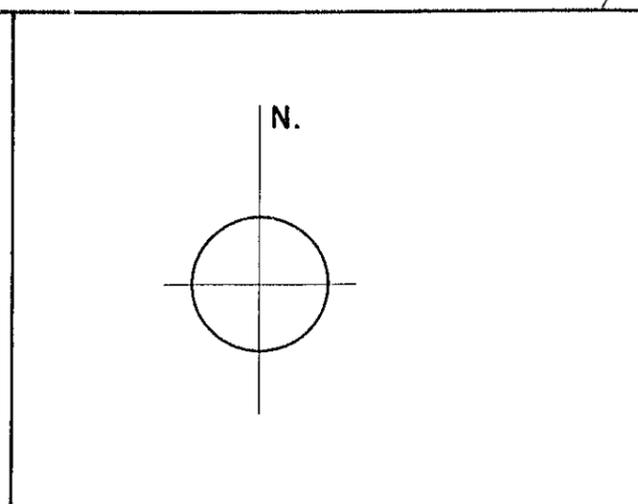


FIG. 4.16

tinitas en las proximidades de Santa Cruz de Moeche. En la figura 4.16 se muestra un mapa geológico del entorno. Debido a la ausencia de afloramientos se realizaron calicatas mecánicas con la ayuda de una retroexcavadora hidráulica que condujeron a la localización in situ de una masa de cromita de 4m de longitud máxima, muy tectonizada e intercalada con serpentinitas.

La complejidad tectónica del area queda puesta de manifiesto en las cartografías de las figuras 4.15 y 4.16. Esta complejidad se manifiesta también a escala de detalle en las calicatas e incluso en la mineralización (Fig. 4.17).

Además de estas mineralizaciones existen, en todas las serpentinitas como espinelas accesorias, las cuales constituyen generalmente el único relicto de la paragénesis original.

A continuación vamos a tratar aspectos morfológicos de la mineralización de Santa Cruz de Moeche, tipos de rocas del encajante inmediato y aspectos texturales y químicos, tanto de la mineralización como de las cromoespinelas diseminadas.

IV.3.1 Aspectos morfológicos y estructurales

La mineralización de Santa Cruz de Moeche es la única que se ha observado in situ, al ser cortada por una calicata

mecánica (Fig. 4.17).

La morfología está afectada por la fuerte tectonización que afecta a la zona (Fig. 4.16) y que se pone de manifiesto también en las calicatas (Fig 4.17). La intensa foliación en el entorno de la mineralización es muy variable, dominando direcciones entre N50-60E y buzamientos de 30-60NW.

La mayor competencia de las cromititas frente a la serpentinitas, hace que gran parte de los contactos entre ambas sean tectónicos. No obstante en ocasiones se observan contactos normales, que representan el límite real de la mineralización, previa a la deformación ocasionada durante el emplazamiento de la unidad (segunda fase de deformación hercínica).

Con estos datos podemos afirmar que la morfología más probable de la mineralización, previa a esta deformación, debió de ser irregular con contactos netos con la roca encajante.

IV.3.2. Características petrográficas del encajante en el entorno de la mineralización.

En el apartado IV.2 se han estudiado diferentes aspectos petrológicos de los macizos serpentiniticos, encajante regional de la mineralización. En él se llegaba a la

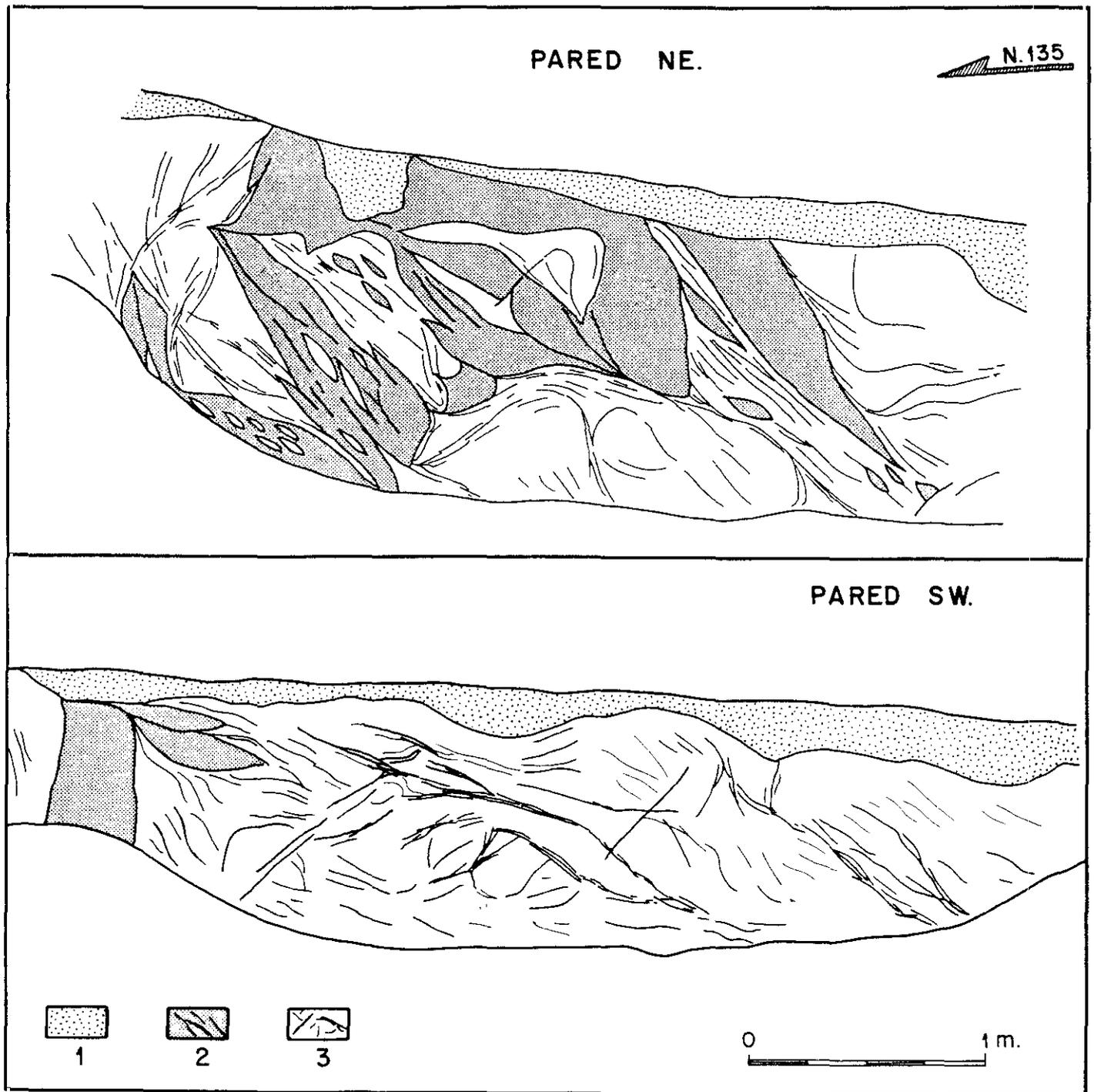


Figura 4.17.- Esquema de la mineralización de cromita, cortada por una calicata mecánica, en las proximidades de Santa Cruz de Moeche. (1) Suelo; (2) Cromitita. (3) Talco-serpentinitas;

conclusión de que de que el protolito debió de ser harzburgítico con cantidades menores de dunitas. En el entorno inmediato de la mineralización las muestras contienen abundante talco, estando generalmente la serpentina en menor proporción. Los carbonatos se hallan formando agregados irregulares repartidos uniformemente en las muestras y rellenando fracturas. De visu dan lugar a un moteado pardo en la roca.

La marcada esquistosidad presente en las serpentinas hace que no sea posible distinguir, en varias de las muestras, texturas pseudomórficas indicativas de la naturaleza original de la roca. No obstante en los casos en que esto ha sido posible, se distinguen texturas en malla, muy recristalizadas, indicativas de un protolito dunitico en el entorno inmediato de la mineralización

IV.3.3. Caracteres texturales

Las **cronoespinelas** **diseminadas** en los macizos muestran tamaños y morfologías muy variadas, aunque dominan texturas xenomórficas y granos de tamaño inferior al milímetro. Es muy frecuente que estos minerales muestren bordes de ferritcromita y recrecimientos de magnetita. Esto se manifiesta mediante una mayor opacidad en luz transmitida o aumento de reflectividad en luz reflejada (Fig. 4.18). Estos cambios composicionales se producen como consecuencia de la serpentización (se forma magnetita secundaria entorno a la

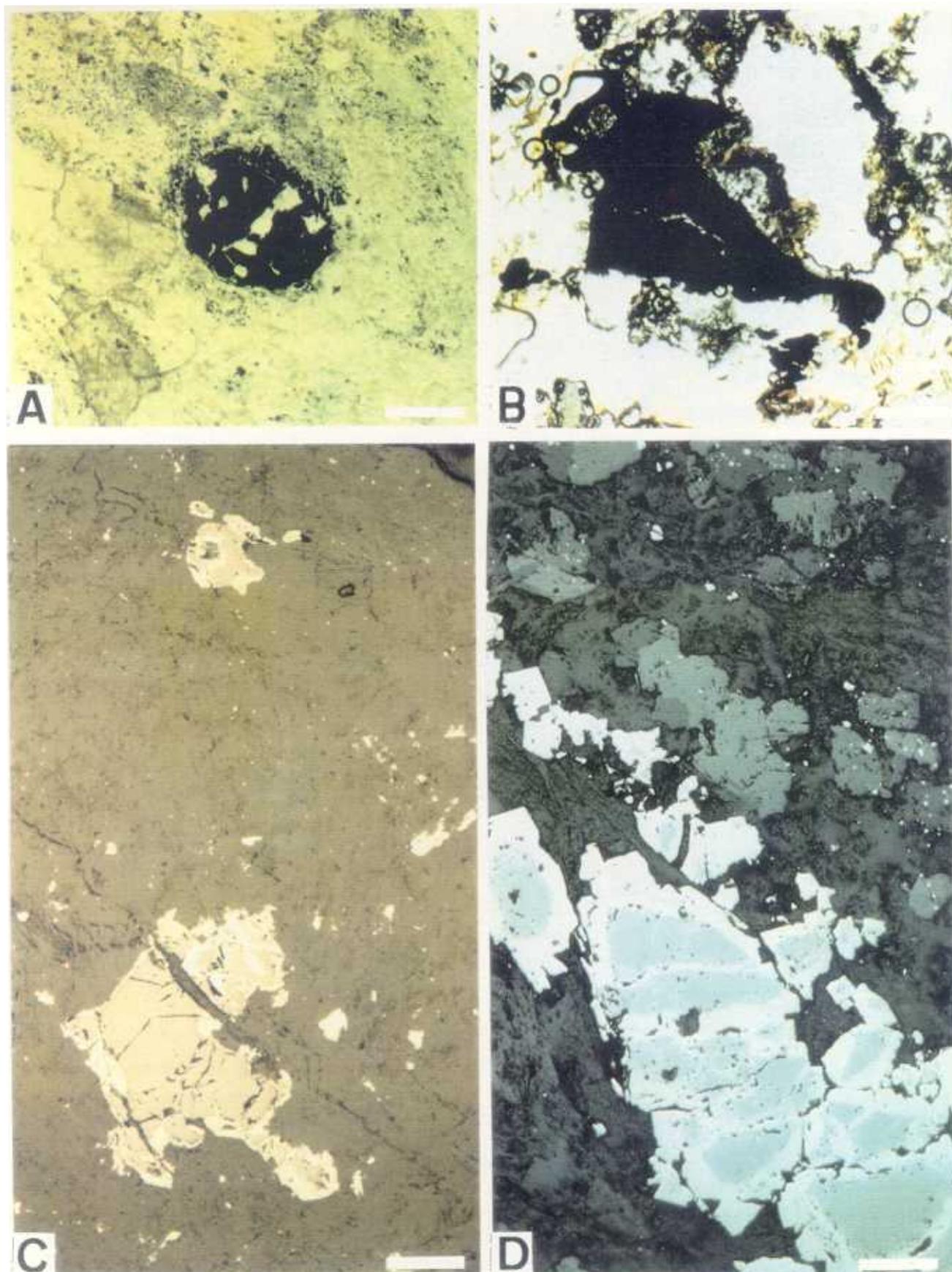


Figura 4.18.- Aspectos de crocoitas diseminadas en las serpentinitas de Moeche. (A) Reemplazamiento total por magnetita. L.T.; (B) Crocoita irregular con reemplazamiento parcial por magnetita. L.T.; (C) Contactos netos entre núcleos de grano crocoíticos (menos reflectivos) y bordes magnetíticos (blanco). L.R. (D) Contacto progresivos entre núcleos de grano crocoíticos con bordes ferritcrocoíticos y magnetíticos. L.R. Escala= 0.125 mm

cromita) y del metamorfismo, el cual da lugar a la reacción de la magnetita con la cromita (Bliss y MacLean, 1975; Moody, 1976).

Las cromoespinelas diseminadas en serpentinitas, de las inmediaciones de la mineralización de Santa Cruz de Moeche, son muy escasas, de pequeño tamaño (generalmente inferior a 0.2 mm) y de tendencia idiomórfica.

La mineralización de cromita de la figura 4.17 muestra contactos netos con las rocas encajantes (Fig. 4.19A), incluso a nivel de lámina delgada. No obstante, el porcentaje de silicatos intergranulares aumenta en los últimos milímetros antes del contacto. Las zonas internas de la mineralización son predominantemente masivas (Figs. 4.20A y B), con granos coalescentes fracturados y texturas xenomórficas, siendo a veces difícil delimitar sus contornos originales. El tamaño de grano oscila entre 0.2 y 5 mm, dominando volumétricamente los de mayor tamaño. Los espacios intergranulares están formados por serpentina pseudomórfica de olivino (Figs. 4.19B y C).

La foliación que afecta a las serpentinitas corta también la mineralización, y debido a la competencia de estas rocas, origina texturas cataclásticas (Figs. 4.20C y D).

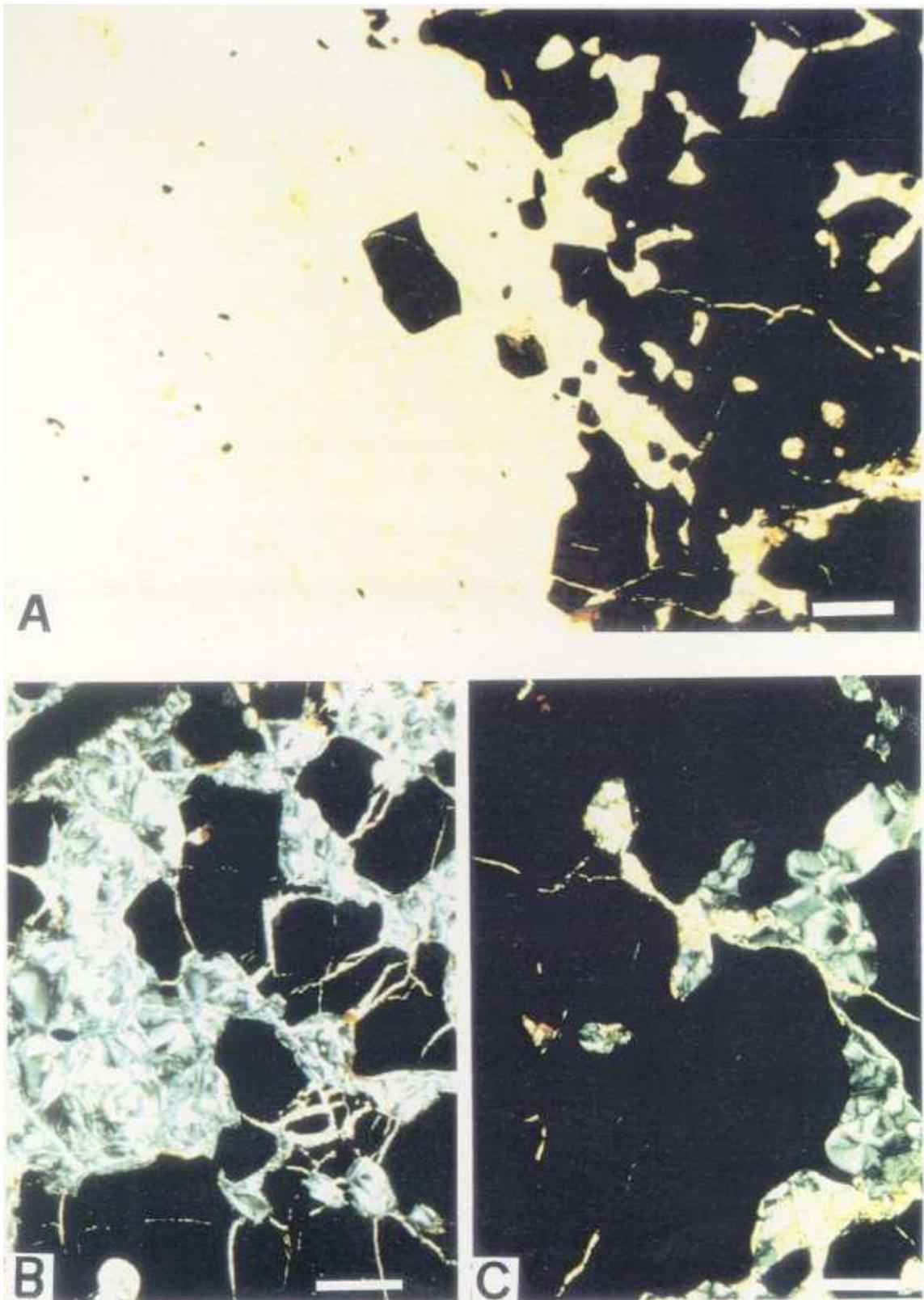


Figura 4.19.- Aspectos de la mineralización de cromita de Santa Cruz de Monche. (A) Contacto neto de la mineralización con talco-serpentinita encajante. L.T. (B) y (C) Cromita semimasiva y masiva con serpentina y talco intergranulares, procedentes de olivino. L.T. Escala= 0.5 mm.

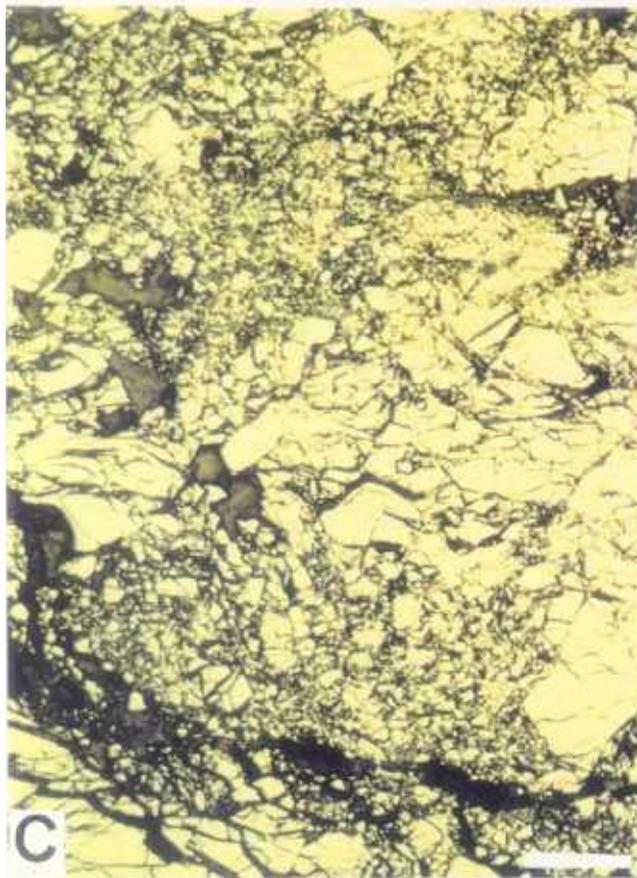
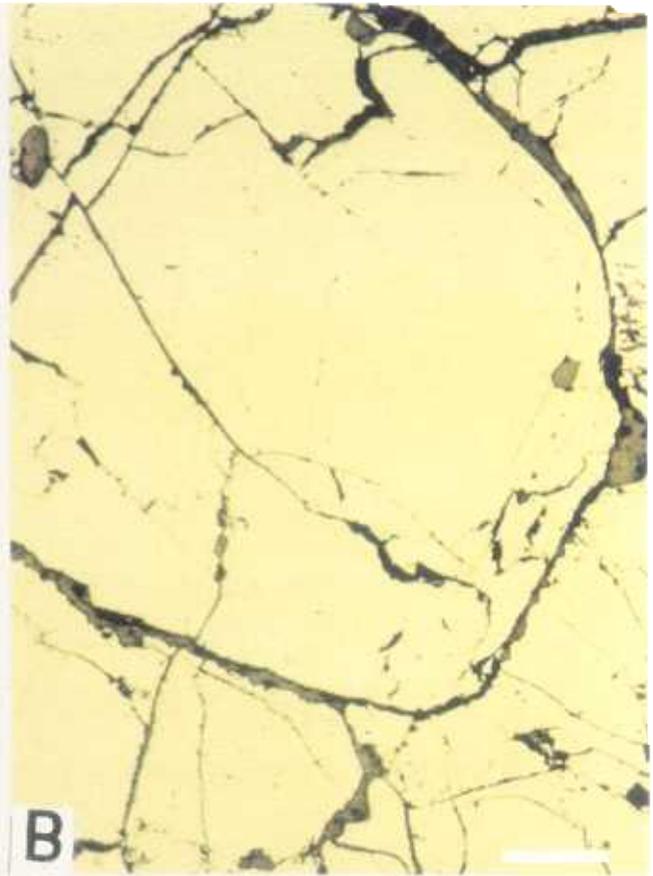
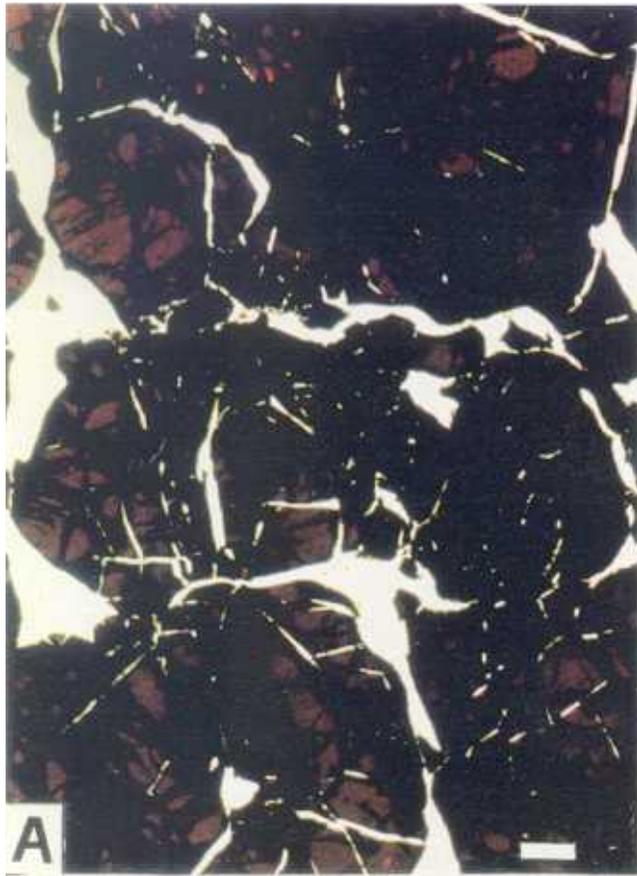


Figura 4.20.- Aspectos de mineralización masiva de Santa Cruz de Moecha. (A) Acumulado cromítico con granos redondeados y escasos espacios intergranulares. L.T. (B) Acumulado cromítico en el que es difícil delimitar los bordes de grano primitivos. L.R. (C) Mineralización masiva brechificada. L.R. (D) Detalle de la anterior. L.R. Escala= 0.25mm.

IV.3.4 Características químicas

IV.3.4.1 Cromoespinelas accesorias en las serpentinitas.

En las cromitas diseminadas, el Cr es el principal catión trivalente, presentando importantes sustituciones por Al y escasas cantidades de Fe^{+3} . En cuanto a los cationes divalentes el Mg es más abundante que el Fe^{+2} , por lo que composicionalmente se trataría de magnesiocromita rica en Fe^{+2} .

Estas cromitas muestran una amplia variación en la relación Cr/Al mientras que la relación Fe/Mg se mantiene en unos márgenes muy estrechos. Estas características químicas son típicas de los macizos ultrabásicos ofiolíticos (Irvine, 1967; Leblanc et al., 1980) y han sido descritas por los diferentes investigadores en las rocas encajantes de los principales depósitos de este tipo (Urales, Turquía, Filipinas, Nueva Caledonia, Chipre, etc).

En las figuras 4.21 y 4.22 se han representado las relaciones $Cr/(Cr+Al)$ frente a $Mg/(Mg+Fe)$ y los porcentajes de cationes trivalentes respectivamente. En ellos se observa que las cromoespinelas diseminadas de los macizos serpentiniticos de Moeche se adaptan bien a los campos composicionales habituales de las ofiolitas. Por otra parte, su bajo contenido en TiO_2 es característico también de las cromitas ofiolíticas (Dickey, 1975; Leblanc et al., 1980).

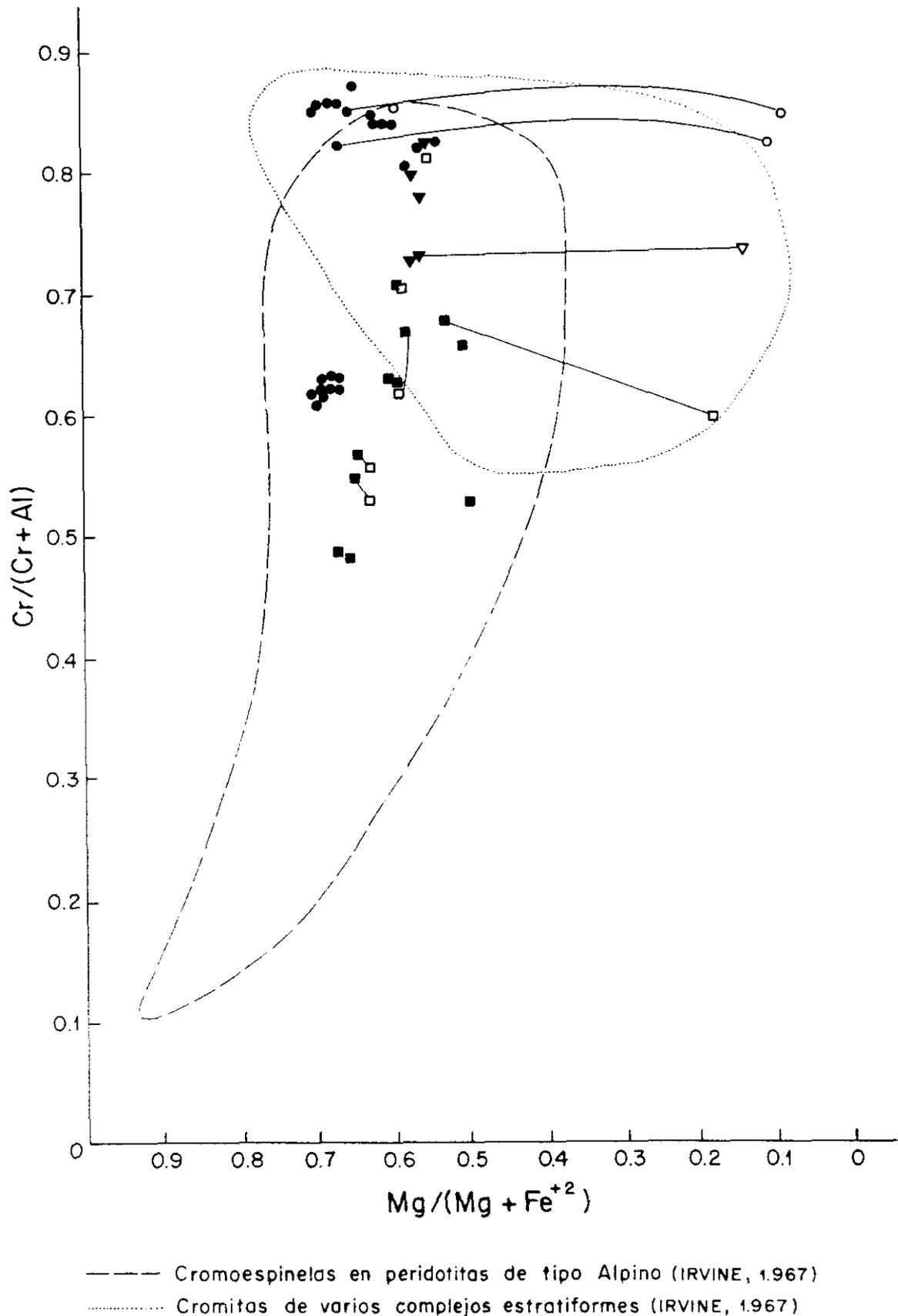


Figura 4.21.- Proyección de la composición de las cromitas de las serpentinitas de Moeche sobre un diagrama $Cr/(Cr+Al)$ - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. (●) Cromita masiva (mineralizaciones); (■) cromita diseminada; (▼) cromita diseminada en el entorno de la mineralización; (○), (□), (▽) bordes de grano respectivos.

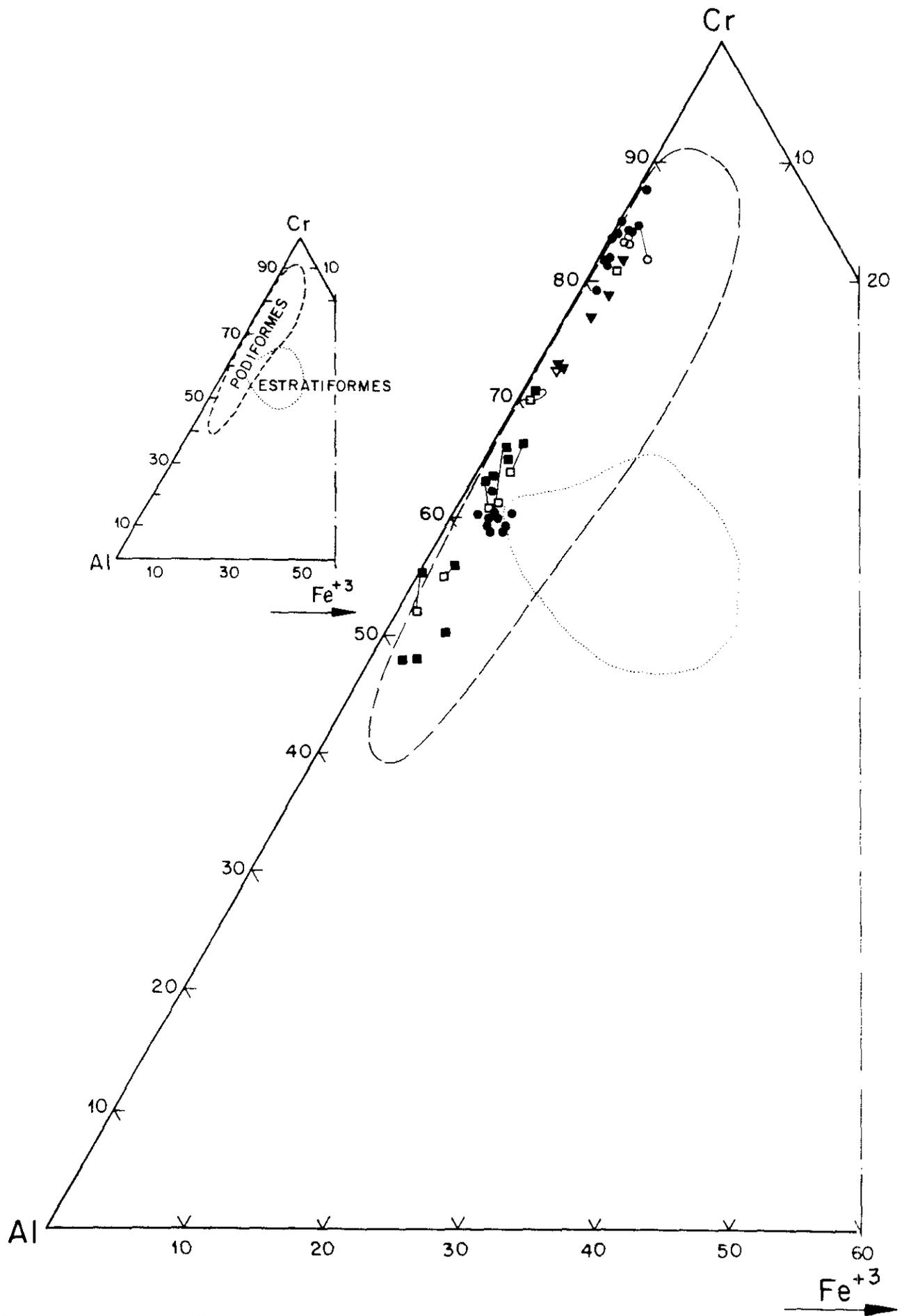


Figura 4.22.- Proyección de la composición de las cromitas de las serpentinitas de Moeche sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromitas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.

La serpentización y procesos de metamorfismo producen recrecimientos de magnetita y modificación en la composición desde los núcleos de los granos hasta los bordes. Estas modificaciones se traducen en un menor contenido en cromo hacia los bordes de grano en favor de Al y en menor proporción de Fe^{+3} . Los cationes divalentes no muestran generalmente zonación, excepto en 2 o 3 micras del borde de grano o fracturas. En este caso gran parte del del Mg es sustituido por Fe^{+2} . En los bordes más externos (magnetíticos), no siempre existentes, el Fe^3 y Fe^{+2} han sustituido a los cationes trivalentes y divalentes respectivamente, quedando únicamente pequeñas cantidades de cromo. En la tabla IV.1 se han representado los principales cationes en base a cuatro oxígenos de dos muestras representativas de estos procesos de alteración (Véase tablas de análisis en los anexos).

TABLA IV.1
PRINCIPALES CATIONES EN BASE A CUATRO OXIGENOS DE CROMOESPINELAS DISEMINADAS Y ALTERACIONES DE BORDE DE GRANO. ANALISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------|------|------|------|------|------|
| Al | 0.65 | 0.73 | 0.00 | 0.63 | 0.78 |
| Cr | 1.32 | 1.22 | 0.06 | 1.32 | 1.18 |
| Fe+3 | 0.02 | 0.05 | 1.93 | 0.04 | 0.03 |
| Mg | 0.59 | 0.61 | 0.00 | 0.55 | 0.18 |
| Fe+2 | 0.41 | 0.38 | 0.97 | 0.45 | 0.77 |

Los análisis 1, 2, y 3 corresponden al núcleo, borde intermedio y borde externo respectivamente, de un mismo grano. Los análisis 4 y 5 corresponden a núcleo y borde de otro grano.



FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

IV.3.4.2. Mineralizaciones de cromita

Tanto en la mineralización del Cerro de S. Vicente como en la de Santa Cruz de Moeche se observan composiciones homogéneas, aunque distintas entre sí. En la tabla IV.2, correspondiente a análisis representativos de las cromitas de Moeche (núcleos de grano), los análisis 5 y 6 corresponden a composiciones extremas de la mineralización de Santa Cruz (véanse tablas de análisis en los anexos).

TABLA IV.2
ANÁLISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA DE CROMOESPINELAS REPRESENTATIVAS DE LAS SERPENTINITAS DE MOECHE.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | .00 | .00 | .00 | .01 | .03 | .02 | .01 | .09 | .36 |
| TiO ₂ | .02 | .00 | .06 | .01 | .15 | .04 | .06 | .03 | .00 |
| Al ₂ O ₃ | 24.73 | 25.53 | 15.35 | 17.38 | 7.98 | 6.41 | 10.48 | 20.88 | 21.09 |
| V ₂ O ₃ | .18 | .16 | .22 | .20 | .14 | .14 | .15 | .16 | .17 |
| Cr ₂ O ₃ | 40.82 | 45.93 | 56.50 | 52.61 | 64.90 | 66.99 | 61.56 | 49.21 | 49.71 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.78 | .00 | .31 | .94 | .31 | .44 | .71 | 3.07 | 1.80 |
| MgO | 11.53 | 14.38 | 12.50 | 12.43 | 13.22 | 13.12 | 12.16 | 15.79 | 16.02 |
| CaO | .00 | .00 | .00 | .00 | .02 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| MnO | .00 | .00 | .00 | .00 | .19 | .22 | .00 | .00 | .04 |
| FeO | 17.76 | 1.94 | 15.35 | 15.34 | 12.78 | 12.85 | 15.08 | 11.37 | 11.32 |
| NiO | .01 | .03 | .00 | .06 | .04 | .01 | .08 | .19 | .16 |
| ZnO | .22 | .10 | .17 | .11 | .00 | .00 | .09 | .07 | .05 |
| Total | 99.01 | 100.08 | 99.08 | 100.47 | 99.76 | 100.23 | 100.37 | 99.86 | 100.73 |

Fórmula en base a 4 oxígenos de los principales cationes.

| | | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Al | .91 | .90 | .57 | .65 | .31 | .25 | .40 | .74 | .76 |
| Cr | 1.00 | 1.09 | 1.41 | 1.32 | 1.68 | 1.74 | 1.52 | 1.18 | 1.18 |
| Fe+3 | .09 | .00 | .01 | .02 | .01 | .01 | .02 | .07 | .04 |
| Mg | .53 | .64 | .59 | .59 | .64 | .64 | .59 | .71 | .71 |
| Fe+2 | .46 | .35 | .41 | .41 | .35 | .35 | .41 | .29 | .29 |

1-4.- Cromitas diseminadas en serpentinitas procedentes de diferentes macizos. 5-7.- Cromita masiva, zona de Sta Cruz de Moeche. 8 y 9.- Cromita masiva, zona del Cerro San Vicente.

En las dos mineralizaciones se trata de magnesio-cromitas al igual que las cromoespinelas accesorias de las serpentinitas. No obstante en este caso los contenidos en Cr son superiores, llegando a valores próximos al 67% de Cr_2O_3 en detrimento del Al y en menor proporción del Fe^{+3} .

Las cromitas diseminadas en el entorno inmediato de la mineralización presentan contenidos muy similares a los de la masa mineral aunque ligeramente inferiores en Cr y Mg.

Cuando se comparan entre sí las dos mineralizaciones se observa nuevamente una diferencia en la relación Cr/Al (Figs 4.27 y 4.28). Este es un hecho bien conocido en las mineralizaciones de los complejos ofiolíticos (Thayer, 1964; Dickey, 1975; Hock et al., 1986) y es el que permite la existencia de la bimodalidad de mineralizaciones metalúrgicas (cromita rica en cromo) y refractarias (ricas en aluminio).

Los cationes divalentes muestran menores variaciones. No obstante, si se compara la relación $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ en las cromitas masivas, frente a la diseminadas, se observa una relación similar o superior en las primeras (Fig. 4.27), hecho que también ha sido puesto de manifiesto en otros complejos (Leblanc, 1986).

En cuanto a la variación composicional núcleo-borde en las mineralizaciones, es muy escasa excepto cuando el grano está en contacto con serpentina intergranular abundante. Las fracturas que cortan los granos de cromita originan un fino halo más reflectivo, en el que se produce un reemplazamiento casi total del Mg por el Fe^{+2} y disminuye ligeramente el contenido en cromo. El hecho de que la mineralización masiva esté menos alterada en sus bordes o fracturas, se debe probablemente a la escasa proporción de minerales intergranulares de la cromita, ya que el intercambio catiónico durante la serpentización y metamorfismo es mínimo.

IV.4 MODELO GENETICO

El contexto genético más probable para las mineralizaciones de cromo existentes en las serpentinitas de Moeche-Ortigueira, es el de una litosfera oceánica s.l. Más concretamente se trataría de mineralizaciones encajando en las tectonitas o peridotitas "residuales" que forman la parte inferior de esa litosfera. Las características que avalan esta afirmación son:

- Las litologías relacionadas con las serpentinitas son características de las ofiolitas y dentro de ellas, los datos geoquímicos de rocas básicas indican que se trata de toleitas cuarzonormativas y olivínicas, tipo MORB.
- En base a las texturas pseudomórficas, se observa que las serpentinitas encajantes de las mineralizaciones, provienen de protolitos harzburgíticos, con cantidades menores de dunitas. Esta litología es característica de las peridotitas "residuales" situadas en la base de los complejos ofiolíticos.
- La morfología de la mineralización de Santa Cruz de Moeche es irregular y muestra contactos netos con las serpentinitas encajantes.
- La litología en contacto con la mineralización está constituida por serpentinitas de protolito dunítico.

-Las características químicas de las cromitas (tanto accesorias como masivas) muestran una amplia variabilidad en la relación Cr/Al con cantidades escasas de Fe⁺³.

Todas estas características coinciden con las que presentan las mineralizaciones existentes en los complejos ofiolíticos, las cuales se supone que se han formado en diferentes situaciones dentro de las zonas de dorsal.

La hipótesis tradicional sobre el origen de las mineralizaciones de cromita (Thayer, 1964), considera que éstas se han emplazado como acumulados de cámaras magmáticas. Los magmas, a su vez, se habrían formado a partir de una fusión parcial del manto, siendo precisamente la peridotita metamórfica el residuo o manto empobrecido. Con el desarrollo de la tectónica de placas, la mayoría de los geólogos que han tratado el origen de las cromitas podiformes, consideran que se han formado dentro de la litosfera en la zona de dorsales. Los puntos de divergencia se centran en los cuerpos emplazados en las peridotitas metamórficas: mientras para unos autores estos yacimientos proceden, por mecanismos diversos, de las cámaras magmáticas suprayacentes, para otros se han formado in situ, dentro de las rocas harzburgíticas residuales.

Dentro del primer grupo de hipótesis, Dickey (1975)

sugiere que los acumulados cromíticos del fondo de la cámara se hundan formando autolitos en la harzburgita infrayacente. Greenbaum (1977), explica la presencia de inclusiones dunítico-cromíticas en las harzburgitas de Troodos (Chipre), mediante plegamiento de la peridotita metamórfica sobre la secuencia acumulada depositada sobre ella.

En el segundo grupo de hipótesis, Lago et al. (1982) proponen la formación de cuerpos cromíticos en harzburgitas, mediante el ascenso de magmas basálticos procedentes de fusión parcial de la astenosfera, hacia la cámara magmática principal. Este ascenso se produciría a través de conductos estrechos que localmente se ensanchan, siendo en estas zonas donde, debido al enfriamiento progresivo, precipitan cromita y olivino.

La serpentización prácticamente total que afecta a los macizos junto con la fuerte tectonización y desmebramiento de la ofiolita hace muy difícil inclinarse por uno u otro grupo de planteamientos.

Otras hipótesis que relacionan el origen de estos depósitos con: (a) concentración de minerales pesados en un flujo magmático (Kravchenko, 1986, Kravchenko y Grigoryeva, 1986); (b) transformaciones o reemplazamientos metasomáticos (Joham, 1986 y diversos autores soviéticos, Smirnov, 1982); (c) fenómenos de inmiscibilidad magmática (She Chuan Jing, 1980) y (d) diferenciación metamórfica a alta presión

y temperatura (Seligman, 1980), parecen menos probables en el caso que nos ocupa.

La amplia variabilidad en la relación Cr/Al que muestran las cromitas ofiolíticas, pueden dilucidar algunos aspectos genéticos. Así en la ofiolita de Zambales (Filipinas), Hock et al (1986) sostienen que ambos tipos están en relación con diferentes asociaciones litológicas. Esto equivale a decir que su composición está influenciada por la composición química de la roca encajante, lo cual a su vez puede deberse a distintos grados de fusión parcial en el manto. En este sentido, Dick y Bullen (1984), distinguen tres tipos de peridotitas ofiolíticas en función de la relación Cr/Al de las cromoespinelas presentes y que reflejarían, según ellos, el grado de fusión parcial del manto: peridotitas de tipo I, con $Cr/(Cr+Al) < 0.60$; peridotitas de tipo III, con $Cr/(Cr+Al) > 0.6$ y peridotitas de tipo II que comprendería peridotitas con espinelas dentro de los dos rangos. Las de tipo I corresponden a peridotitas abisales y se trataría de ofiolitas formadas en una dorsal midoceánica; las de tipo III estarían en relación con arcos isla, intrusiones continentales y con "plateaux" oceánicos. El tipo II reflejaría orígenes compuestos, tales como la formación de arcos isla en corteza oceánica (con las consiguientes variaciones en el grado de la fusión parcial a distancias relativamente cortas). Tal como se observa en la figura 4.21 gran parte de los análisis están por arriba de 0.8, por lo que en base a estos datos se trataría de

peridotitas de tipo II ó III.

V.- MINERALIZACIONES DEL MACIZO DE HERBEIRA

V.- MINERALIZACIONES DEL MACIZO DE HERBEIRA

A parte de las serpentinitas de Moeche-Ortigueira, mayoritariamente pertenecientes a la Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior tratadas en el capítulo 4, existe otro conjunto importante de rocas ultrabásicas, aflorantes en la Sierra de La Capelada y que constituyen los macizos de Limo, Herbeira, Uzal y pequeños afloramientos de menor importancia areal. Estas rocas pertenecen a la Unidad Catazonal Superior y como veremos muestran características petrológicas y mineralizaciones asociadas totalmente diferentes a las de las serpentinitas infrayacentes, siendo su relación méramente espacial.

La superficie total de estos macizos es de 25 km² aproximadamente, siendo el de Herbeira con 14 km² el de mayor extensión y, como veremos posteriormente, el que muestra mayor variedad petrológica y el único en el que se han hallado mineralizaciones. A continuación vamos a estudiar los principales tipos de rocas en base a datos propios y estudios previos (principalmente de Maaskant, 1970, Ben Jamaa, 1988 y Girardeau et al., 1990).

V.1 ROCAS ENCAJANTES

Dentro de estos macizos ultramáficos se han distinguido dos conjuntos cartográficos principales: (1) Constituye la totalidad de los macizos de Limo y Uzal y aproximadamente las dos terceras partes orientales de Herbeira (Fig. 5.1). Se trata de peridotitas con anfíbol tespinela, tclorita y grado elevado de serpentinización. En ellas no se han observado concentraciones de cromoespinela. (2) Se limita al tercio occidental de Herbeira y está constituida por bandas piroxeníticas con potencias desde centimétricas hasta de varios metros entre las que se intercalan dunitas, wehrlitas y cantidades menores de lherzolitas, harzburgitas y cromititas.

V.1.1 Petrografía.

V.1.1.1 Sector oriental de Herbeira.

Este conjunto forma la masa principal de los macizos ultrabásicos. Macroscópicamente, en el campo, muestran las características siguientes:

-Los afloramientos aunque son muy abundantes, en muchos casos están formados por bloques aislados por la erosión y es probable que basculados respecto a su posición original (Fig. 5.2A). Este hecho dificulta las observaciones estructurales, las cuales han de

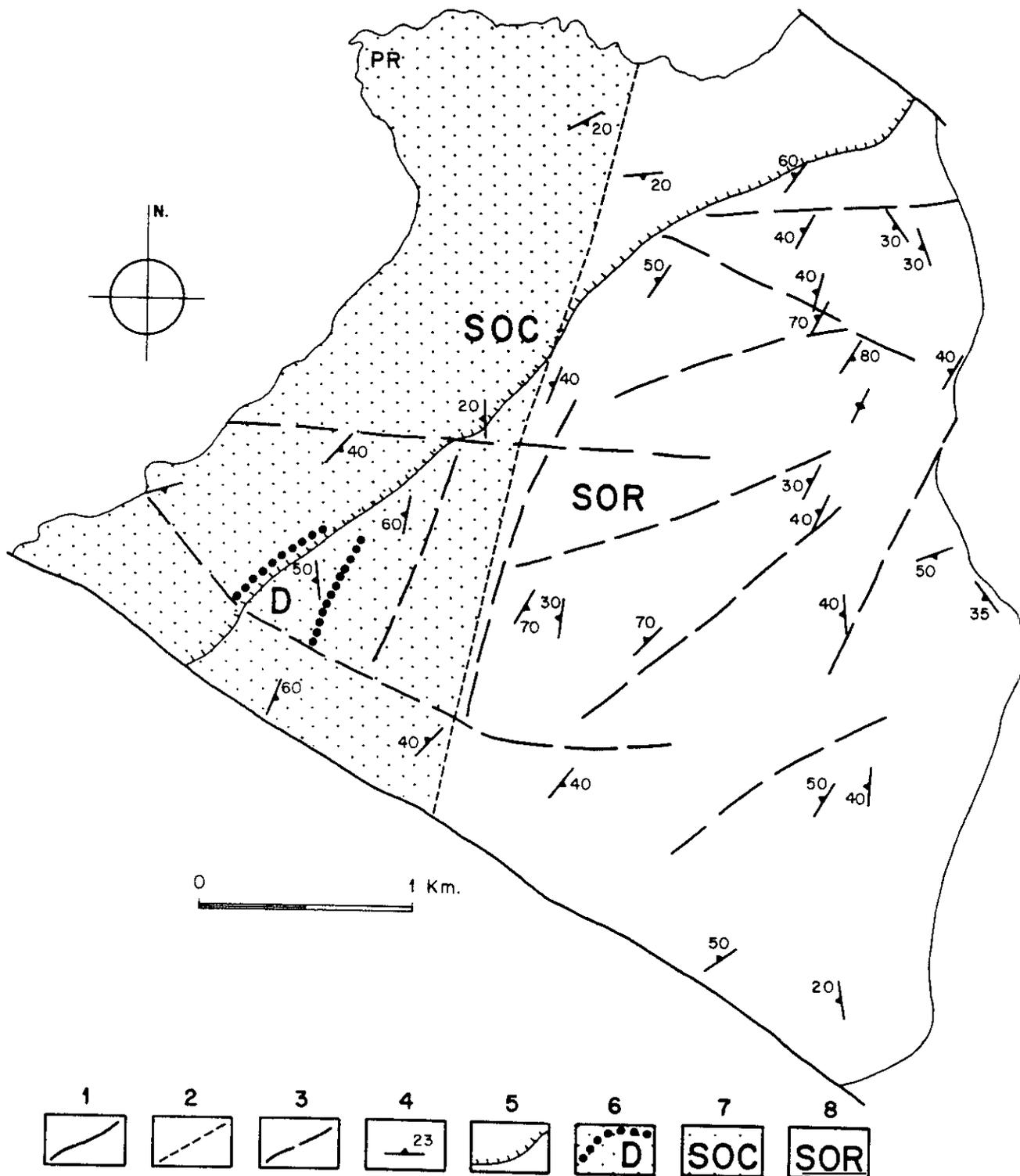


Figura 5.1.- Esquema geológico del macizo de Herbeira. 1) Contacto; 2) Contacto inferido; 3) Fractura; 4) Foliación; 5) Escarpe del acantilado; 6) Lámina dunítica con bandas frecuentes de cromita; 7) Sector occidental (dunitico piroxenítico); 7) Sector oriental (harzburgítico-lherzolítico).

efectuarse preferentemente en áreas como trincheras artificiales o puntos en que la roca está claramente "in situ". En este mismo sentido hay que señalar que muchos afloramientos son fuertemente magnéticos, lo que añade otra dificultad a tener en cuenta en las observaciones con la brújula.

-La superficie de meteorización suele ser muy rugosa con tonalidades pardas, amarillentas y grisáceas (Figs 5.2B y 5.2C) y frecuentes morfologías tipo lapiad (Fig. 5.2D). La corteza de meteorización es muy fina, penetrando en la roca escasos milímetros. En corte fresco muestra tonalidades grises y verdosas muy oscuras, casi negras (Fig. 5.2H).

-En las rocas de tonos pardo-amarillentos destacan, con relieve positivo, fenocristales de piroxeno y a veces de espinela. La cantidad de piroxenos es muy variable según el afloramiento, desde muy escasa, tal como se observa en la figura 5.2B, a muy abundante (Figs 5.2F y 5.2G).

-Las rocas de tonos grisáceos muestran abundante clorita (Figs 5.2C y 5.2H) y una serpentización que afecta a un mayor volumen de la roca.

-En porcentaje muy pequeño existen diques y bandas piroxeníticas, de tamaño milimétrico a centimétrico.

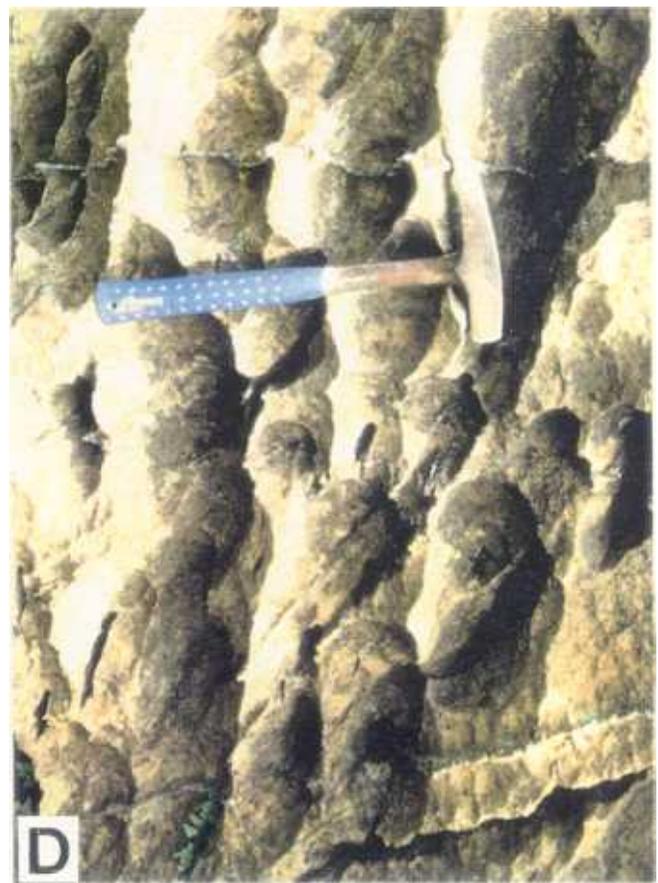


Figura 5.2.- Diferentes aspectos de los afloramientos de peridotitas anfibólicas del sector oriental de Herbeira. (A) Bloques aislados por la erosión, probablemente basculados sobre su posición original. (B) Superficie amarillenta con fenocristales de piroxeno aislados. (C) Superficie grisácea, en rocas con abundante clorita y serpentina. (D) Superficie de erosión tipo "lapiaz".

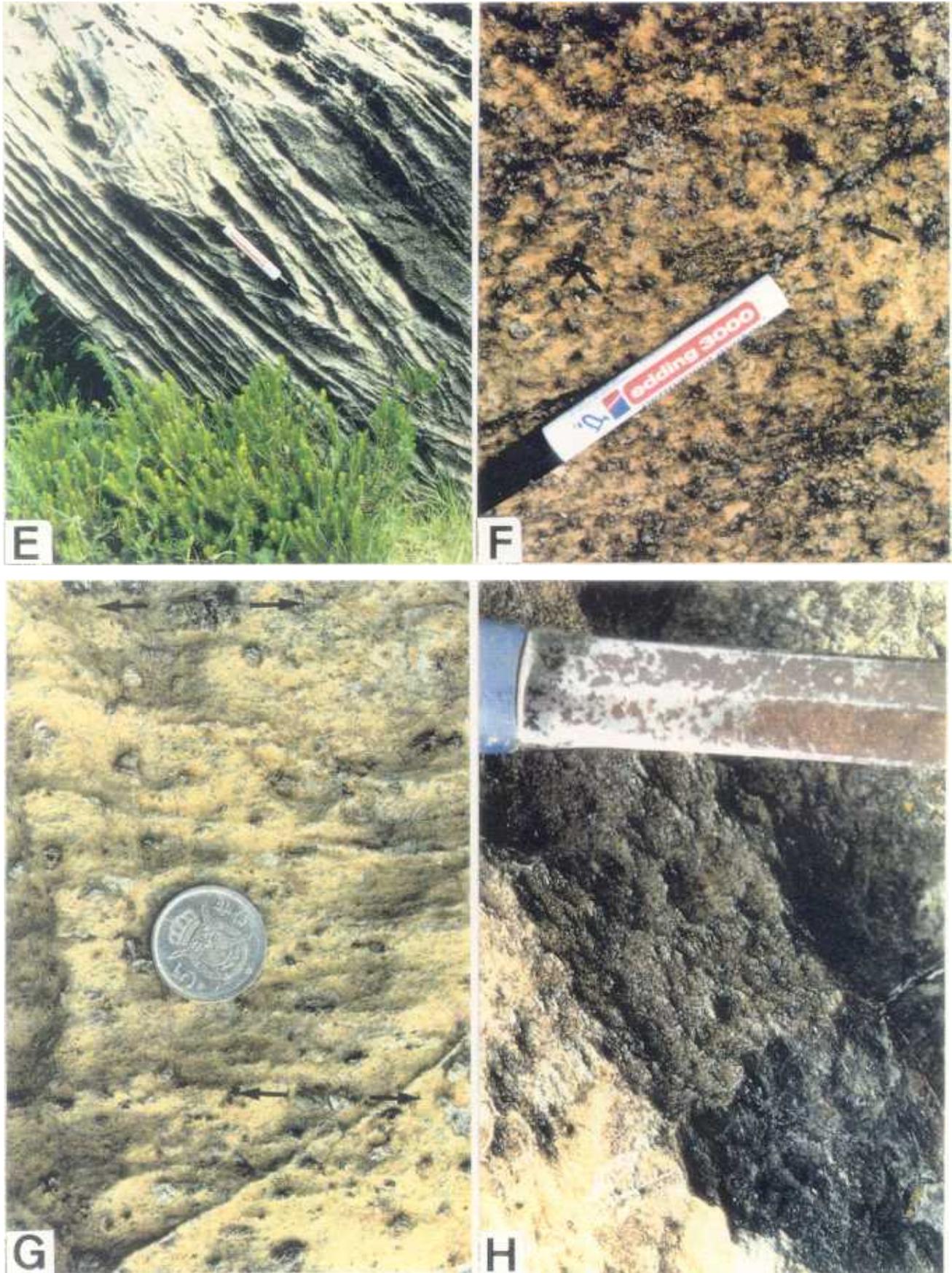


Figura 5.2 (Continuación).- (E) Aspecto de las facies de borde en contacto con granulitas. Obsérvese la foliación intensa y los pliegues isoclinales. (F) Roca con abundantes piroxenos y espinelas (flechas). (G) Foliación definida por orientación preferente de piroxenos (fenocristales) y anfíboles. (H) Color oscuro, en corte fresco (zona inferior derecha), de una roca con abundante clorita.

Estas litologías se hallan tanto en haces con distintas direcciones que dan lugar a enrejados irregulares (Fig. 5.3A), como paralelas unas a otras, formando parte de una foliación (Fig. 5.3B). Otras veces estas bandas se hallan plegadas (Fig. 5.3C).

-Presencia constituyen bolsadas irregulares de dunitas. Su importancia es anecdótica pues solamente se han observado en un punto, que es el mostrado en la figura 5.4.

-Fracturas con desarrollo de cromodiopside y grandes placas de clorita (Fig 5.5B).

-Muchos afloramientos son isótropos, en el sentido de que no se observa ningún tipo de estructuración u orientación preferente en los constituyentes de la roca, véanse por ejemplo las figuras 5.2B y 5.2F. Otras muchas veces si se observan estructuras que pueden variar, desde un bandeo grosero debido a erosión diferencial (Fig. 5.2D), hasta una foliación en la roca, originada por orientaciones preferentes de minerales (Fig. 5.2G) o por bandas de rocas de otra composición (Fig. 5.3A).

-Otro aspecto diferente es el que presentan estas rocas en la zona del contacto con metabasitas. Como puede observarse en la figura 5.2E, muestra tonos

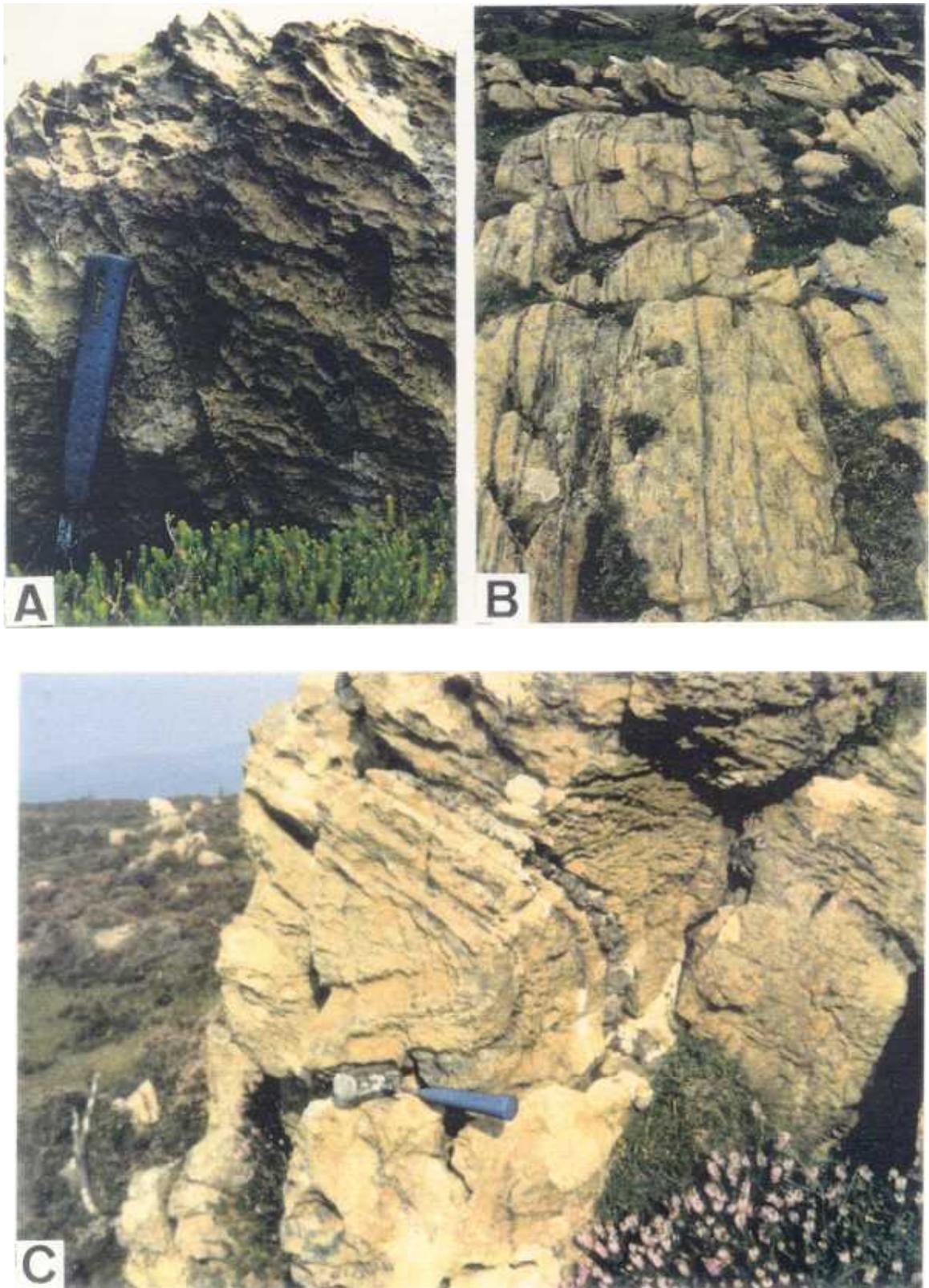


Figura 5.3.- Diferentes aspectos de piroxenitas en las peridotitas anfibólicas (macizos de Lino y sector oriental de Herbeira). (A) Finas venas de piroxenitas con granate formando un entramado irregular. (B) Bandas de piroxenitas definiendo una foliación. (C) Bandas de piroxenitas plegadas.

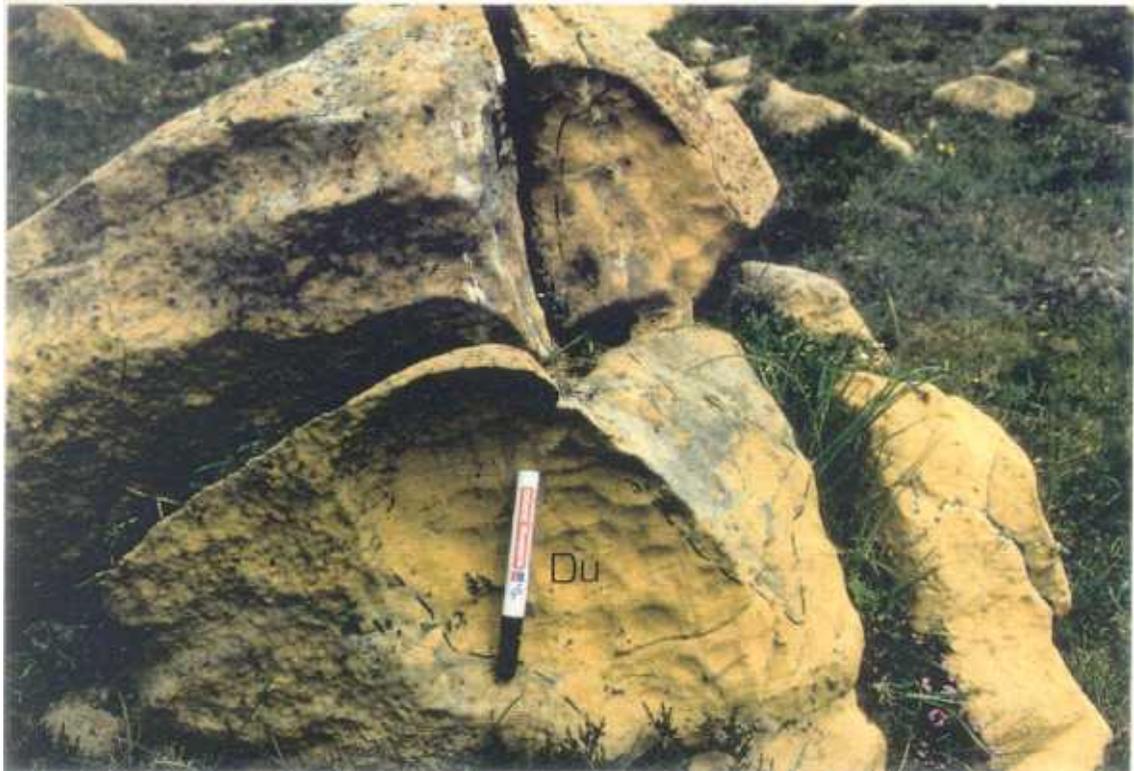


Figura 5.4.- Pequeña masa dunitica irregular dentro de las peridotitas anfibólicas del sector oriental de Herbeira.

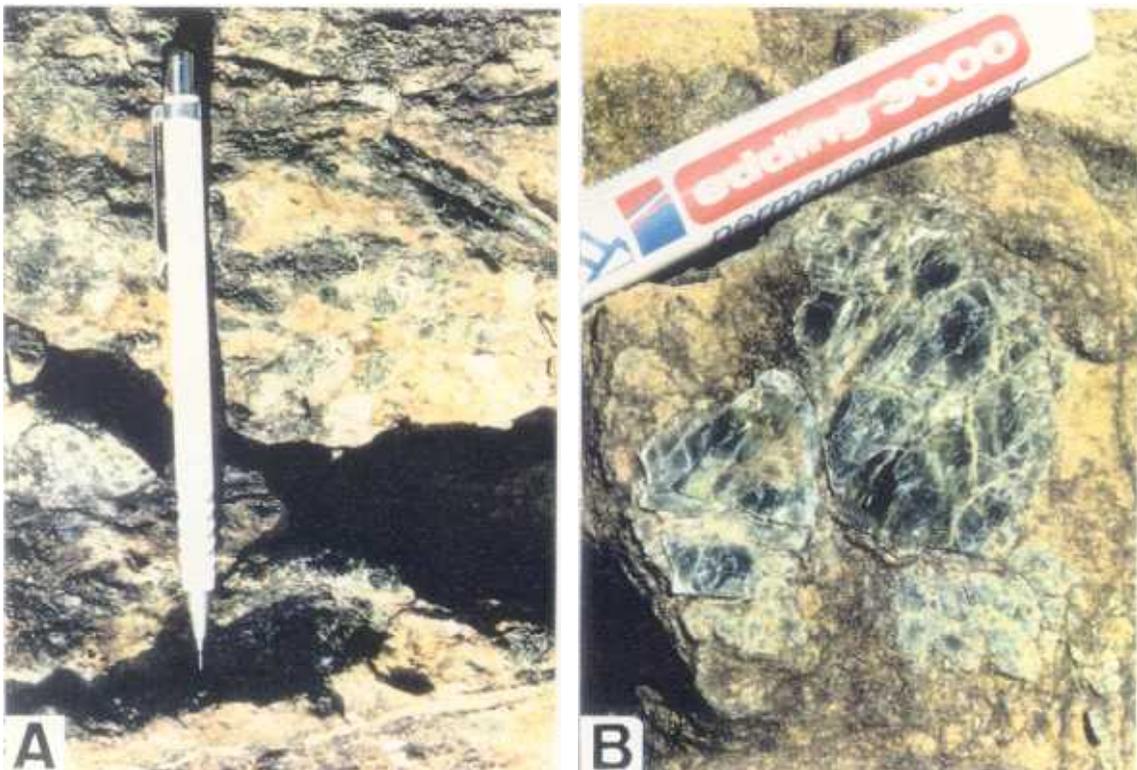


Figura 5.5.- Grandes cristales de cromodiopsido (A) y clorita (clinoclino) (B) desarrollados en fracturas. Macizo de Uzal.

grisáceos y una foliación intensa, a veces plegada isoclinalmente, puesta de manifiesto por erosión diferencial.

Al microscopio se observa que se trata de peridotitas anfibólicas con grado elevado de serpentización, generalmente superior al 80% del volumen de la roca. Los minerales relicto de la primera paragénesis observada son el olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. Como minerales secundarios, producto del metamorfismo, están presentes en orden de abundancia: serpentina, anfíboles, clorita y carbonatos. Entre los minerales opacos, y en cantidades accesorias, se hallan magnetita, pentlandita, pirrotina, calcopirita y headlewoodita.

El olivino presenta generalmente formas anhedrales, redondeadas, con tamaños de grano entre 0.5 y 1 mm. Muestra una elevada serpentización, la cual progresa a favor de fracturas y bordes de grano, aislando fragmentos de un mismo cristal original, con la misma posición de extinción. La serpentina da lugar a la típica textura en malla, con los centros de malla ocupados por olivinos relicto. La serpentización se encuentra en un estadio intermedio entre temprano y avanzado (en el sentido de Wicks y Whittaker, 1977). En efecto, la magnetita producto de serpentización se halla tanto finamente distribuida en la serpentina como en las bordes de malla donde define antiguos límites y fracturas de granos. Esto origina que la roca tenga en corte

fresco tonos muy oscuros, casi negros. Los olivinos, a escala de lámina delgada, tienen tendencia a concentrarse en determinadas áreas microduniticas irregulares, de tamaño en torno al centímetro en las que el resto de los minerales están ausentes o en proporciones muy escasas (Fig 5.6). Cuando la roca muestra foliación visible estas "microdunitas" son lenticulares, orientadas paralelamente a la foliación, la cual contribuyen a definir.

El ortopiroxeno se observa en dos generaciones diferentes. La más antigua está formada por cristales de gran tamaño (varios mm) que producen un resalte en la superficie de erosión de la roca (Figs 5.2B,F,G). Es muy frecuente que se hallen deformados (Fig. 5.7A) y que muestren exoluciones de clinopiroxeno y a veces de espinela (Fig. 5.8A). El otro tipo de ortopiroxeno es más escaso, no muestra exoluciones y se halla tanto en bordes o recrecimientos de los minerales primarios, como en forma de mineral aislado (Fig. 5.7B). Estos últimos están muy serpentinizados y localizados en determinadas áreas, como en las facies de borde en contacto con las granulitas y también las proximidades del contacto con el sector occidental de Herbeira.

Los clinopiroxenos son mucho más escasos que los ortopiroxenos, presentes también como fenocristales que pueden estar deformados y corroídos. Muestran exoluciones de ortopiroxeno y a veces también de espinela (Fig. 5.8B).



Figura 5.6.- Zonas microduniticas irregulares (DU) en peridotita anfibolica. L.T. Escala= 0.5 mm.



Figura 5.7.- Dos aspectos de ortopiroxeno en el sector oriental de Herbeira. (A) Fenocristales plegados con exoluciones de clinopiroxeno. L.T. (B) Pequeños cristales sin exoluciones en la facies de borde del macizo de Herbeira. L.T., nicoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). (Ol) olivino; (anf) anfíbol; (opx) ortopiroxeno. L.T. Escala= 0.25 mm.

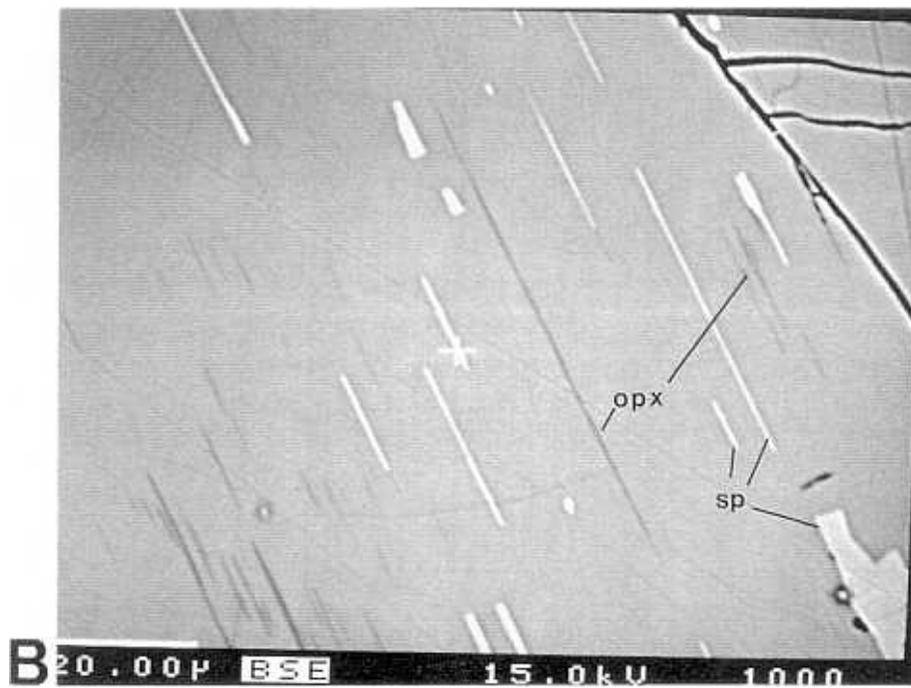
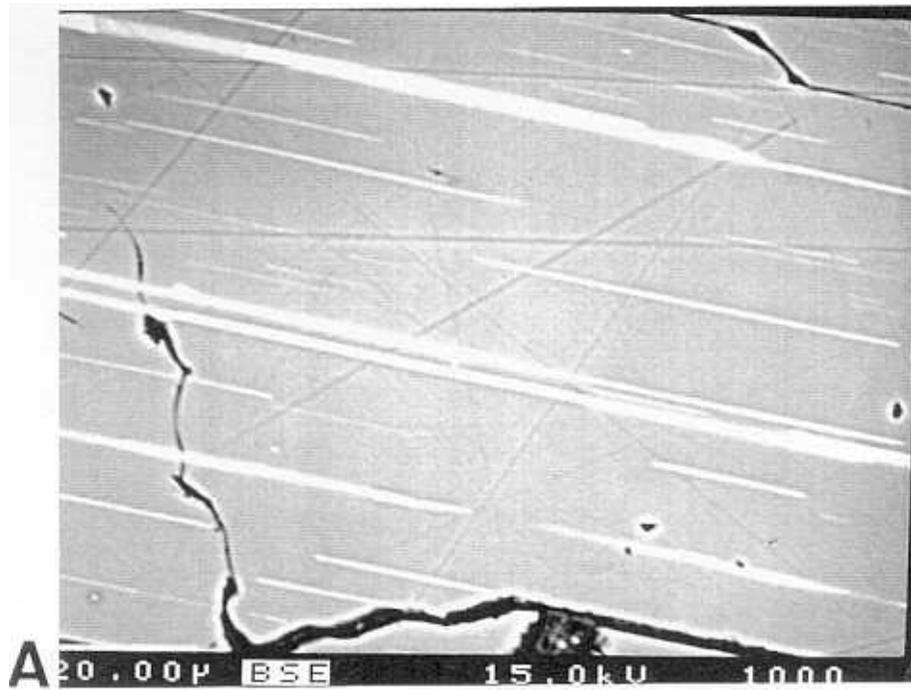


Figura 5.8.- Evoluciones de clinopiroxeno en ortopiroxeno (A) y de ortopiroxeno (opx) y espinela (sp) en clinopiroxeno (B).

Ambos tipos de fenocristales de piroxenos muestran a veces una corona de anfíboles en torno a ellos.

Las espinelas son muy frecuentes, como accesorios, aunque no están presentes en todas las muestras estudiadas. Presentan una gradación de tamaños que normalmente no superan los dos mm, y excepcionalmente puede alcanzar 1cm. Mayoritariamente presentan tonos verde oscuro (Fig.5.9) y en menor proporción se ha observado colores marrones, también oscuros, evidenciando un mayor contenido en cromo. En las rocas con foliación intensa, las espinelas se hallan alineadas concordantes con la misma.

Los anfíboles muestran tendencia al idiomorfismo y tamaños de grano en torno a 0.5 mm. Están presentes en cantidades variables, a menudo muy abundantes, pudiendo constituir hasta el 25% de la roca. Cuando la roca muestra foliación, los anfíboles contribuyen a definirla, concentrándose en bandas con orientación similar (Fig. 5.10).

Las cloritas son también un constituyente muy frecuente de estas rocas aunque tampoco están presentes en todas las muestras estudiadas. Son incoloras, de morfología tabular y aspecto de mica, pero con colores de birrefringencia muy bajos. A menudo presentan carbonatos y magnetitas lenticulares, intercalados en sus planos de exfoliación, y magnetita en sus bordes (Fig. 5.11A). Su

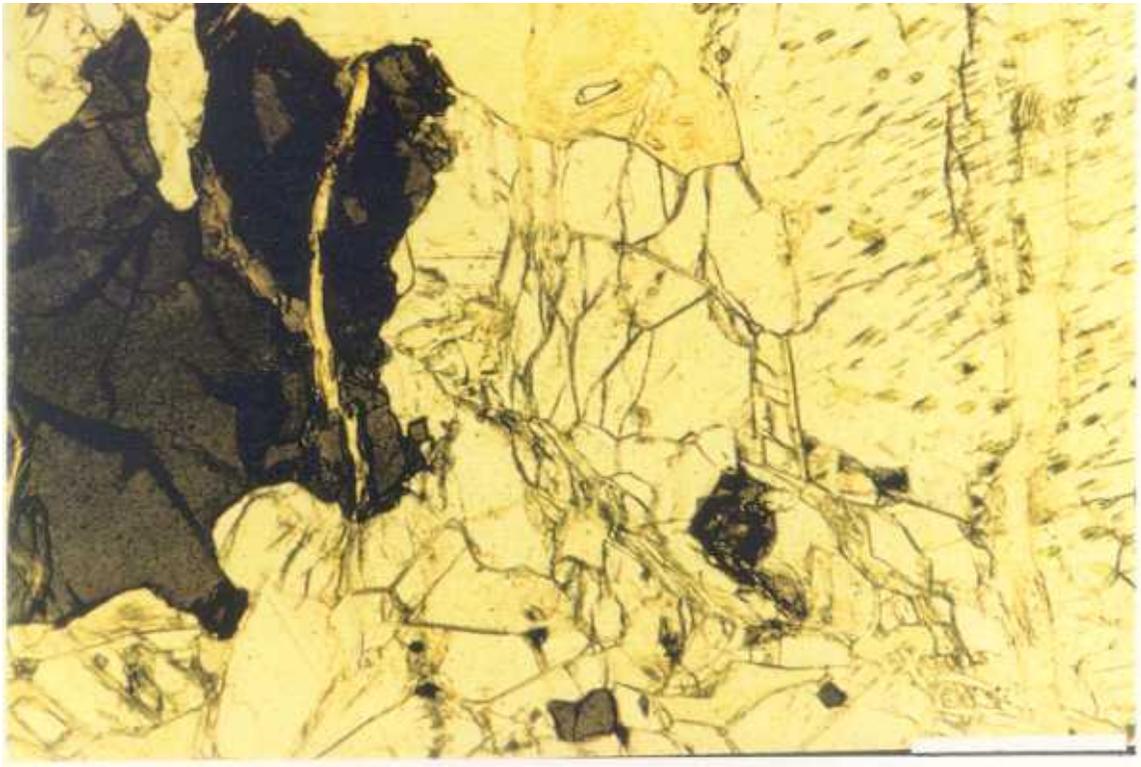


Figura 5.9.- Apariencia típica se las espinelas de las peridotitas anfibólicas. Colores verde oscuro, morfología irregular y tamaños muy variables. L.T.Escala 0.25 mm.

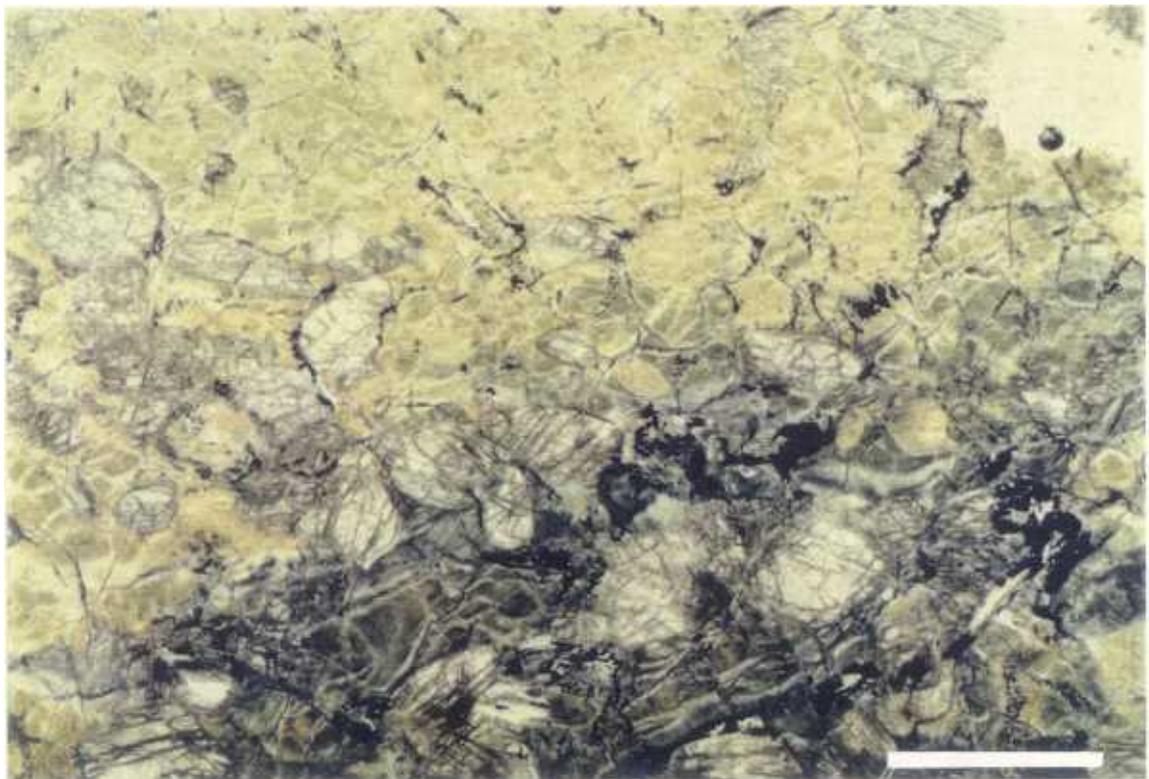


Figura 5.10.- Bandas de anfíboles en una peridotita con el resto de los minerales totalmente serpentinizados. L.T. Escala= 0.25 mm.

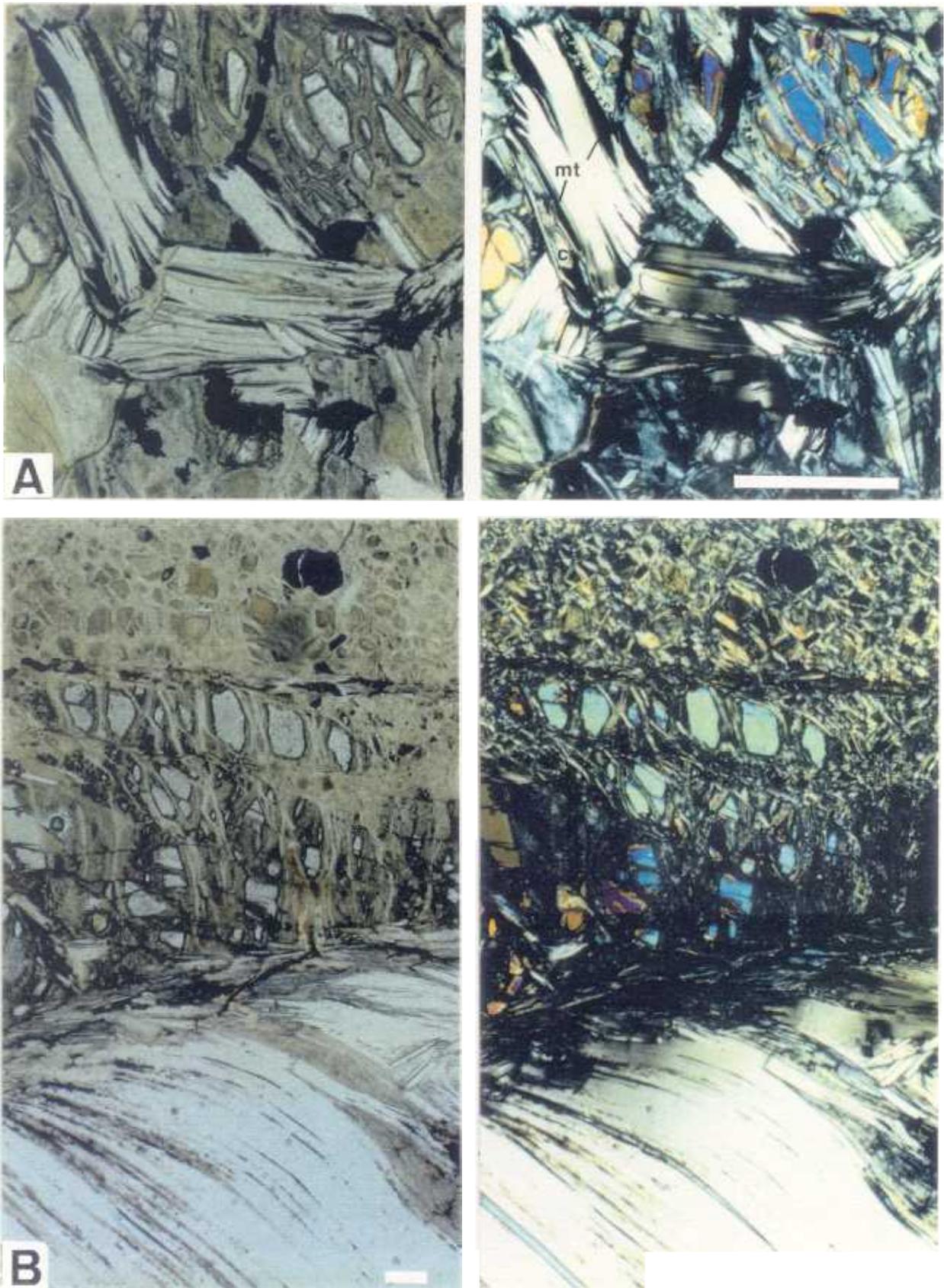


Figura 5.11.- Dos aspectos de cloritas. (A) Pequeños cristales con magnetita (mt) y carbonatos (c) en sus bordes y planos de exfoliación. L.T. nicoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). (B) Grandes placas desarrolladas en fracturas. Escala= 0.25 μ m.

tamaño no suele superar el mm, aunque en zonas de fractura dan lugar a grandes placas de color verde similares a micas (Figs. 5.5B y 5.11B). Su caracterización mediante rayos X indica que se trata de clinocloro con algún contenido en Fe.

Los carbonatos son muy escasos, se hallan en pequeñas fracturas y planos de exfoliación de cloritas.

En general las rocas de este sector oriental son muy homogéneas, con las características anteriormente descritas y globalmente se clasificarían como peridotitas anfibólicas con trespinelita tclorita muy serpentinizadas. Modalmente la mayoría de estas rocas se clasifican como harzburgitas anfibólicas, aunque en cada muestra varían los contenidos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, existiendo también lherzolitas y dunitas.

La litología descrita constituye más del 90% del volumen de las rocas de Limo, Uzal y las 2/3 partes de Herbeira. El resto está formado por diques y bandas de piroxenitas (Maaskant, 1970) de escasa potencia (Fig.5.3) y alguna pequeña bolsada irregular de dunitas con contacto neto con la peridotita (Fig. 5.4)

V.1.1.2 Sector occidental de Herbeira.

Este conjunto forma aproximadamente el tercio occidental de Herbeira y no ha sido observado ni en Limo ni

Uzal. Su apariencia macroscópica difiere en muchos aspectos de la mostrada por las peridotitas del sector oriental. Las características más significativas son las siguientes:

-Las rocas muestran un bandeo neto muy constante y observable en la mayor parte de los afloramientos (Figs 5.12 y 5.13). Está definido por orientaciones de minerales y alternancias de distintas litologías. Su dirección es relativamente constante en un intervalo de $\pm 20^\circ$ en torno a N170E.

-Las piroxenitas son mucho más abundantes, se hallan en bandas desde centimétricas hasta de varios metros de potencia. En la zona del acantilado, son particularmente abundantes, y forman una lámina de 300 m. de grosor en la que las intercalaciones de otras litologías son escasas (Girardeau et al ., 1989).

-La variedad litológica de las rocas intercaladas entre las piroxenitas es mucho mayor y está constituida principalmente por dunitas y en menor proporción wehrlitas, harzburgitas y cromititas.

-Los afloramientos de dunitas muestran superficies de tonalidades amarillentas (Fig . 5.12), penetrando la meteorización varios centímetros, para pasar en la roca fresca a colores negros. Otras litologías

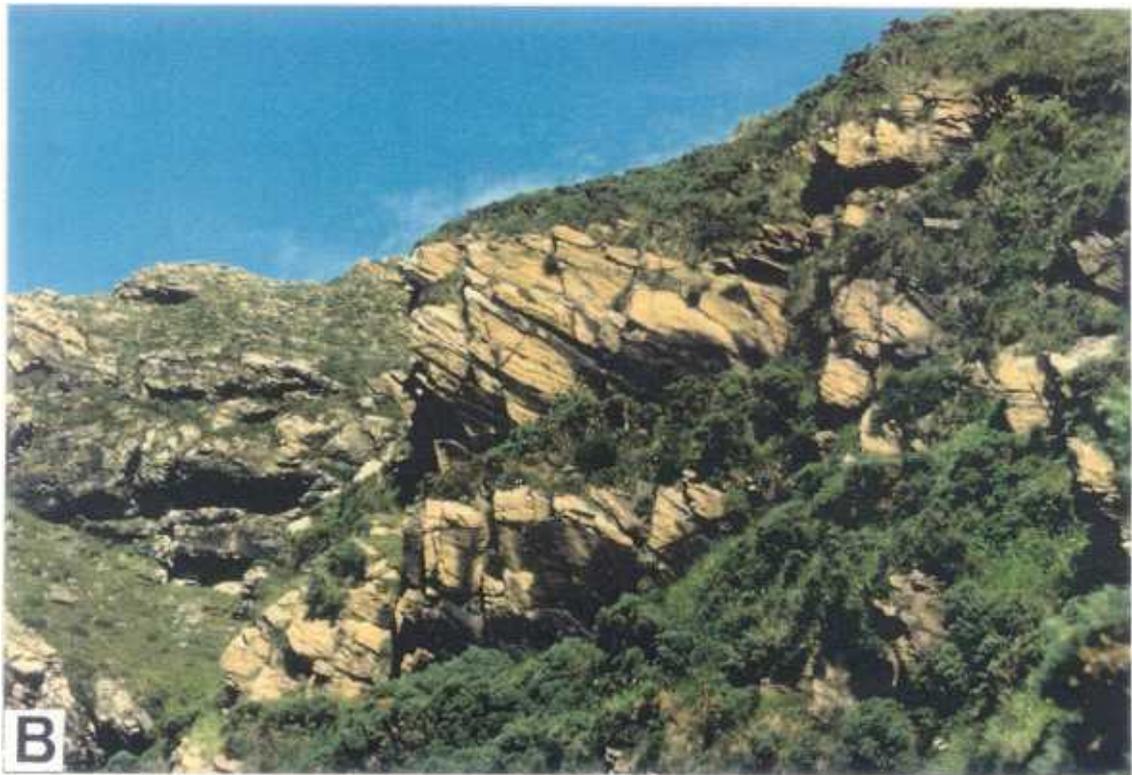


Figura 5.12.- Diferentes aspectos de peridotitas (dunitas y wehrlitas) del sector occidental del macizo de Herbeira. (A) Panorámica general de la lámina dunitica señalada en la figura 5.1. (B) Aspecto de la lámina anterior en el borde del acantilado.

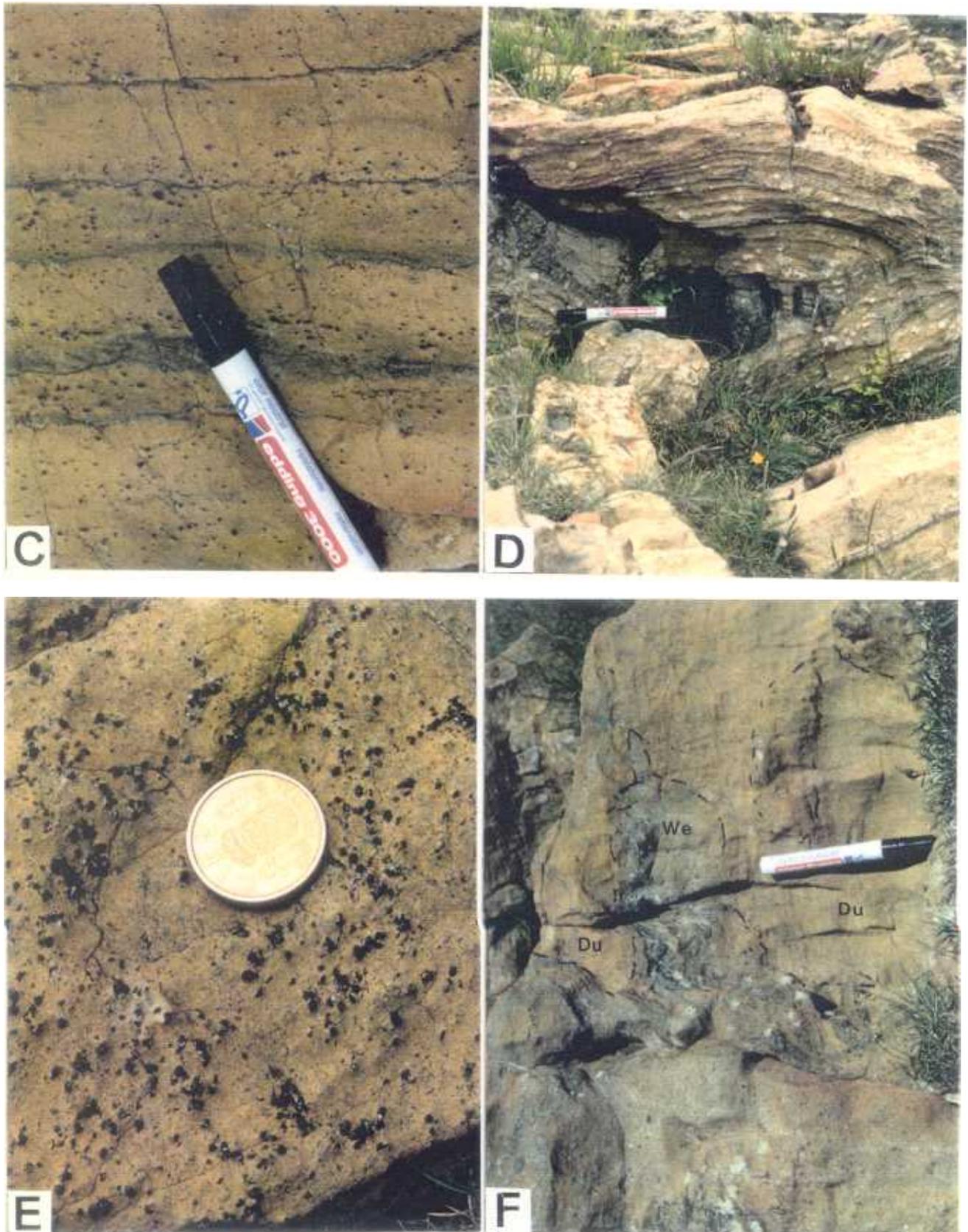


Figura 5.12. (Continuación).- (C) Dunita con cromoespinela disseminada, definiendo un bandeo. (D) Rocas dunitico-wehrlíticas bandeadas y plegadas isoclinalmente. (E) Disseminado denso de cromita en dunita. (F) Contacto irregular entre dunitas anfibólicas (Du) y wehrlitas (We).

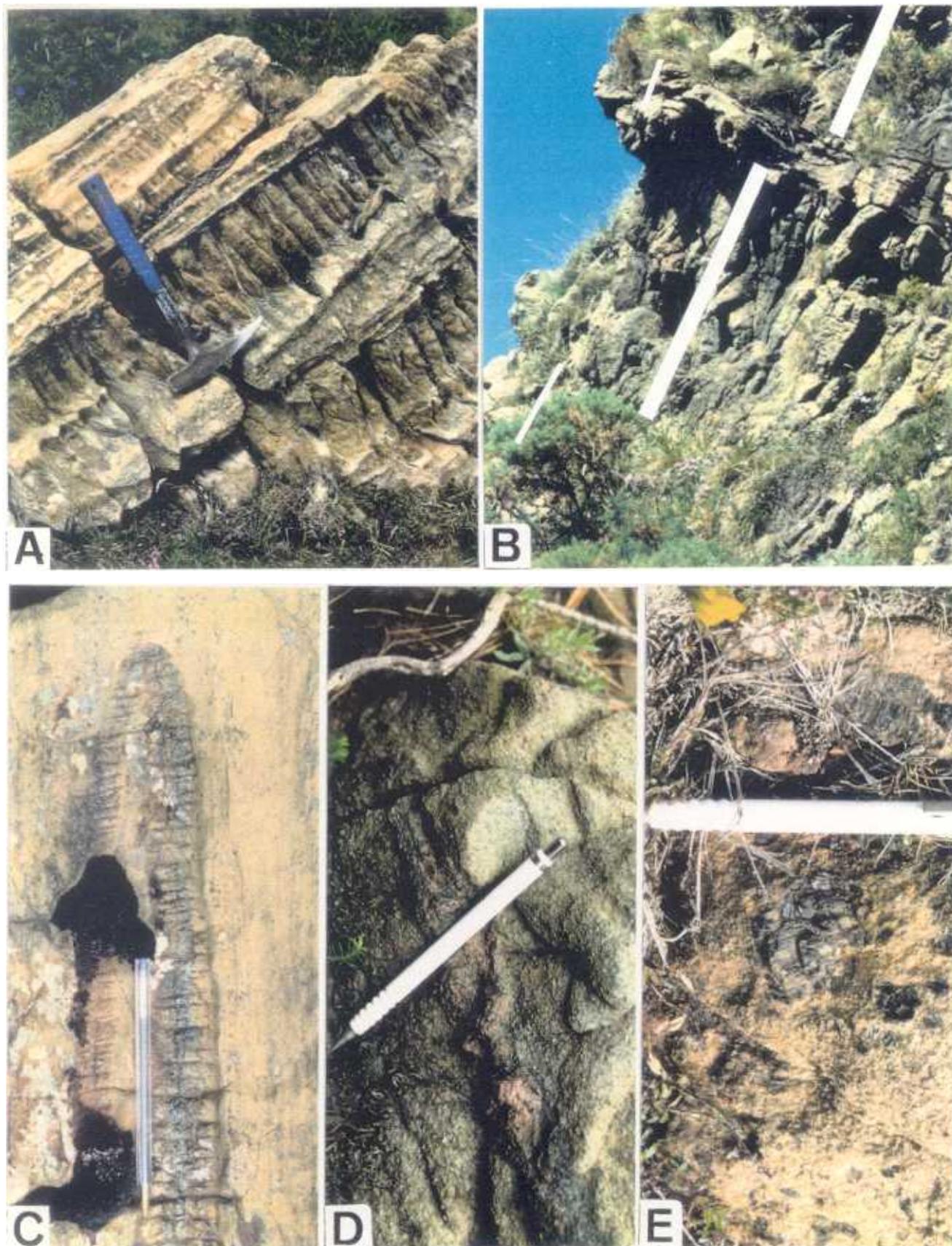


Figura 5.13.- Diferentes aspectos de piroxenitas del sector occidental del macizo de Herbeira. (A) Intercalaciones centimétricas a decimétricas de piroxenitas con dunitas y wehrlitas. (B) Intercalaciones de capas piroxeníticas de varios metros de potencia (trazos gruesos), con dunitas decimétricas a métricas (trazo fino). (C) Pequeña banda de piroxenita plegada isoclinalmente. (D) Piroxenita (websterita) masiva, con granate. (E) Fenocristales de ortopiroxeno en una piroxenita porfídica.

muestran superficies más oscuras y la meteorización profundiza menos en la roca.

-Estas rocas han sido sometidas a una fuerte tectonización, puesta de manifiesto por boudinages y pliegues isoclinales, que afectan a las piroxenitas cuyo plano axial es concordante con el bandeo general (Figs. 5.12D y 5.13C).

V.1.1.2.1 Peridotitas

Al microscopio las rocas peridotíticas están formadas en su conjunto por serpentina, olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, espinela y clorita. Existen cantidades de opacos accesorias, similares a los existentes en las peridotitas del sector oriental (magnetita, pentlandita, calcopirita, pirrotina y heazlewoodita). La mineralogía descrita, en su conjunto, es similar a la de las peridotitas del sector oriental, no obstante existen las diferencias siguientes:

-Los fenocristales de ortopiroxeno de la primera paragénesis observada son muy escasos y se restringen a litologías harzburgíticas. Los ortopiroxenos sin exoluciones y con serpentización elevada (segunda generación) son más frecuentes.

-Los fenocristales de clinopiroxeno, tal como se

describieron en las peridotitas del sector oriental, están ausentes. No obstante existe una segunda generación de clinopiroxenos morfología muy irregular, generalmente sin exoluciones, aunque a veces las lleva de espinela, que son muy frecuentes y dan lugar a litologías wehrlíticas (Fig. 4.14B).

-Las espinelas varían desde totalmente opacas, a casi opacas con tonos marrones en las secciones más delgadas y bordes de grano. Como se verá posteriormente muestran un alto contenido en cromo. Son muy raros, aunque existen, niveles peridotíticos (harzburgitas y/o wehrlitas) con espinelas verdes, muy oscuras.

-La clorita y el anfíbol no muestran diferencias significativas con los descritos en el sector oriental. Únicamente cabría destacar que aquí muestran una mayor tendencia a situarse bordeando granos de cromo-spinela (Fig. 5.14C).

Las litologías duníticas (Fig. 5.14A) muestran serpentización variable, generalmente muy elevada. Los olivinos son redondeados con tamaños medios entre 1 y 3 mm. La serpentización origina las típicas texturas en malla, con la magnetita (formada durante la serpentización a partir del componente fayalítico del olivino) finamente diseminada en la roca y concentrada en fracturas y bordes de

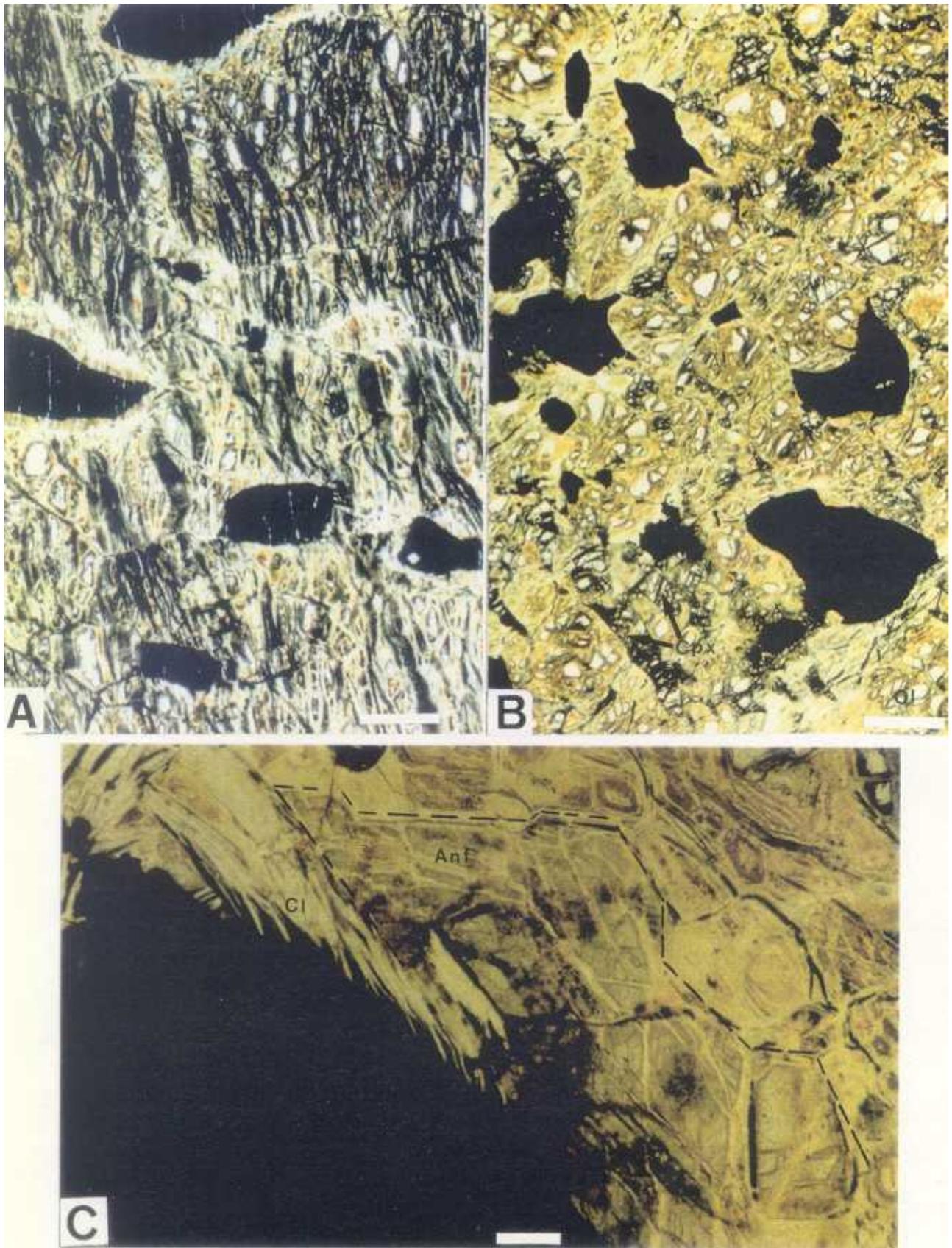


Figura 5.14.- (A) Dunita muy serpentizada, con cromoespinela tabular definiendo un bandeo y abundante magnetita. L.T. Escala= 0.5 mm. (B) Wehrlita con cromoespinela magnetita y sulfuros diseminados. Los opacos corresponden a agregados de cromoespinela redondeada con recrecimientos irregulares de magnetita y sulfuros. (Cpx) clinopiroxeno, (Ol) olivino. L.T. Escala= 0.5mm. (C) Crecimiento de anfíbol (Anf) y clorita (Cl) en el borde de una cromoespinela. L.T. Escala= 0.1 mm.

grano. Los anfíboles son idiomorfos, y están presentes también en cantidades variables pero inferiores al 10%. Las cromoespinelas diseminadas en las dunitas presentan tamaños muy variable, a menudo inferiores a 1 mm, y morfologías redondeadas o tabulares (Fig. 5.14A). Los granos, aunque aislados, no se distribuyen al azar sino que muestran tendencia a alinearse en pequeñas bandas, paralelas al bandeo general de las rocas (5.12C).

Las wehrlitas (Fig 5.14B) se hallan relacionadas con las dunita, a las que aparentemente sustituyen o reemplazan. Los contactos entre ellas son muy irregulares (Fig. 5.12F), y no siempre concordantes con el bandeo general. Las características petrográficas son muy similares a las descritas en las dunitas, con la adicción de clinopiroxeno de segunda generación y cantidades accesorias de ortopiroxeno, tanto fenocristales como de segunda generación. En base a criterios texturales y relaciones de contacto con las dunitas, se podría suponer que sea un reemplazamiento metasomático, debido a la adicción de fluidos enriquecidos en Ca (Fig. 5.15)

Tanto dunitas como harzburgitas son las litologías principales intercaladas con las piroxenitas en el entorno del acantilado (Girardeau et al., 1989). No obstante en la zona sur occidental de Herbeira y situada sobre los últimos niveles piroxeníticos del acantilado (cotas entre 400 y 550m) se sitúa una potente banda dunítica y en menor

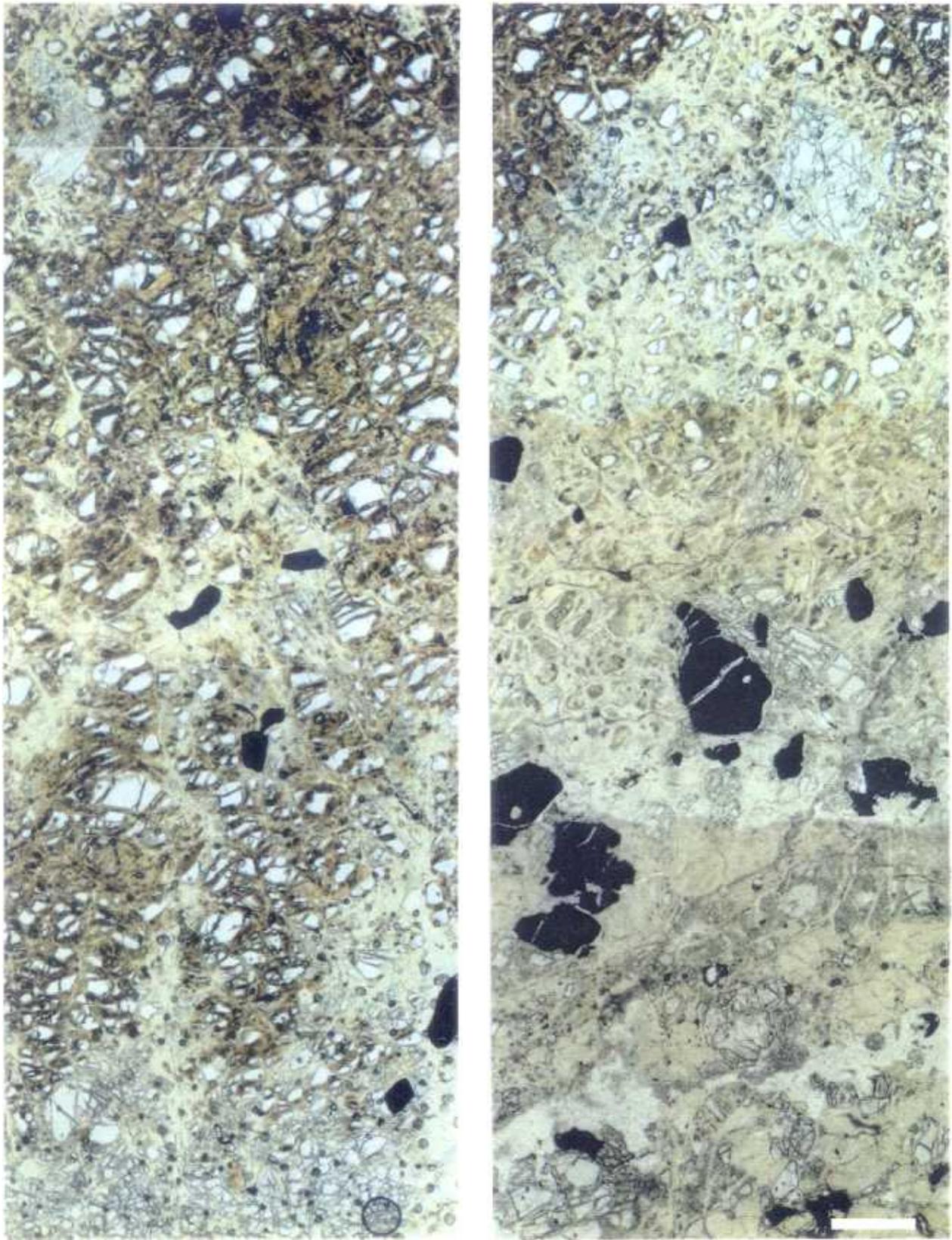
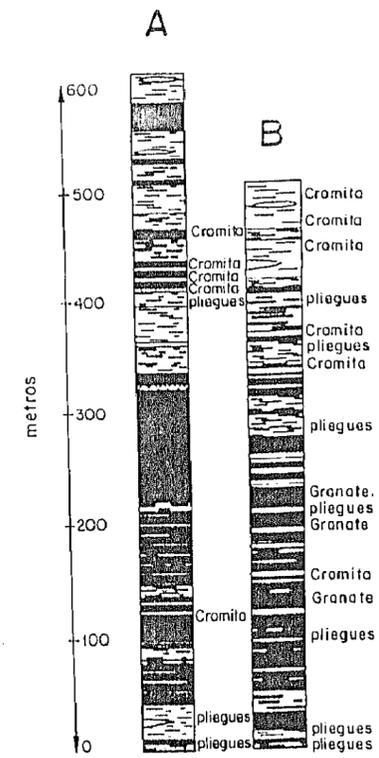


Figura 5.15.- Intercrecimientos irregulares de dunitas (zonas de serpentina oscura) con dunitas anfibólicas y wehrlitas (Áreas de serpentina clara). L.T. Escala= 0.5 mm.

proporción wehrlítica (Fig 5.12 A y B), en cuyo entorno se han localizado las principales y más abundantes concentraciones de cromita y cantidades relativamente elevadas de elementos del grupo del platino. La foliación que afecta a todo el conjunto de rocas, define un sinclinal en esta lámina, puesto de manifiesto por buzamientos muy constantes hacia el oeste en la plataforma plana próxima al acantilado y hacia el este al adentrarnos en el acantilado. En la Figura 5.16 se muestra un mapa de afloramientos del sector occidental de Herbeira (leyenda y figura N° 2) con dos perfiles litológicos del acantilado (Girardeau et al; 1989, leyenda y figura N°1) y una cartografía de detalle en dunitas y wehrlitas con abundantes bandas de cromita (leyenda y figura N°3).

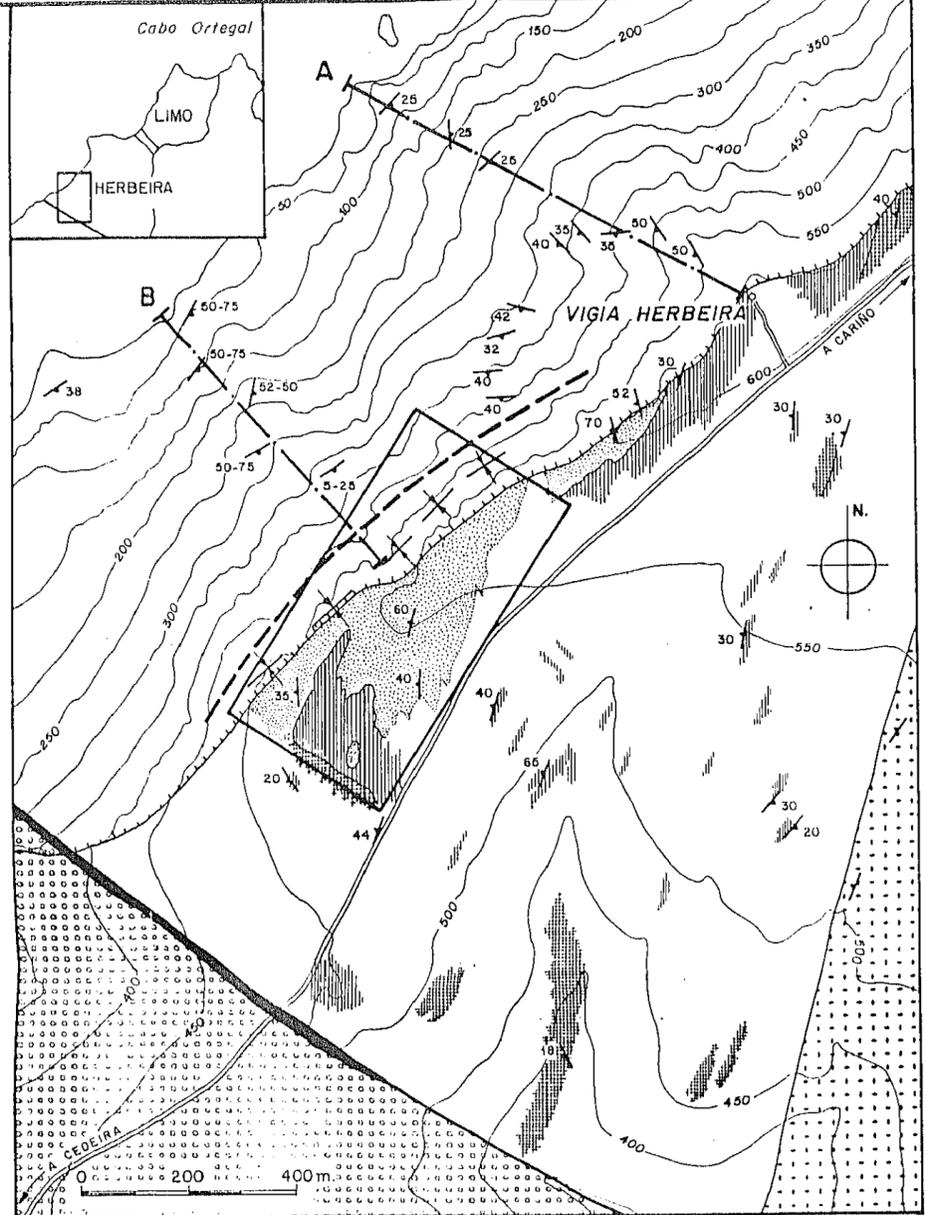
V.1.1.2.2 Piroxenitas

Las piroxenitas son muy abundantes en todo el sector y particularmente en el acantilado. Los tamaños de las bandas varían desde el cm (Fig. 5.13C), hasta varios metros (Fig 5.13B), pudiendo ser de aspecto masivo (Fig. 5.13D) o fuertemente bandeadas (5.13A). El tamaño de grano oscila entre inferior al milímetro y varios centímetros en variedades pegmatoides. Existen también rocas isogranulares y otras fuertemente porfídicas o porfiroclásticas (Fig. 5.13E). Las composiciones incluyen clinopiroxenitas, websteritas, ortopiroxenitas (en menor proporción) y sus



LEYENDA 1

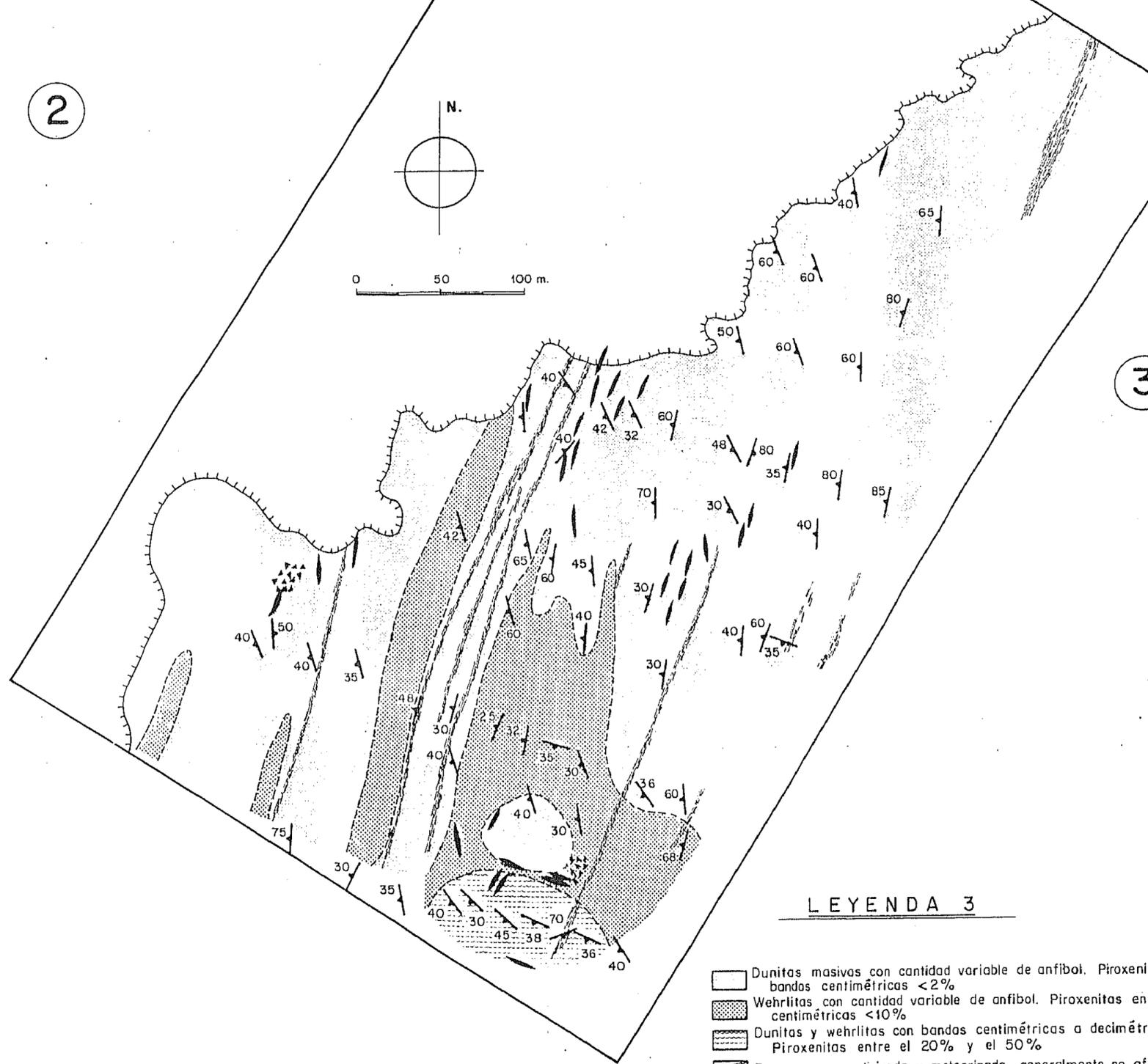
- Harzburgita foliada con piroxenitas
- Dunita masiva
- Dunita bandeada rica en ortopiroxeno y anfíbol (10% de piroxenitas)
- Dunita bandeada (30% de piroxenitas)
- Dunita bandeada rica en anfíbol y ortopiroxeno (30% de piroxenitas)
- Dunita bandeada (50% de piroxenitas)
- Dunita bandeada rica en anfíbol y ortopiroxeno (50% de piroxenitas)
- Piroxenita bandeada (30% de dunitas)
- Piroxenita bandeada (10% de dunitas)
- Piroxenita masiva
- Capas máficas ricas en granate



LEYENDA 2

- Granulitas
- Peridotitas. Sector Oriental
- Dunitas masivas y anfíbólicas. Piroxenita y otras litologías < 2%
- Dunitas, dunitas anfíbólicas y/o wehrlitas con bandas centimétricas de piroxenitas. Piroxenitas < 10%
- Dunitas, dunitas anfíbólicas y/o wehrlitas con bandas centimétricas a métricas de piroxenitas. Piroxenita > 20%
- Dique de cuarzo
- Límite de la lamina dunitica en el acantilado
- Sinclinal
- Falla
- Acantilado

2



LEYENDA 3

- Dunitas masivas con cantidad variable de anfíbol. Piroxenitas en bandas centimétricas < 2%
- Wehrlitas con cantidad variable de anfíbol. Piroxenitas en centimétricas < 10%
- Dunitas y wehrlitas con bandas centimétricas a decimétricas. Piroxenitas entre el 20% y el 50%
- Roca muy serpentinizada y meteorizada, generalmente no afilada
- Bandas de cromita
- Fragmentos de cromilita dispersos
- Acantilado
- 30 Foliación

Figura 5.16.- Mapa de afloramientos del sector occidental de Herbeira (leyenda y figura Nº 2) con dos perfiles litológicos del acantilado (Girardeau et al; 1989, leyenda y figura Nº1) y una cartografía de detalle en dunitas y wehrlitas con abundantes bandas de cromita (leyenda y figura Nº3).

variedades olivínicas. ^(Fig. 5.17) El grado de serpentización es escaso y en general proporcional a la abundancia de olivino en la paragénesis primaria. Un estudio de estas rocas (peridotitas y piroxenias) y su química mineral ha sido realizado recientemente por Ben Jamaa (1988) y Girardeau et al., 1990).

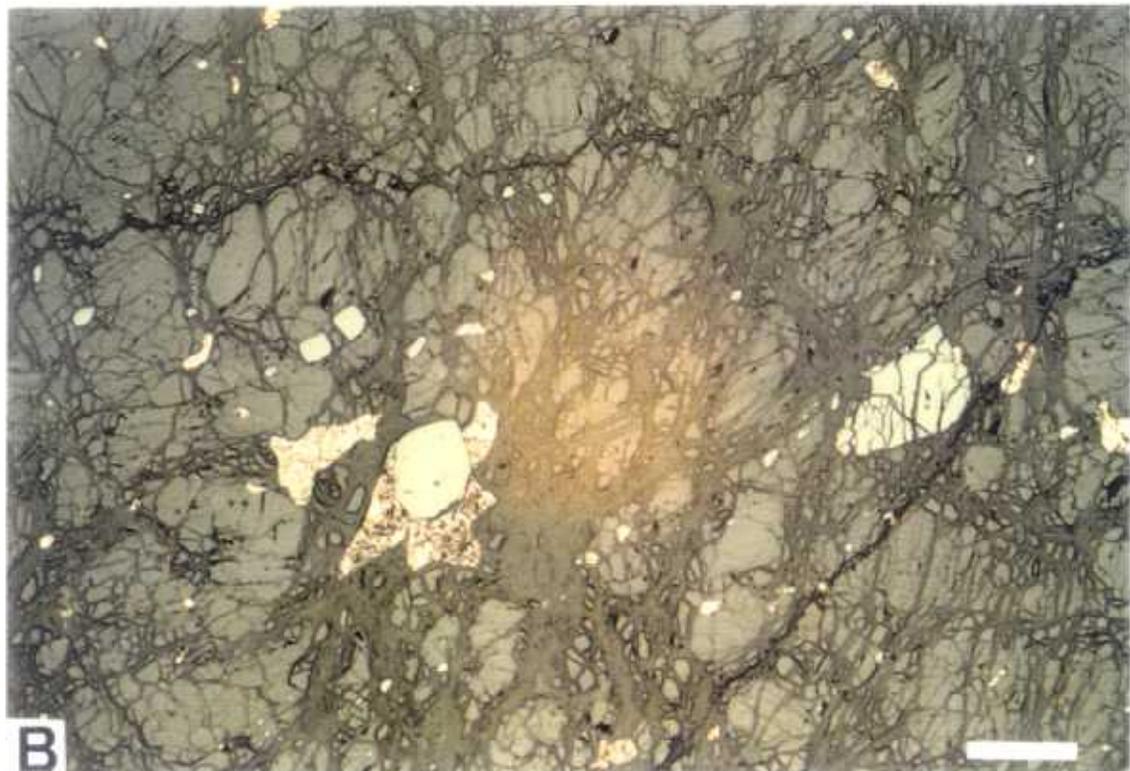
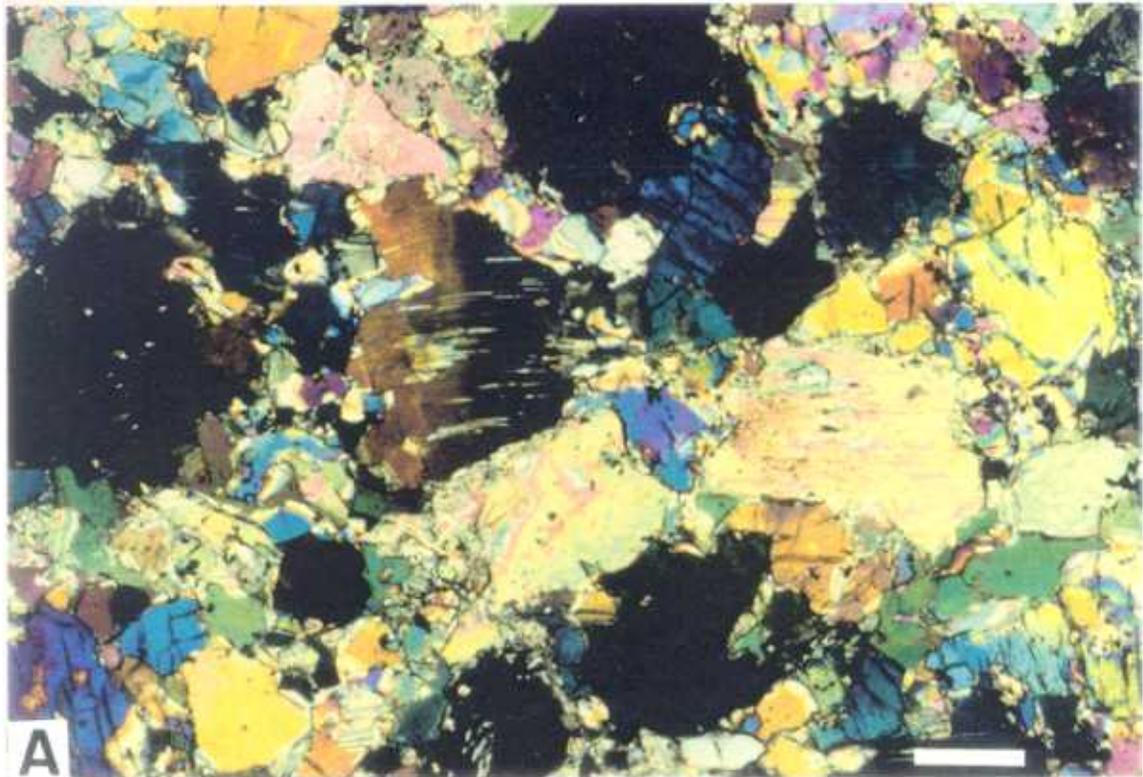


Figura 5.17.- (A) Websterita con textura porfiroclástica. L.T., nicoles cruzados. (B) Ortopiroxenita olivínica con cromoespinela y sulfuros diseminados. L.R. Escala= 0.5 mm

V.2 MINERALIZACIONES DE CROMO

Una diferencia importante de los macizos de Limo, Uzal y las 2/3 partes orientales de Herbeira (sector oriental), con el resto del macizo de Herbeira, estriba en el tipo de espinela diseminada. Mientras en los primeros, son generalmente de color verde translúcido, en el tercio occidental de Herbeira (sector occidental) son opacas o muy oscuras.

Otra diferencia notoria estriba en la homogeneidad en cuanto a tamaños y morfologías de granos. Mientras en el sector oriental (y macizos de Limo y Uzal) las espinelas muestran morfologías irregulares y tamaños gradados a escala de lámina delgada, en el occidental los tamaños son homogéneos (conservándose esta homogeneidad en cada capa que define el bandeado) y la morfología redondeada o tabular. Por último señalar que únicamente se han observado concentraciones de cromoepinelas en el sector occidental de Herbeira, y por tanto es esta zona la que tiene interés desde el punto de vista de la prospección.

V.2.1. Morfología de la mineralización

La mineralización se restringe al sector occidental del macizo de Herbeira. Las cromoepinelas se hallan: 1) diseminadas en las rocas, 2) en concentraciones de tipo "schlieren", y 3) en bandas masivas de morfología

lenticular-planar, con potencias observadas de hasta 50 cm y amplitud de varios metros.

La cromoespinela diseminada es un mineral accesorio en todas las litologías peridotíticas del sector occidental, si bien, con excepciones, es más abundante y de grano más grueso en dunitas. En las piroxenitas no siempre están presentes, y en general su presencia se correlaciona con la existencia de olivino como parte de los constituyentes de la roca.

Su disposición en la roca puede ser isótropa, es decir homogéneamente distribuida (Fig. 5.12E) u orientada según el bandeo general (Fig. 5.12C). En este último caso suele mostrar heterogeneidad en el tamaño de grano, en sentido normal al bandeo, y homogeneidad en sentido paralelo al mismo. Es frecuente que granos tabulares se alineen paralelos unos con otros y concordantes con el bandeo de las rocas (Fig. 5.12C).

Las concentraciones de tipo "schlieren" y bandas masivas oscilan entre pequeños niveles de amplitud decimétrica, potencia centimétrica y abundante material intergranular, que pueden ser consideradas como un diseminado denso, hasta bandas masivas de morfología lenticular-planar con potencias centimétricas a decimétricas y amplitud de varios metros. Entre estos extremos existen todos los pasos intermedios.

A veces muestran ramificaciones y engrosamientos locales (Fig.5.18) que pueden dar lugar, éstos últimos, a morfologías podiformes. En la figura 5.19 se muestran diferentes aspectos de bandas y schlieren cromíticos.

Las cromititas han sido observadas en zonas muy diversas dentro del sector occidental de Herbeira, encajando principalmente en litologías dunítico-wehrlíticas, y más raramente en piroxenitas. Las concentraciones más importantes observadas se localizan en una lámina dunítico-wehrlítica (Fig. 5.16.3) y más concretamente en el lado sur de dicha lámina, donde comienzan a abundar piroxenitas y a disminuir los afloramientos.

La morfología de las mineralizaciones está condicionada o modificada parcialmente por la tectónica. Así el "pod" de la figura 5.20 tiene su continuación en una banda de cromita, y se sitúa en la charnela de un pliegue que afecta a la citada banda. Es probable por tanto, que esta morfología esté ligada al plegamiento, con la concentración de cromita en las zonas de charnela. Al igual que las piroxenitas, las bandas de cromita han sido sometidas a plegamiento o cizallamiento, dando lugar a pequeños pliegues apretados de plano axial subparalelo a la foliación general (Figs. 5.21).

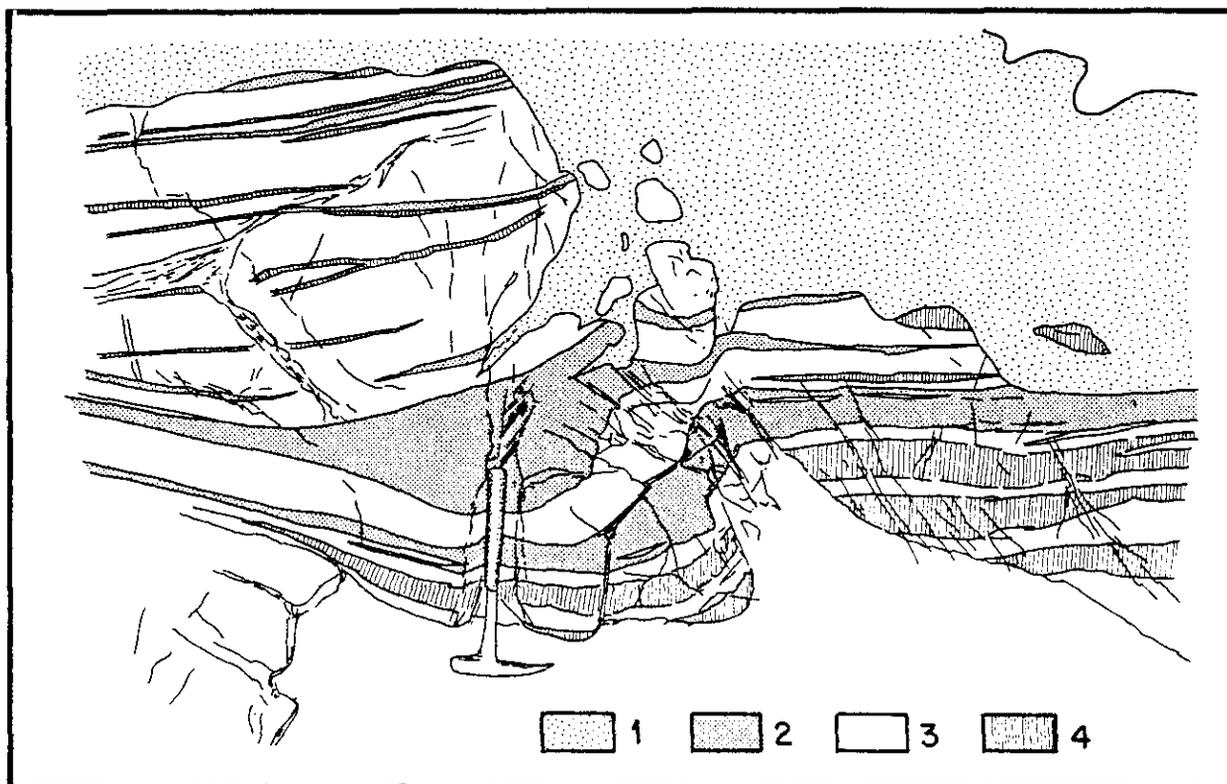


Figura 5.18.- Morfología de bandas de cromita. (1) suelo, (2) cromitita, (3) dunita y (4) piroxenita.

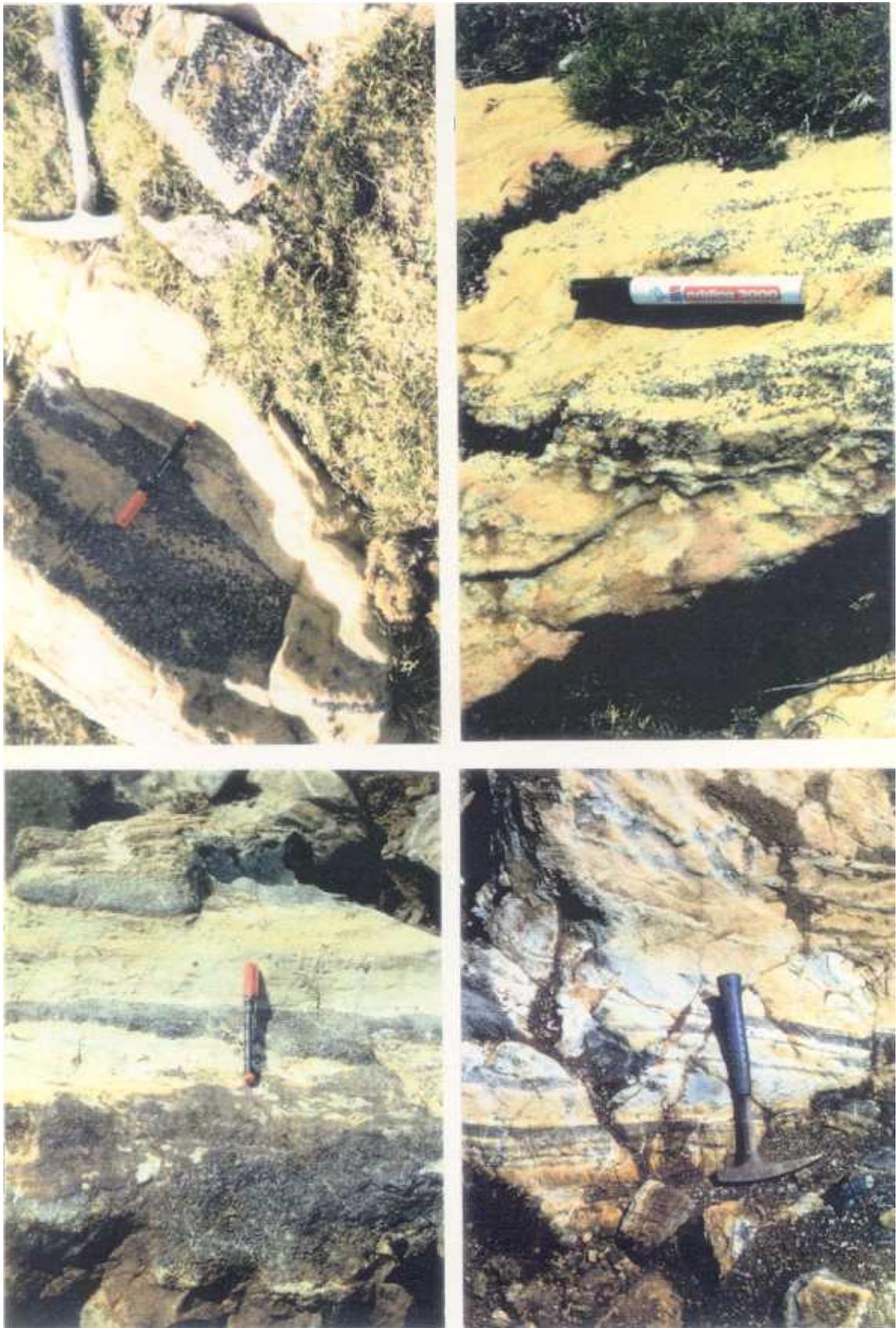


Figura 5.19.- Diferentes aspectos de schlieren, bandas y pods cromíticos.

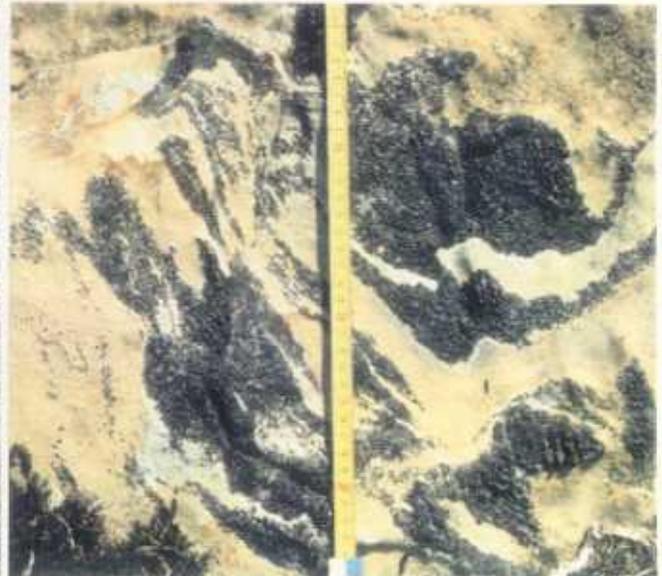


Figura 5.19.- Continuación.



Figura 5.20.- Pod de cromita y su continuación en una banda subhorizontal en el lado izquierdo (A) y en otra subvertical hacia la derecha (B).



Figura 5.21.- Bandas de cromita plegadas, con plano axial subparalelo a la foliación general de las rocas.

V.2.2. Características texturales

La crocoespinela diseminada en las litologías del sector occidental de Herbeira, muestra en lámina delgada colores entre totalmente opacos y tonos pardos, y más raramente verdes muy oscuros. Los granos minerales muestran morfologías dominantes anhedrales y subhedrales con tendencia redondeada o tabular (Fig. 5.14A), aunque han sido observados cristales euhedrales en la base de bandas duníticas y websteritas olivínicas del acantilado (Girardeau et al., 1989). En muchas muestras la crocoespinela presenta recrecimientos con sulfuros (Fig 5.17B) y magnetita, que dan lugar a morfologías muy irregulares de los minerales opacos, cuando son observados únicamente con luz transmitida (Fig 5.14B).

La crocita de "schlieren" y bandas está compuesta de agregados de cristales anhedros de grano medio, con proporciones de matriz variables (Fig. 5.22). Esta matriz está muy (o totalmente) serpentinizada, siendo la serpentina procedente tanto de olivinos como de olivinos y piroxenos (Fig. 5.22B y E). Mas raramente se han observado pequeñas bandas de crocita inmersas en paquetes duníticos del acantilado en las que sin embargo los silicatos intergranulares y los de un entorno milimétrico de la banda están formados fundamentalmente por piroxeno (5.23). Esta circunstancia puede ser debida a los mismos fenómenos metasomáticos, a los que se hacía referencia en el caso de

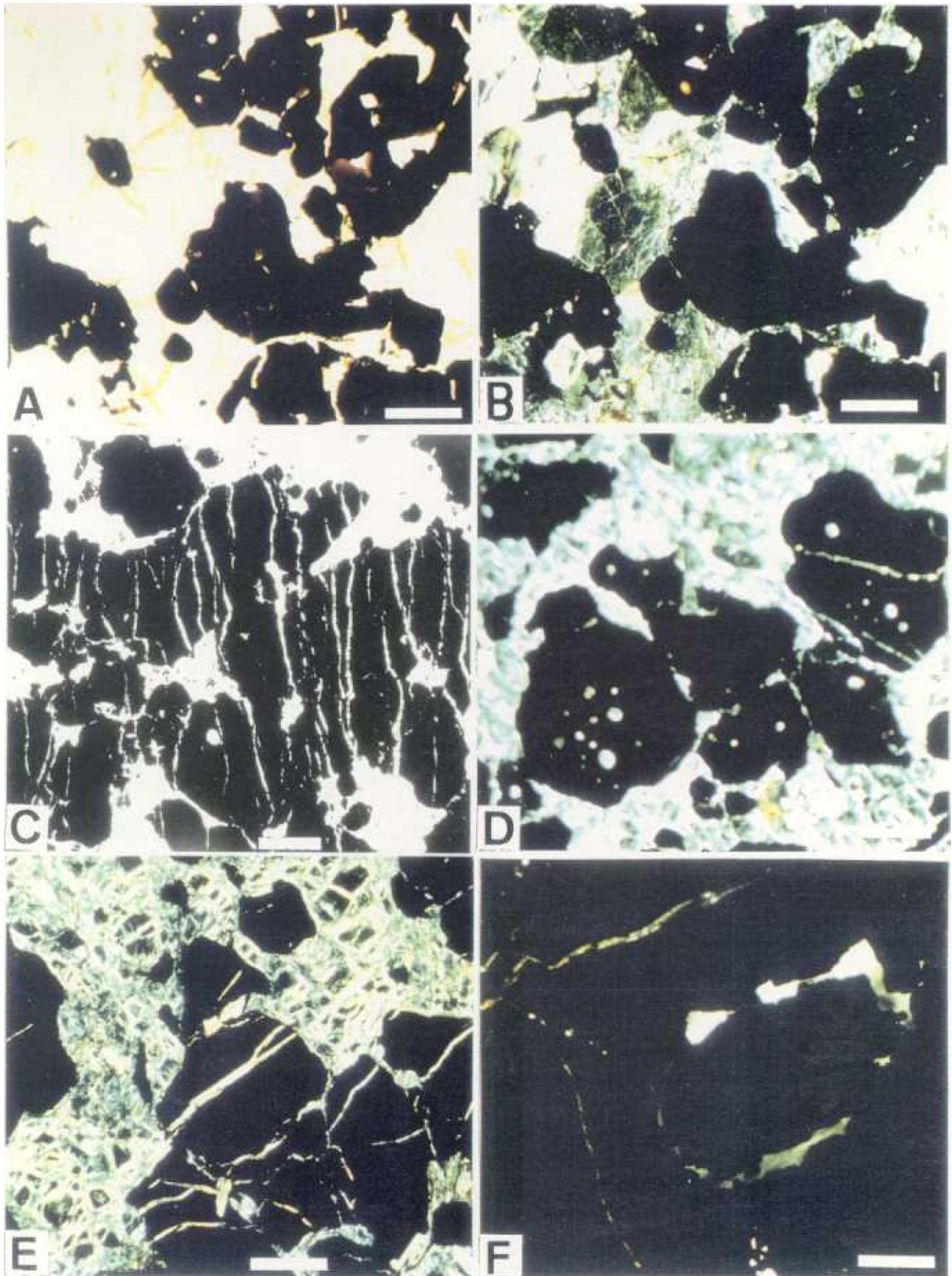


Figura 5.22.- Aspectos texturales de las cromititas del sector occidental de Herbeira. (A) Cromita anhedra, de color pardo-opaco. L.T. (B). Similar a la anterior, con nicoles cruzados. La serpentina intergranular procede de olivino y piroxenos. (C) Fracturas "pull-apart" en granos anhedros alargados, orientados paralelamente al bandeado. L.T. (D) Cromita redondeada con abundantes silicatos ocluidos (serpentinizados). L.T. (E) Cromita semimasiva con matriz dunitica serpentinizada. (F) Cromita masiva, sin apenas material intergranular. L.T. Escala= 0.5 mm.

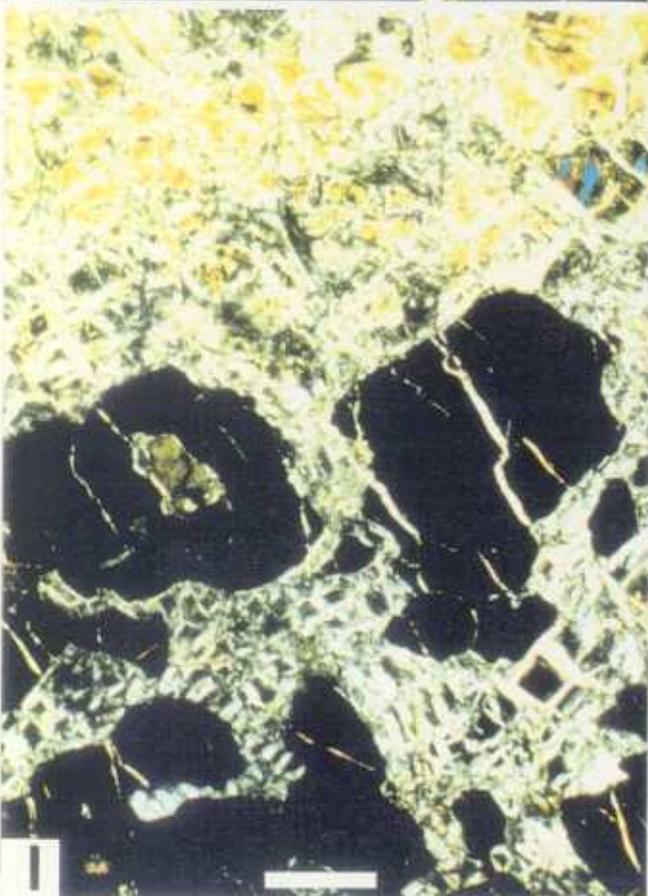
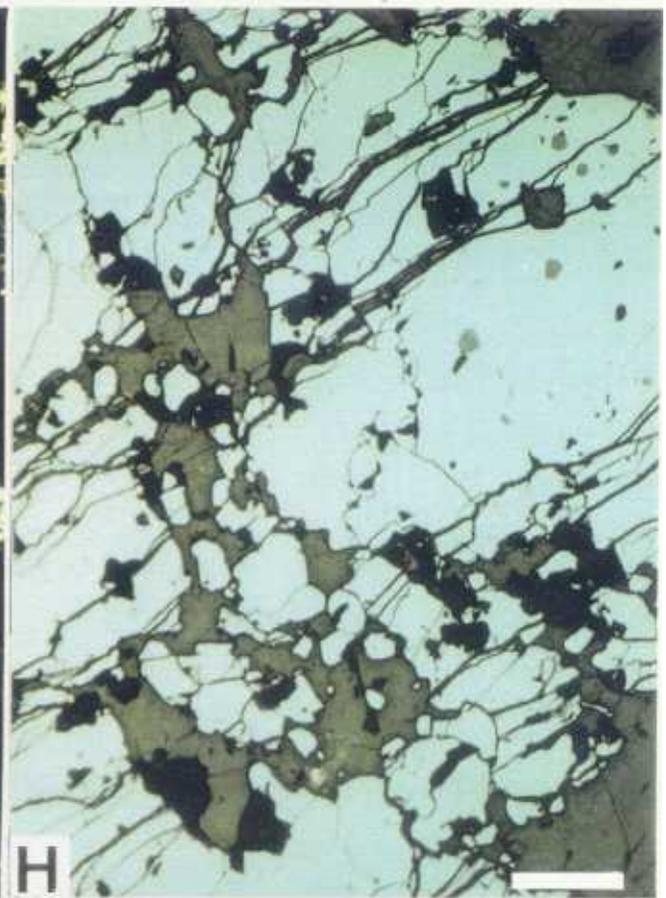
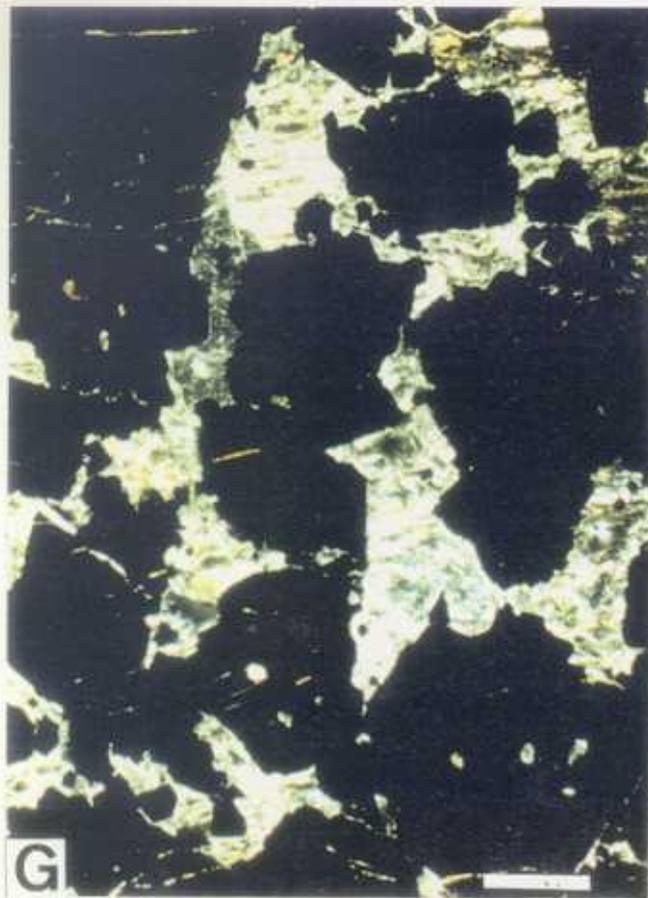


Figura 5.22.- Continuación. (G) Dos generaciones de granos de cromita. Los más pequeños muestran tendencia al idiomorfismo. L.T. (H) Dos generaciones de granos de cromita. En este caso los mas pequeños proceden probablemente de fracturación de los mayores. L.R. (I) Contacto de dunita (serpentinizada) con cromitita. Observe la ausencia de cambios texturales de la serpentina L.T. (J) Pequeños granos de pentlandita asociados a cromitita. Escala= 0.5 mm

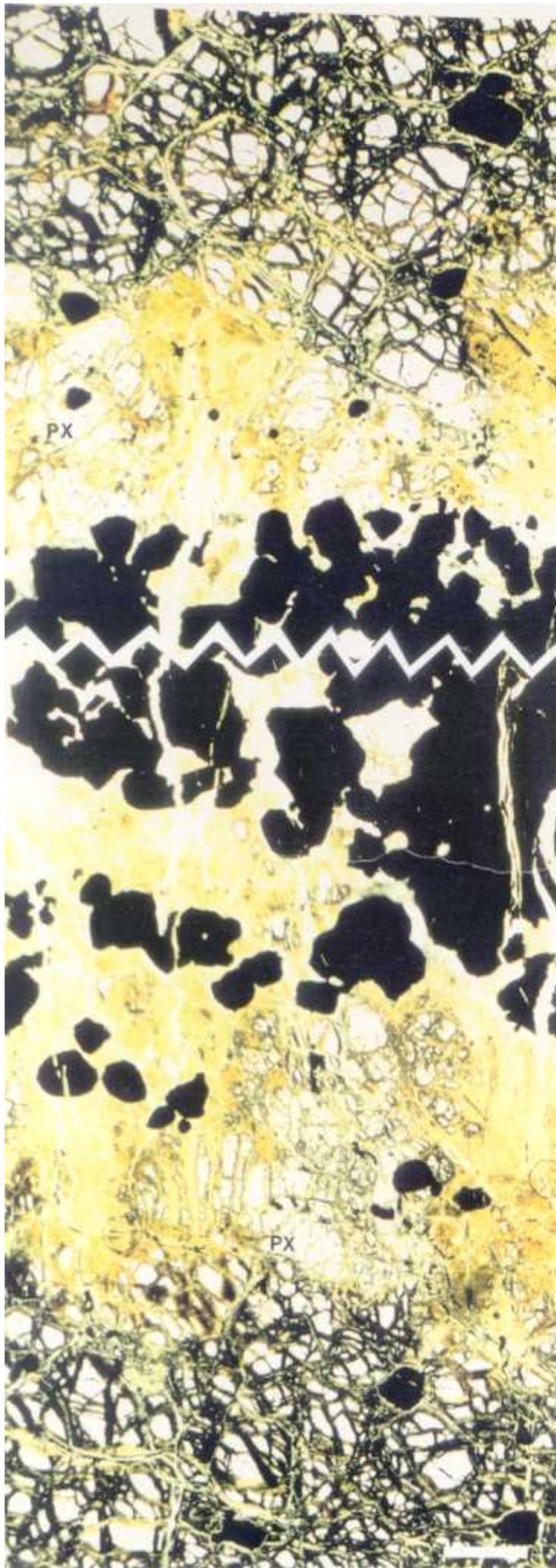


Figura 5.23.- Banda de cromita inmersa en dunita, con un halo de piroxenitización (px) y serpentinización en su entorno. Escala = 0.5mm.

dunitas y wehrlitas.

Los granos de cromita son a menudo alargados y se disponen paralelos a estas bandas y al bandeado general de las rocas, mostrando frecuentemente texturas "pull-apart" (Fig. 5.22C). El tamaño de grano oscila habitualmente entre 1 y 2 mm, si bien se han observado cromitas de hasta de 5 mm. Los colores varían entre opacos y marrones muy oscuros casi opacos.

En algunas bandas son frecuentes las inclusiones redondeadas de silicatos dentro de las cromitas. Lo más habitual es que, como consecuencia de la fracturación de las cromitas, se hallen totalmente serpentinizadas (Fig. 5.22D). Mas raramente el pequeño tamaño de las inclusiones o la menor fracturación de las cromitas hace que éstas actúen de coraza impidiendo la serpentización. Un análisis de olivino de estas características arrojó valores próximos al 98% de fosterita frente al los contenidos extremos de 87-91% que presentan en el conjunto de los macizos.

V.2.3. Características químicas

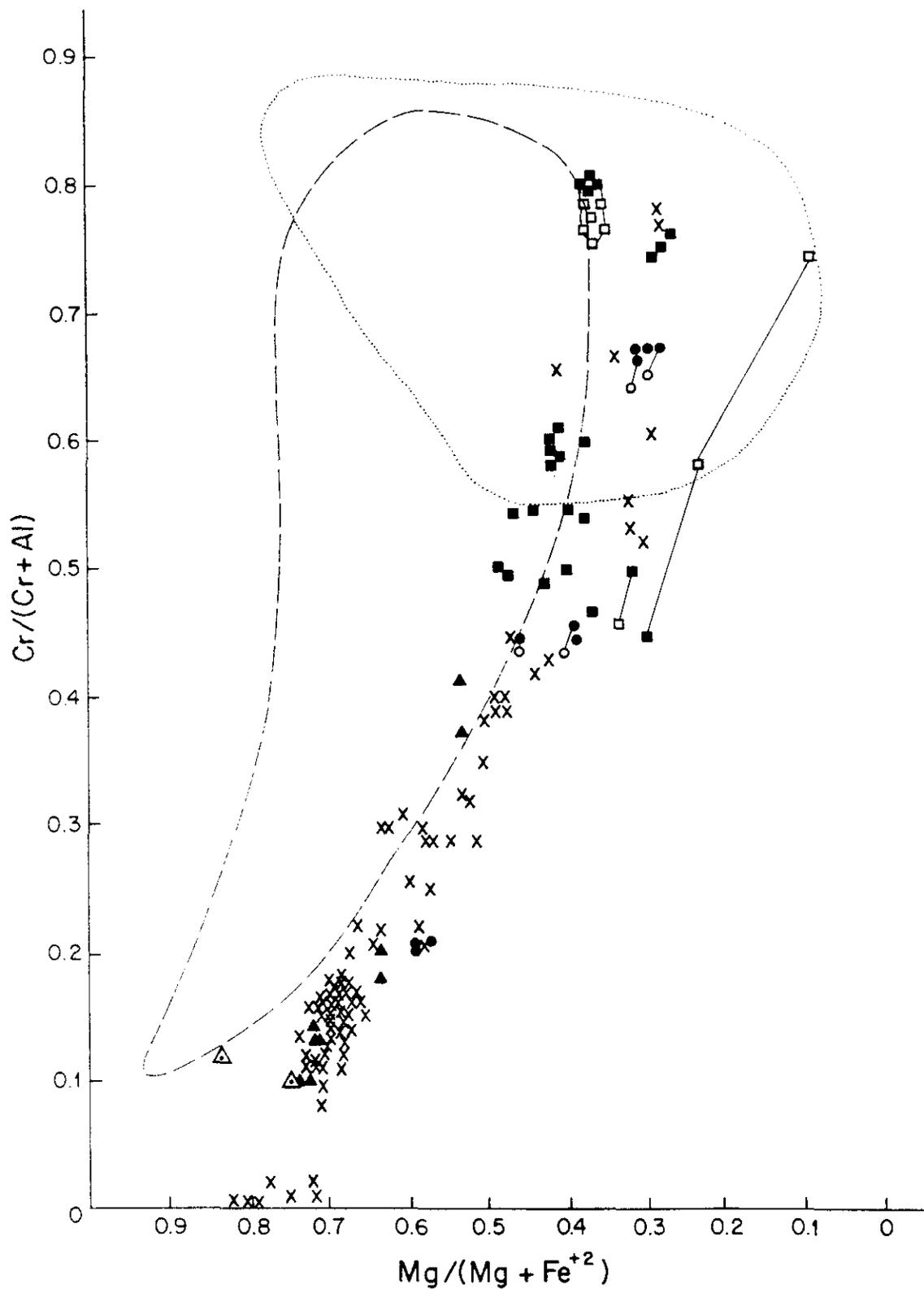
Para analizar las características químicas de las espinelas y cromoespinelas del macizo de Herbeira se han dividido en los tres grupos que corresponden a los siguientes:

A) Espinelas del sector oriental del macizo de Herbeira.

Sus composiciones son espinelas s.s. en transición a picotitas. El aluminio es el principal catión trivalente seguido del Cr. En cuanto a los divalentes el Mg es más abundante, y en general disminuye conforme aumenta el contenido en Cr. En los diagramas de las figuras 5.24 y 5.25 se ponen de manifiesto las características reseñadas. Se observa también, en estas figuras, que las espinelas del sector oriental de Herbeira forman parte del mismo trend composicional que las cromoespinelas diseminadas en el sector occidental, situándose, las primeras, en las composiciones más alumínicas. La mayoría de los análisis se proyectan con relaciones $Cr/(Cr+Al)$ entre 0.10 y 0.20 y $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ en torno a 0.7.

B) Cromoespinelas diseminadas del sector occidental de

Herbeira. Las litologías de este área, como veíamos en apartados precedentes, están formadas por piroxenitas y peridotitas (dunitas y cantidades menores de wehrlitas y harzburgitas). En general, las cromoespinelas diseminadas de este sector, muestran características químicas muy similares aunque muy variables, independientemente del tipo de roca encajante citado. Tan solo se observa un ligero enriquecimiento en Fe^{+3} de las cromoespinelas diseminadas en piroxenitas frente a las de las dunitas y wehrlitas (Figs. 5.25 y 5.27). Dentro de



——— Cromoespinelas en peridotitas de tipo Alpino (IRVINE, 1967)
 Cromitas de varios complejos estratiformes (IRVINE, 1967)

Figura 5.24.- Proyección de la composición de las espinelas y cromoespinelas diseminadas en peridotitas de Herbeira sobre un diagrama $Cr/(Cr+Al)$ - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. Sector oriental: (▲) Peridotitas anfibólicas; (△) Exoluciones en piroxenos. Sector occidental: (■) Dunitas; (●) Wehrlitas. (x) Espinelas en peridotitas de Cabo Ortegual (sin especificar), Ben Jamaa (1988). (△), (□), (○) Bordes de grano respectivos.

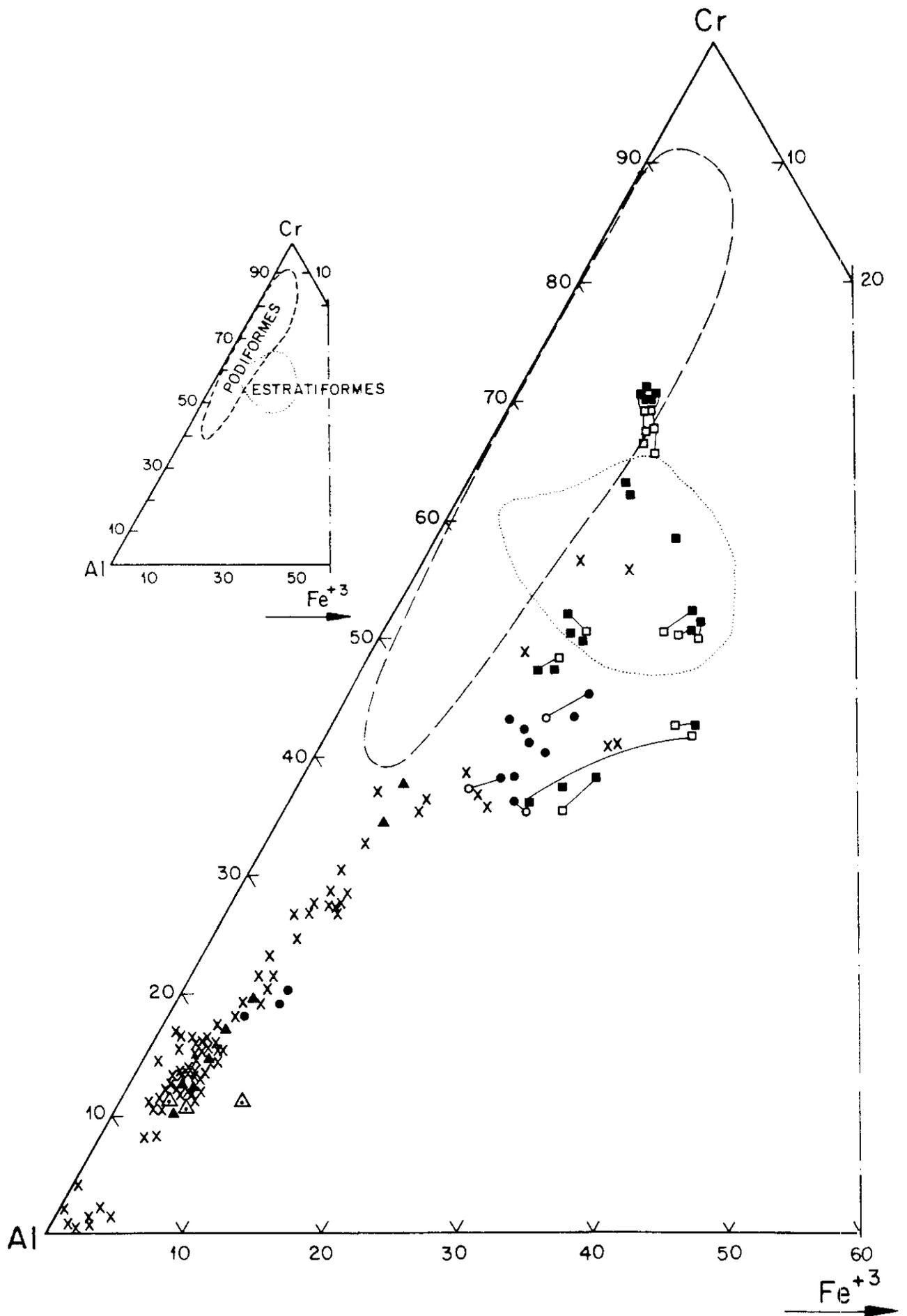


Figura 5.25.- Proyección de la composición de las espinelas y cromoespinelas diseminadas en peridotitas de Herbeira sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromititas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.

las últimas litologías, las diseminadas en dunitas muestran, con excepciones, mayores contenidos en cromo (Fig. 5.24). Su composición oscila entre cromitas-magnesiocromitas ricas en Fe^{+3} y Al y picotitas ricas en Fe^{+3} . Forman parte del mismo trend composicional de las espinelas del sector oriental, situándose en composiciones más ricas en cromo. Los análisis se proyectan en un amplio campo de relaciones $Cr/(Cr+Al)$, generalmente comprendido entre 0.4 y 0.8, observándose también la tendencia a la disminución del contenido en Mg conforme aumenta el Cr (Figs. 5.24 y 5.26). Existen raras excepciones de espinelas de este sector que presentan composiciones similares a las del sector oriental, observándose que se hallan en litologías peridotíticas con abundantes piroxenos.

C) Cromitas masivas. (Sector Occidental). Se trata de cromitas en transición a magnesiocromitas, con cantidades importantes de Al y Fe^{+3} . Respecto a las cromoespinelas diseminadas en dunitas y piroxenitas de sus alrededores, muestran en general una mayor relación $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ en cuanto a los cationes divalentes (Fig. 5.28) y mayores contenidos en Cr con disminución de Fe^{+3} , en los trivalentes (Fig. 5.29). Esto se pone de manifiesto en los diagramas (Figs. 5.28 y 5.29) por la existencia de trends de variación paralelos a los de las espinelas

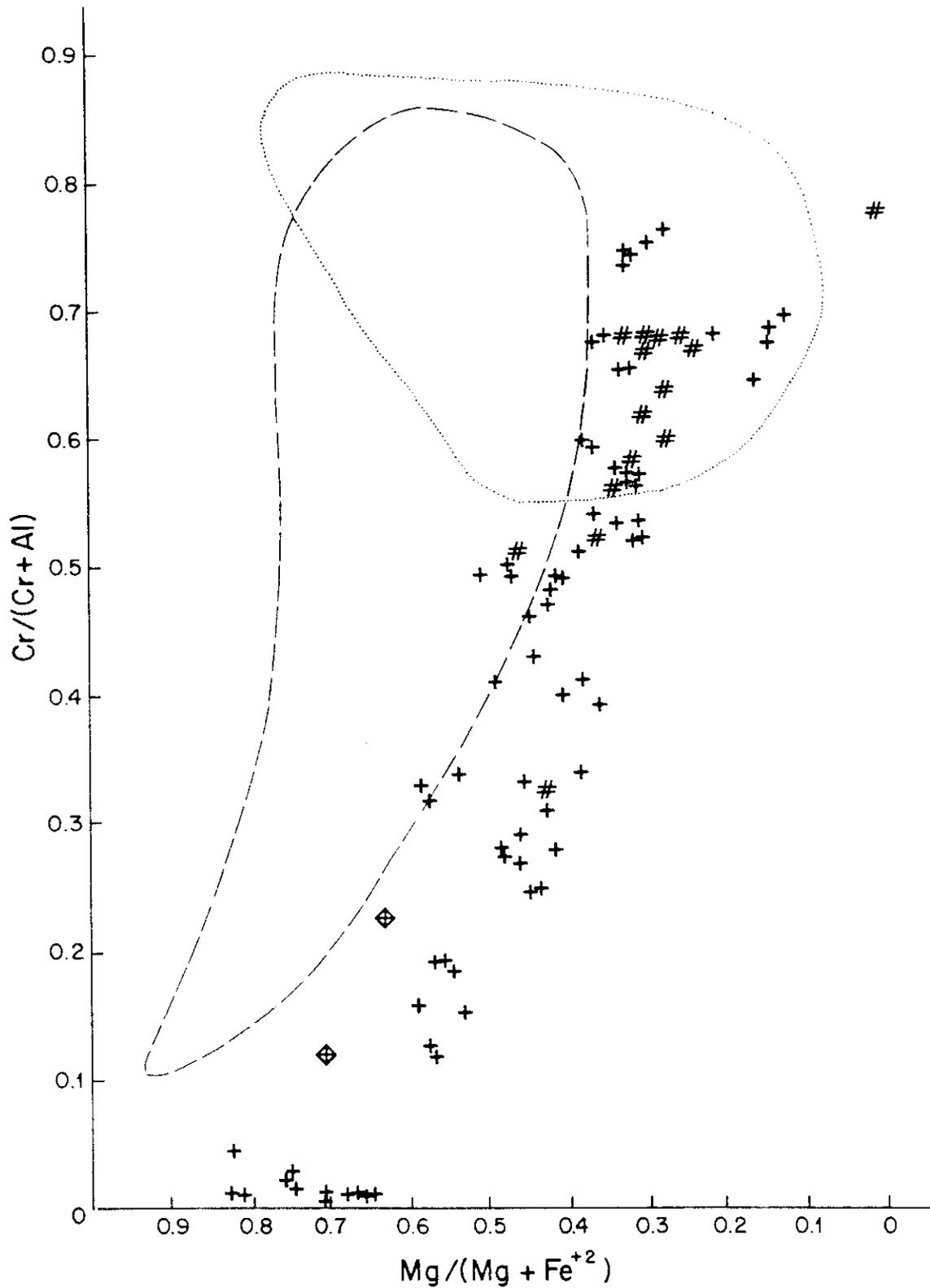


Figura 5.26.- Proyección de la composición de las espinelas y cromoespinelas diseminadas en piroxenitas de Herbeira sobre un diagrama $Cr/(Cr+Al)$ - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. (⊠) Sector oriental; (#) Sector occidental; (+) Espinelas en piroxenitas de Cabo Ortegual (sin especificar), Ben Jamaa, 1988).

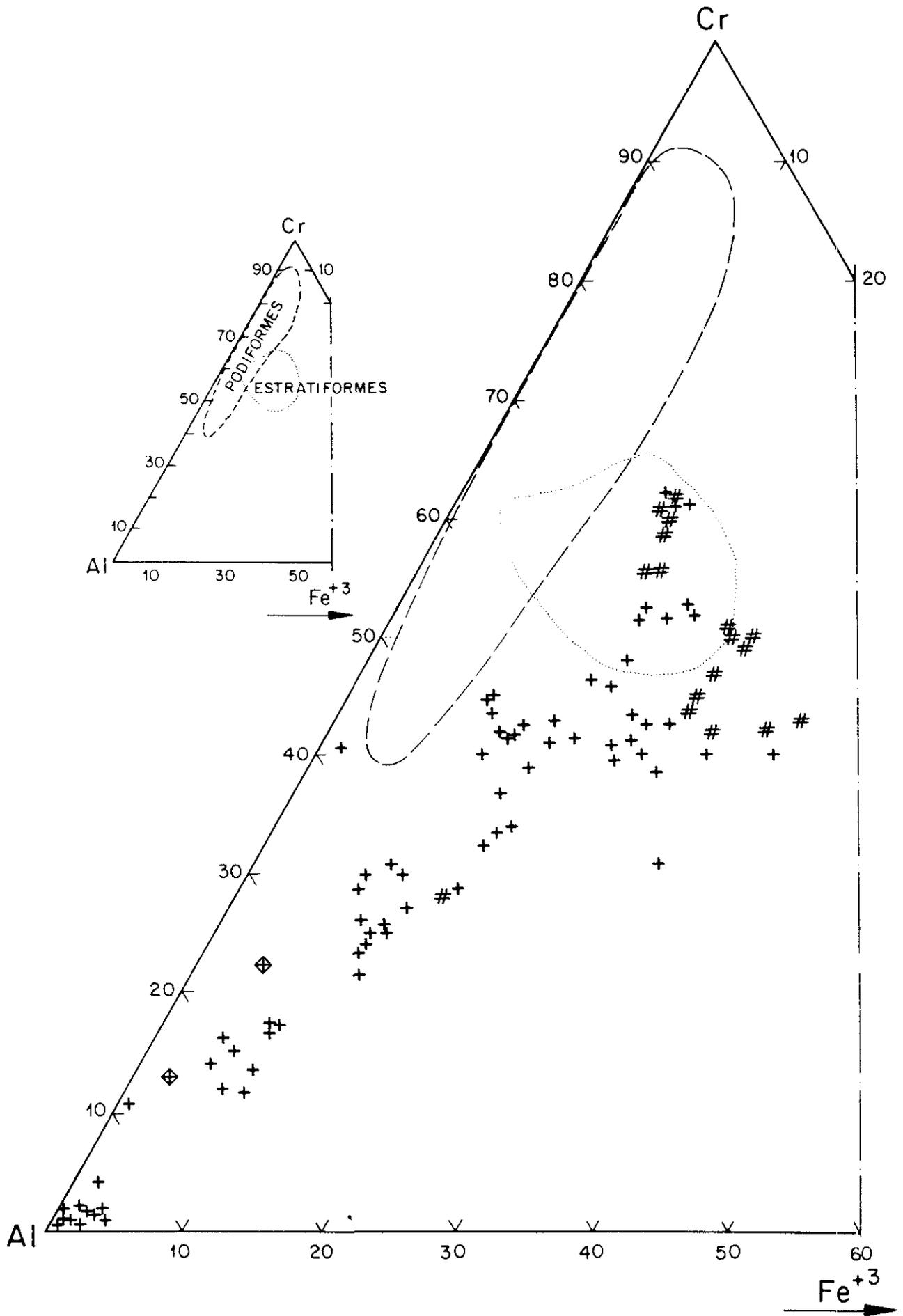
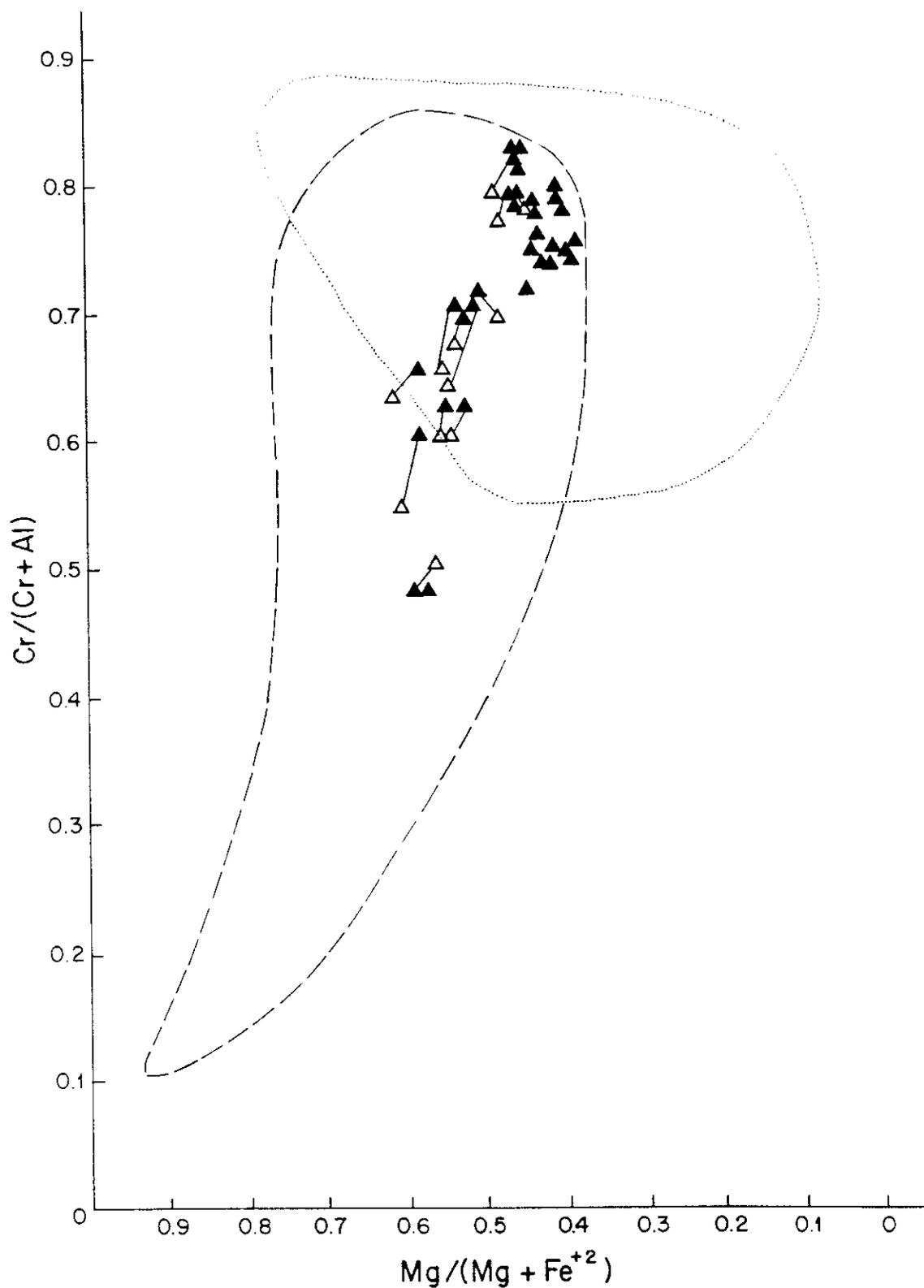


Figura 5.27.- Proyección de la composición de las espinelas y cromoespinelas diseminadas en piroxenitas de Herbeira sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromitas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.



- Cromoespinelas en peridotitas de tipo Alpino (IRVINE, 1967)
- Cromitas de varios complejos estratiformes (IRVINE, 1967)

Figura 5.28.- Proyección de la composición de las cromitas concentradas en bandas (sector occidental de Herbeira) sobre un diagrama $Cr/(Cr+Al)$ - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$. () Núcleos de grano. (Bordes de grano).

△ Bordes de grano

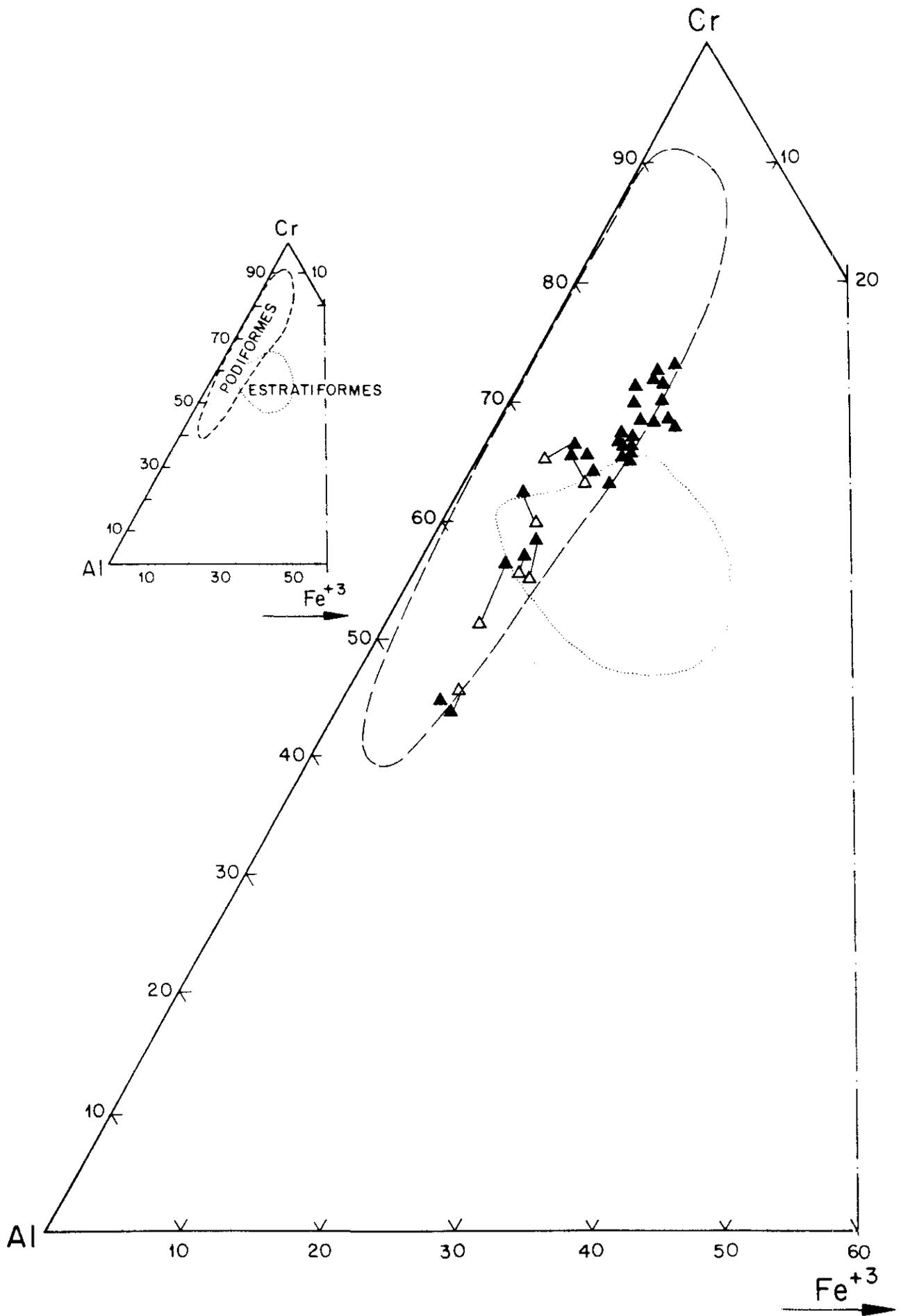


Figura 5.29.- Proyección de la composición de las cromitas concentradas en bandas (sector occidental de Herbeira) sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromititas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.

diseminadas pero enriquecidos en Cr y Mg. El trend de variación composicional mostrado por las cromitas de las bandas se correlaciona en gran medida con la proporción de silicatos intergranulares existentes y/o con la potencia de las bandas. Los contenidos más ricos en cromo corresponden a bandas más potentes y más masivas.

En la figura 5.30 se muestran las variaciones composicionales entre cromitas concentradas en bandas y diseminadas en dunitas y piroxenitas, a lo largo de una pequeña secuencia de dunitas, cromititas y piroxenitas, de algo más de un metro de potencia (figura 5.18). En ella se observa: (1) las cromitas de las bandas son más ricas en cromo que las diseminadas, y además existen composiciones diferentes entre diferentes bandas; (2) el Al_2O_3 no muestra variaciones significativas entre las cromitas diseminadas en dunitas y las concentradas en bandas, si se observa contenidos mayores en las diseminadas en las piroxenitas; (3) el Fe_2O_3 muestra comportamiento apuesto al cromo; (4) el MgO muestra mayores contenidos en las bandas que en las diseminaciones y el FeO a la inversa, y (5) otros componentes (Ti, V, Mn, Ni, Zn) se hallan en muy escasa proporción y no muestran una pauta clara de variación.

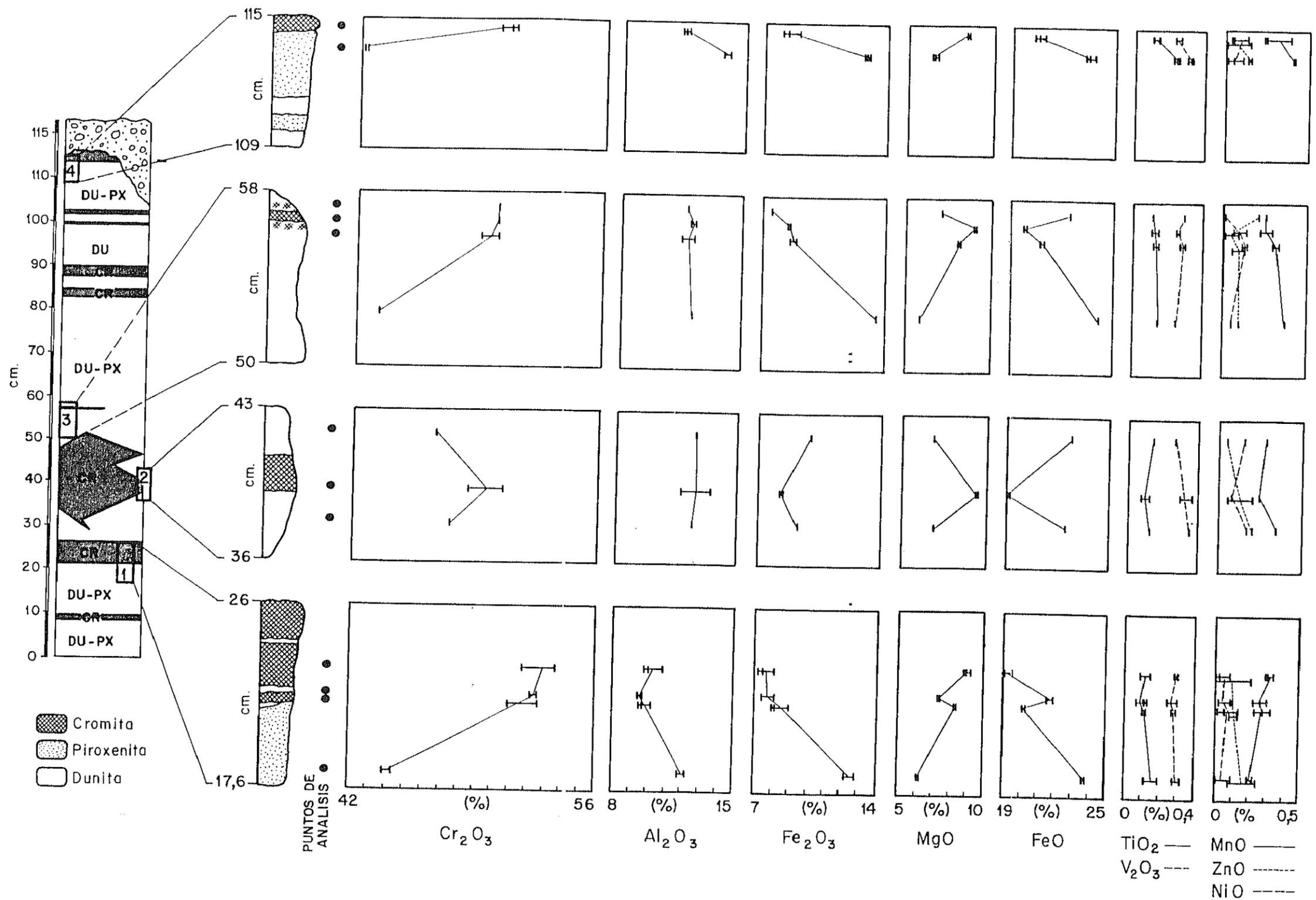
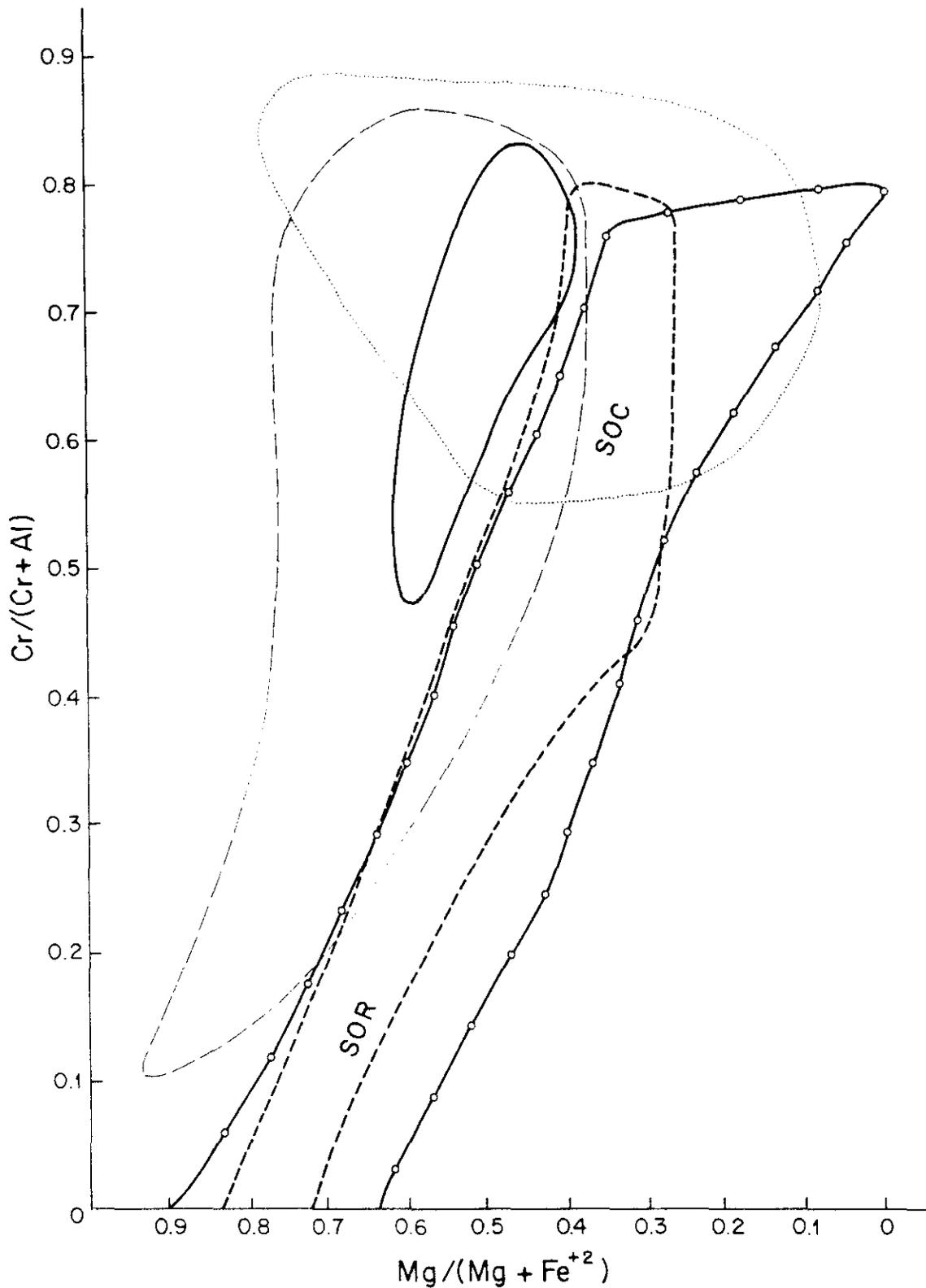


Figura 5.30.- Variaciones composicionales de cromitas concentradas en bandas y diseminadas en dunitas y piroxenitas, a lo largo de la secuencia de la figura 5.18. Ver explicación en el texto.

En las figuras 5.31 y 5.32 se han representado los campos composicionales de los diferentes tipos de espinelas y cromoespinelas del macizo de Herbeira. En ellas se han señalado dos zonas, dentro de los campos composicionales de espinelas y cromoespinelas diseminadas: (SOR) proyección de las composiciones medias de espinelas procedentes de peridotitas del sector oriental y (SOC), Idem de las cromoespinelas del sector occidental. En los tres tipos de espinelas y cromoespinelas diferenciados, se observa en conjunto una amplia variación en la relación Cr/Al, característica de los Complejos de Tipo Alpino. Si se compara la relación Mg/Mg+Fe en las cromitas masivas frente a las cromoespinelas diseminadas, se observa una relación superior en las primeras, hecho observado en otros complejos (Leblanc, 1988). Se han señalado en las figuras dos áreas composicionales : una rica en Cr correspondiente a las del sector occidental (SOC en las figuras)

En cuanto a la variación composicional núcleo-borde, es generalmente escasa en las cromoespinelas diseminadas y menor todavía en las masivas. Estas variaciones consisten generalmente en una disminución del Cr₂O₃ hacia los bordes, aumentando el Al₂O₃ y Fe₂O₃, mientras que los cationes divalentes apenas sufren variación. En la figura 5.33 se ha representado un perfil a través de una cromita diseminada en dunita en el que se observan las variaciones citadas y la "profundidad" de penetración de estas variaciones.



- Chromite spinels in Alpidic peridotites (IRVINE, 1967)
- Chromite spinels in various stratiform complexes (IRVINE, 1967)
- Chromite spinels disseminated in pyroxenites
- - - - Chromite spinels disseminated in peridotites
- Chromite spinels concentrated in bands

Figura 5.31.- Proyección de los campos composicionales de diferentes tipos de espinelas y cromoespinelas del macizo de Herbeira sobre un diagrama $Cr/(Cr+Al)$ - $Mg/(Mg+Fe^{+2})$.

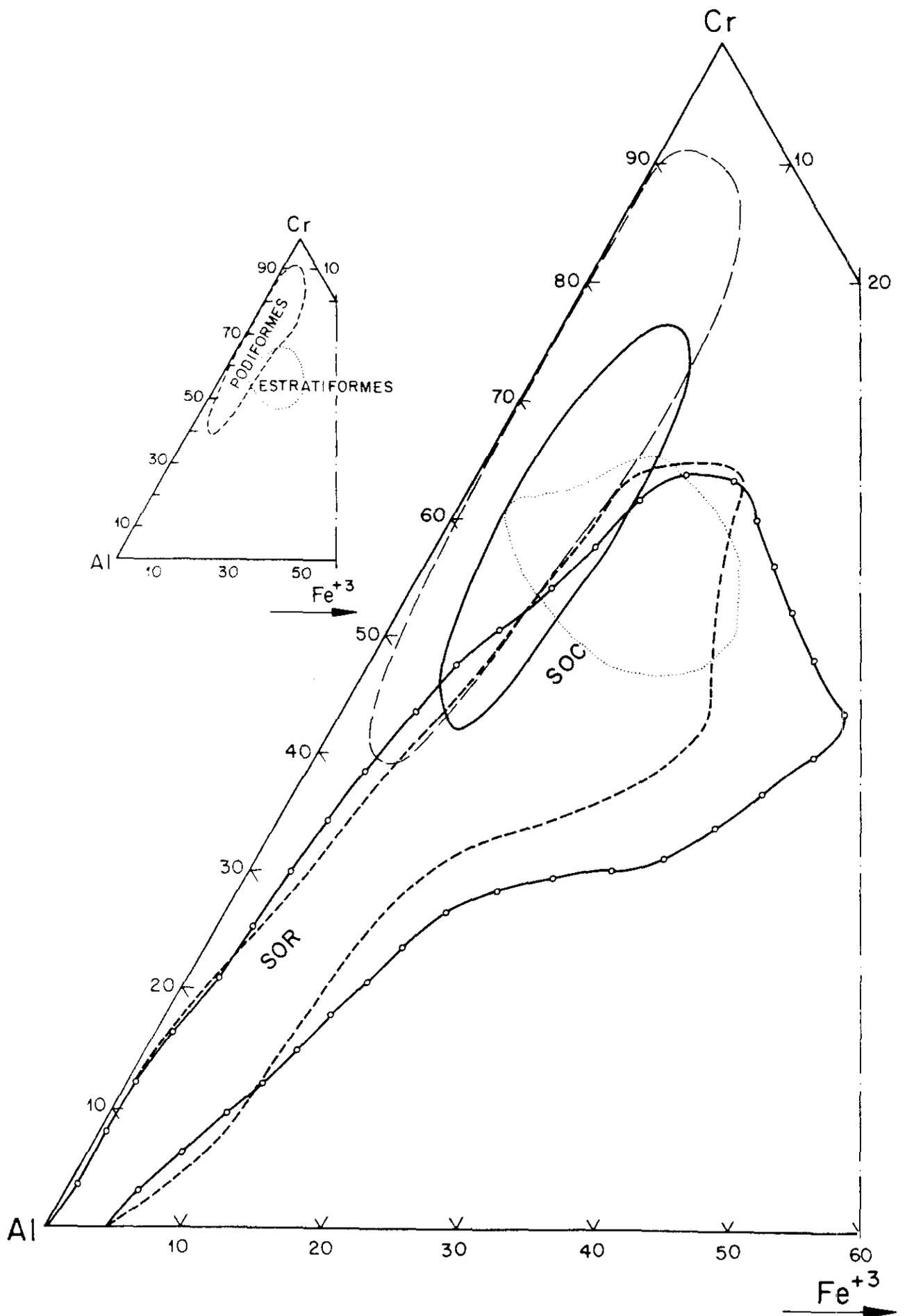


Figura 5.32.- Campos composicionales de diferentes tipos de espinelas y cromoespinelas del macizo de Herbeira sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromititas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.

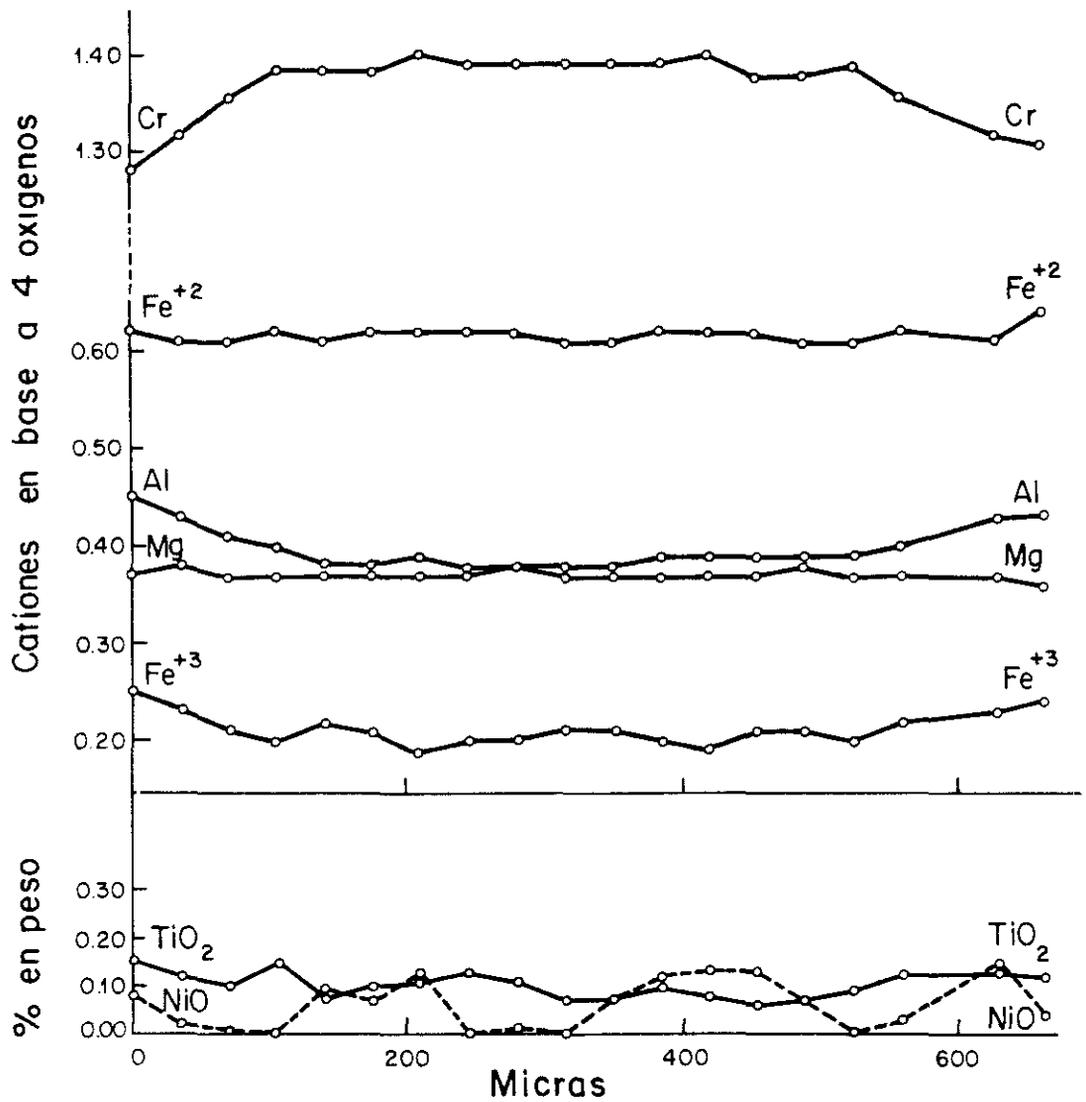


Figura 5.33.- Perfil a través de una cromoespinela diseminada en dunita. Diámetro de 0.7 mm. Análisis cada 35 micras.

Más raramente se han observado modificaciones más importantes y complejas en la composición núcleo-borde. Tal es el caso de los granos de la figura 5.34 correspondiente a una cromoespinela diseminada en dunita del acantilado. Los puntos señalados en la misma corresponden a los análisis de la tabla V.1. En ella observamos un aumento progresivo muy acusado del Fe+3 y Fe+2 hacia los bordes que se compensa con disminución del Al y Mg respectivamente. El comportamiento del cromo es más complejo con aumento en el "borde intermedio" y posterior disminución hacia el "borde externo".

TABLA V.1
PRINCIPALES CATIONES EN BASE A CUATRO OXIGENOS DE LOS PUNTOS DE ANALISIS SITUADOS EN LA CROMOESPINELA DE LA FIGURA 5.34

| | 1 | 2 | 3 |
|----|------|-----|-----|
| Al | .22 | .62 | .91 |
| Cr | .60 | .83 | .72 |
| Fe | 1.14 | .53 | .36 |
| Mg | .08 | .25 | .31 |
| Fe | .90 | .74 | .69 |

1: "borde externo", 2:"borde intermedio" y 3: núcleo.

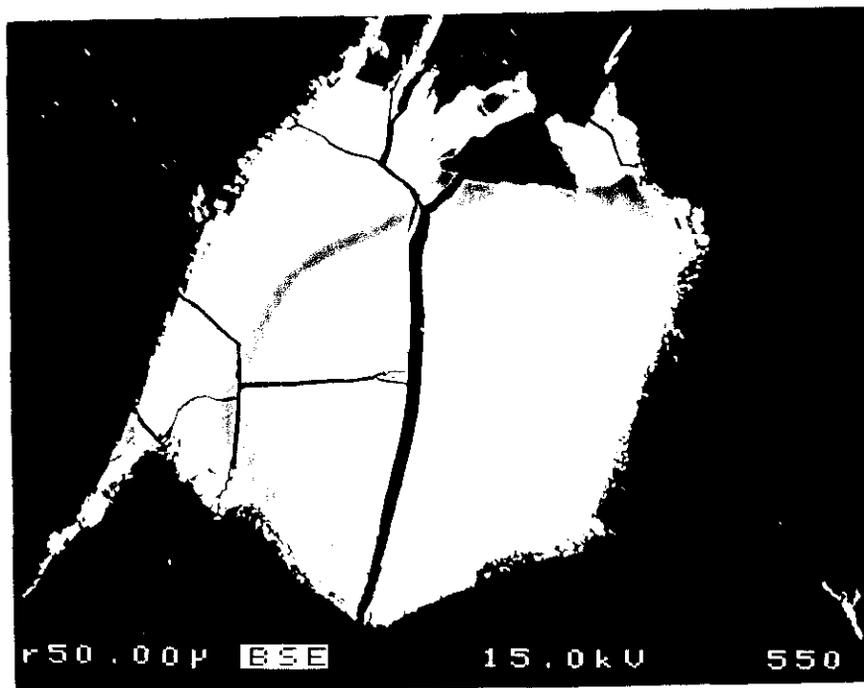
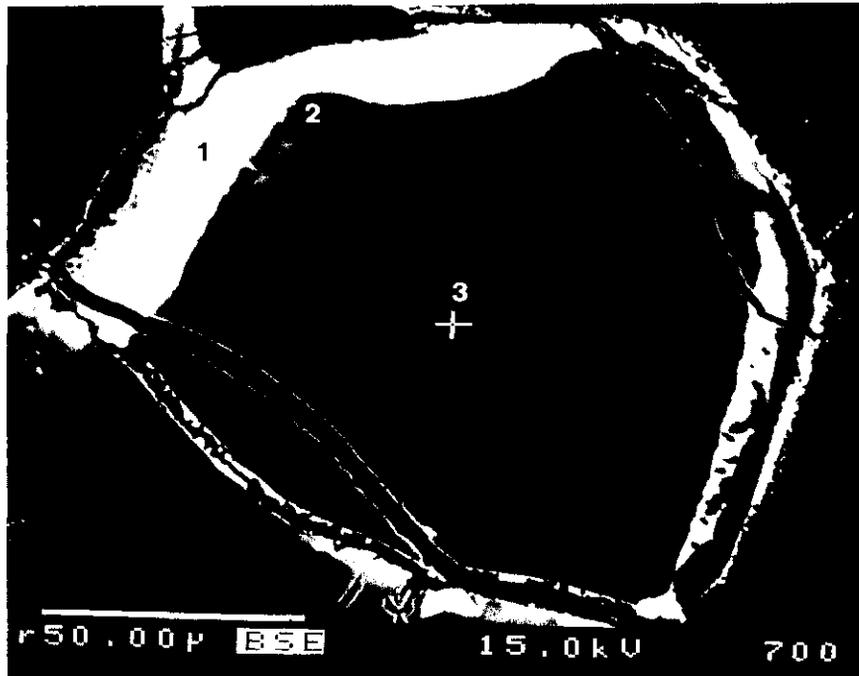


Figura 5.34.- Detalles de alteración y recrecimientos magnéticos en bordes de grano de cromita diseminada.

V.3. SULFUROS

Un constituyente habitual de las rocas de naturaleza mantélica, son los sulfuros de Ni, Fe y Cu, que, aunque generalmente son fases muy accesorias, pueden tener gran importancia, ya que actúan de colectores de metales preciosos como Au y elementos del grupo del platino (Mitchell and Keays, 1981; Naldrett, 1981; Garuti et al., 1984; Buchanan, 1988) y en ocasiones, pueden constituir depósitos marginales (Santos, 1986).

Los sulfuros están presentes, en mayor o menor proporción, dentro de todos los tipos litológicos existentes en las rocas ultrabásicas del área. La presencia, abundancia y las texturas de las distintas especies minerales están en relación con el grado de serpentinización, éste a su vez, está fuertemente condicionado por la litología peridotítica o piroxenítica.

Las peridotitas, tanto del sector oriental como del occidental, incluidas las dunitas, muestran una serpentinización que afecta entre el 60 y el 100% del volumen de la roca. En gran parte de las muestras estudiadas, la pentlandita es el único sulfuro existente, mientras que en muy pocos casos se han observado pequeñas cantidades de calcopirita, pirrotina y posiblemente heazlewoodita y/o millerita. Los sulfuros en general y la pentlandita en particular, se hallan en granos de tamaño

entre 10 y 100 μm y constituyen cantidades muy accesorias, desde inapreciables, hasta el 0.2 % del volumen de la roca (Fig. 5.35). Ocasionalmente en rocas con schlieren cromíticos llega a constituir el 1 %, con tamaños de grano de hasta 0.5 mm. Se presenta principalmente dentro de la matriz serpentinitica, aunque a veces se ha observado en inclusiones de piroxenos, espinelas y cromitas (Fig. 5.36A). Una textura habitual la constituye pentlandita bordeada y reemplazada parcialmente por magnetita. Son muy frecuentes granos redondeados e irregulares de magnetita en los cuales se hallan inmersos restos aislados de pentlandita (Fig. 5.35E). El reemplazamiento ha tenido lugar a favor de los planos de exfoliación mostrando, a veces, apariencia idiomórfica.

Las piroxenitas muestran una serpentización mucho menor, a veces inexistente y en general proporcional a la abundancia de olivino. Los sulfuros son volumétricamente más abundantes que en las peridotitas, habiéndose observado muestras con contenidos próximos al 2 % del volumen total y tamaños de grano de hasta 1mm. La pirrotina, pentlandita y calcopirita son las fases más abundantes (Fig. 5.36). Dentro del conjunto de la roca, se sitúan preferentemente en áreas serpentizadas, cuando existen, o intersticiales de los silicatos en caso contrario. Los granos de sulfuros existentes en piroxenitas parcialmente serpentizadas muestran intercrecimientos muy complejos (Fig. 5.37), y están constituidos de pirrotina, pentlandita, calcopirita,

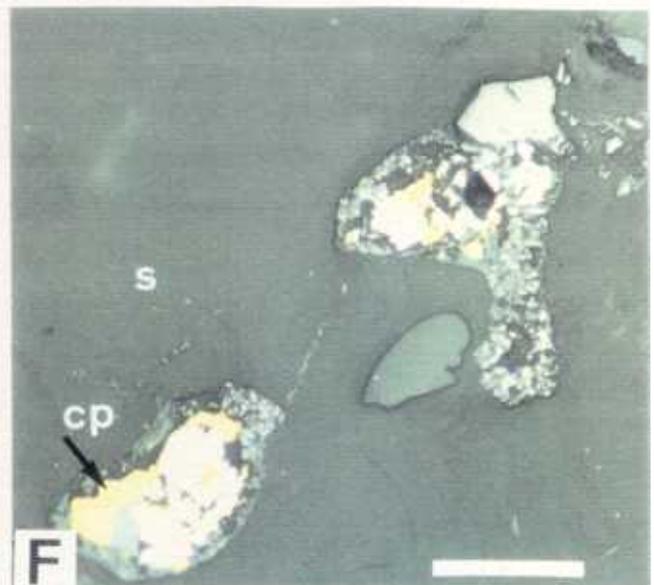
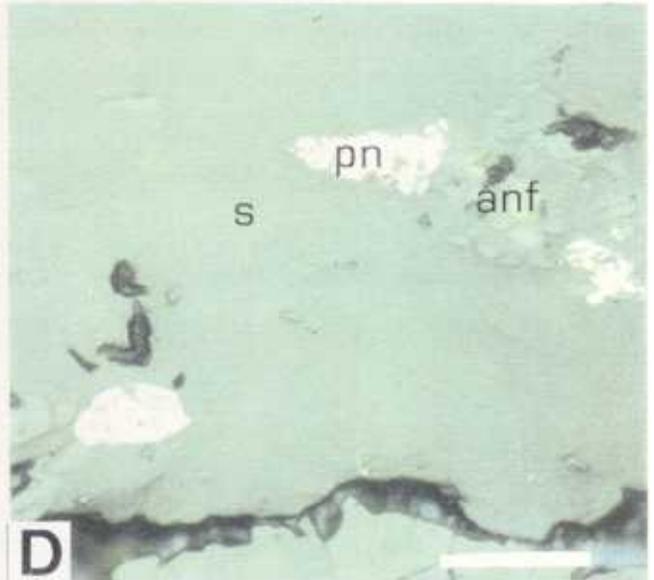
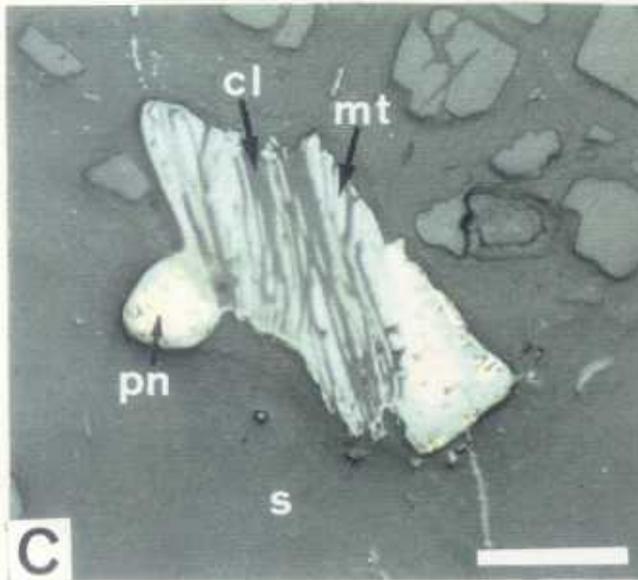
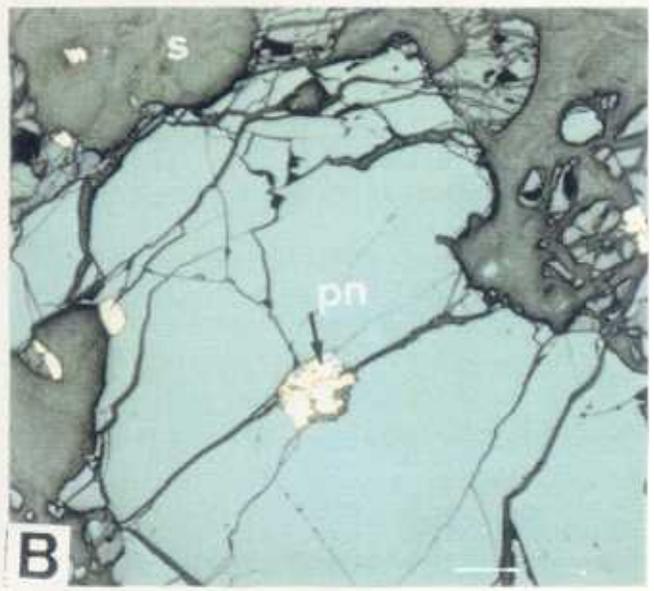
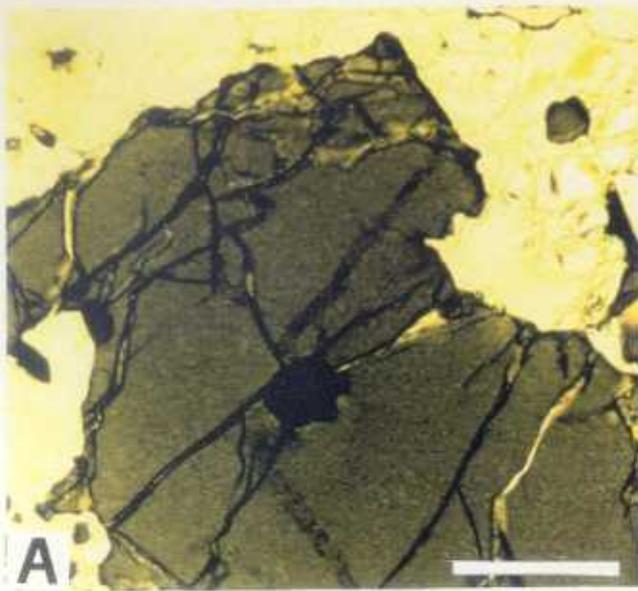


Figura 5.35.- Diferentes aspectos de sulfuros diseminados en peridotitas. (A) y (B) Pentlandita en fracturas de espinela, L.T. y L.R. (C) Clorita, magnetita y pentlandita en peridotita serpentinitizada. L.R. (D) Diseminación de pentlandita en peridotita muy serpentinitizada. L.R. (E) Magnetita bordeando y reemplazando a pentlandita. L.R. (F) Calcopirita, pentlandita y magnetita en peridotita muy serpentinitizada. L.R. Escala= 0.1 mm. (anf) anfíbol; (cl) clorita; (cp) calcopirita; (mt) magnetita; (pn) pentlandita; (s) serpentina. Escala= 0.1 mm.

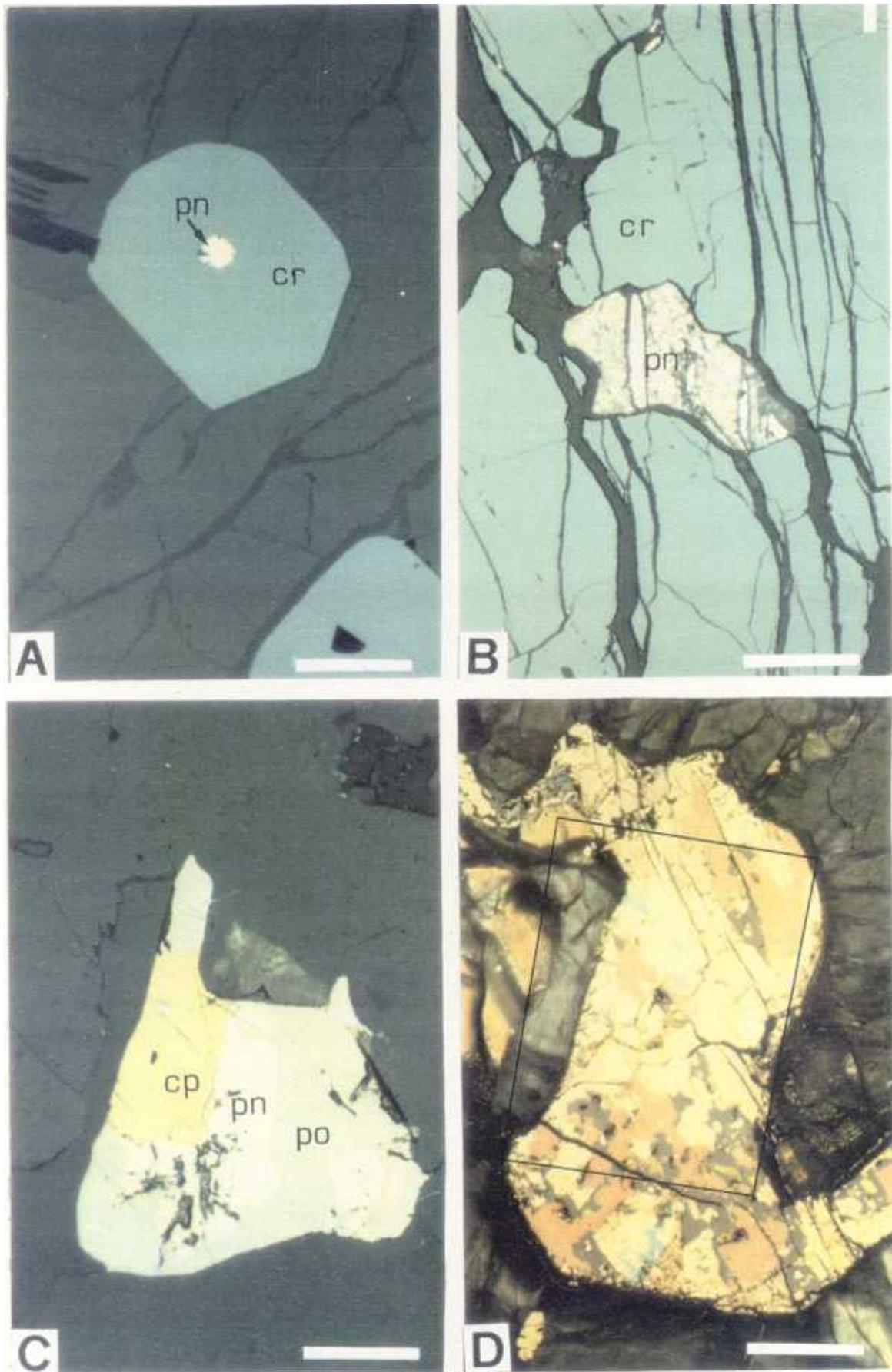


Figura 5.36.- Diferentes aspectos de sulfuros diseminados en piroxenitas y cromitas. (A) Inclusión de pentlandita en cromita subhedral, diseminada en piroxenita. L.R. (B) Pentlandita diseminada en cromita anhedral. L.R. (C) Intercrecimiento de sulfuros en piroxenita nada serpentinizada. L.R. Intercrecimiento complejo de sulfuros en piroxenita parcialmente serpentinizada. L.R. (cp) calcopirita; (pn) pentlandita; (po) pirrotina. Escala= 0.1 mm.

mackinawita y violarita. La mackinawita se halla en exoluciones dentro de la pentlandita, y ésta a su vez, es sustituida por violarita (Tabla V.2, análisis 3 a 8). La magnetita, es también, un componente frecuente de estos granos. Las piroxenitas no serpentinizadas contienen granos mono o poliminerales, los intercrecimientos son más sencillos y la mineralogía similar, con la ausencia de violarita y magnetita.

TABLA V.2 ANALISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA DE SULFUROS REPRESENTATIVOS DE HERBEIRA (% peso).

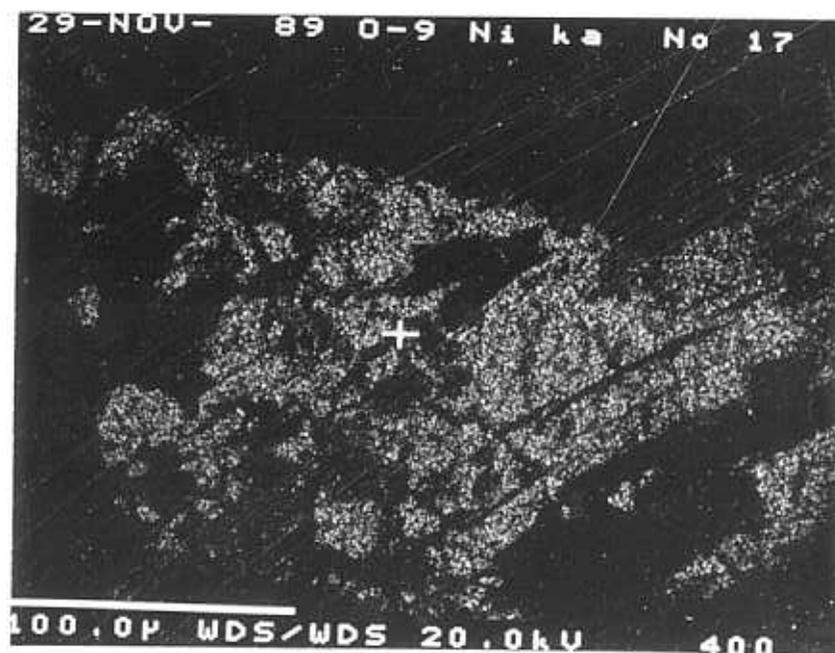
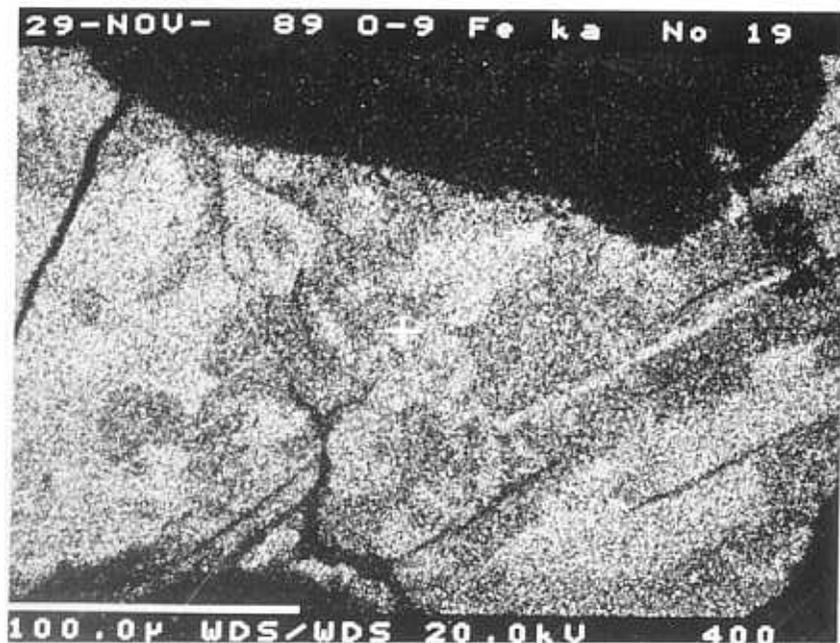
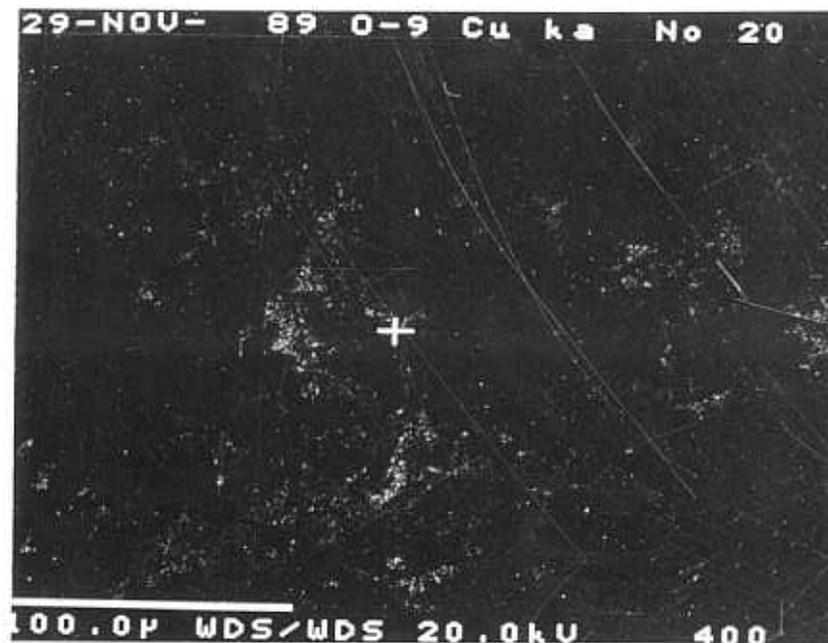
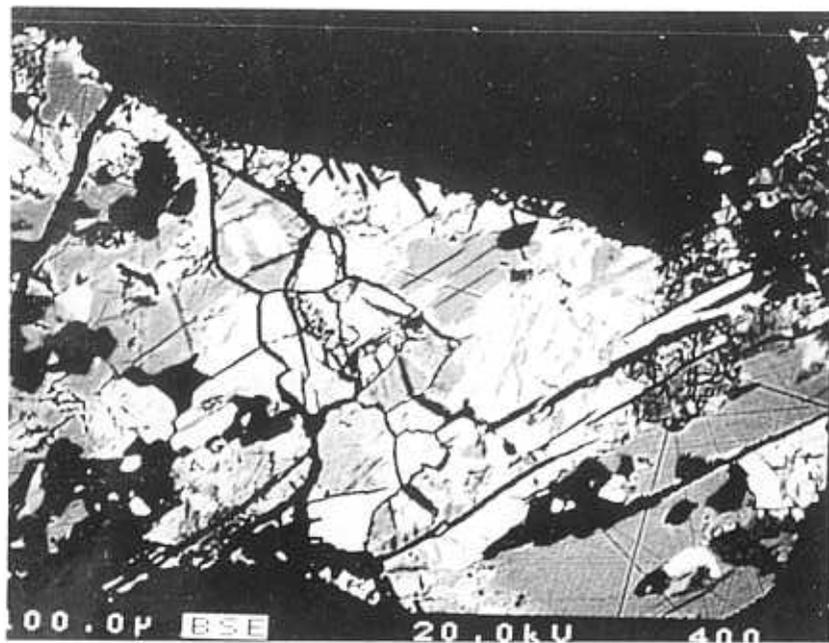
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Fe | 26.41 | 27.50 | 32.53 | 32.19 | 59.69 | 30.36 | 54.43 | 27.28 |
| Co | .98 | .86 | .47 | .95 | .00 | .00 | .58 | .91 |
| Ni | 39.91 | 36.96 | 33.03 | 32.90 | .26 | .05 | 7.68 | 28.03 |
| Cu | .00 | .65 | .00 | .03 | .04 | 33.26 | .40 | .12 |
| As | .32 | .03 | .03 | .02 | .09 | .04 | .05 | .00 |
| Sb | .00 | .00 | n.d. | .00 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. |
| S | 32.77 | 33.23 | 33.27 | 33.30 | 38.85 | 34.57 | 35.74 | 40.04 |
| Total | 100.63 | 99.28 | 99.34 | 99.40 | 98.93 | 98.28 | 98.89 | 96.38 |

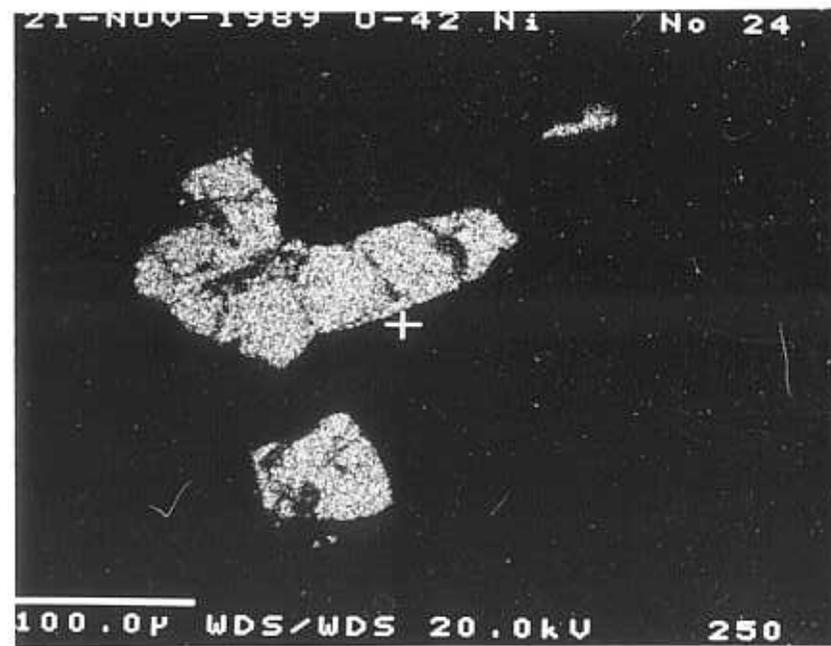
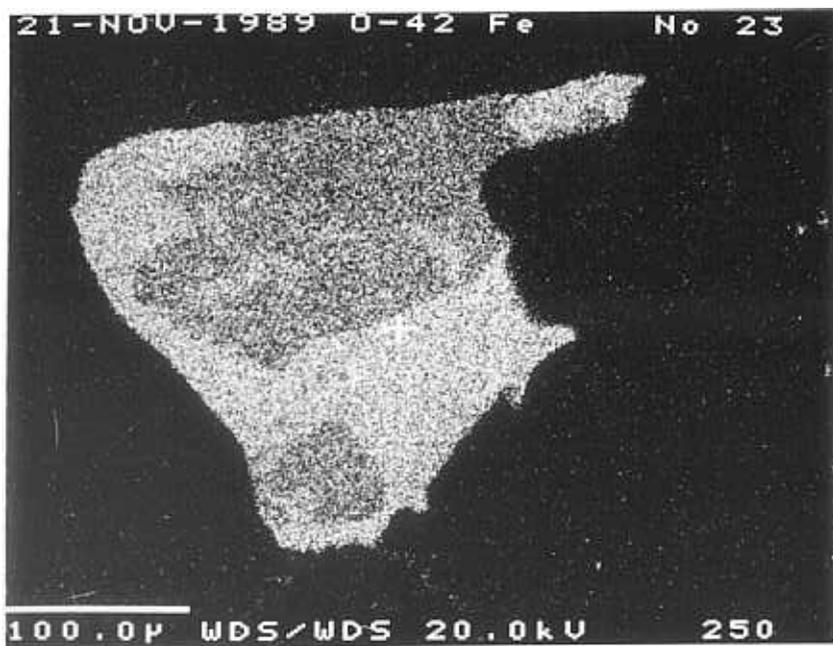
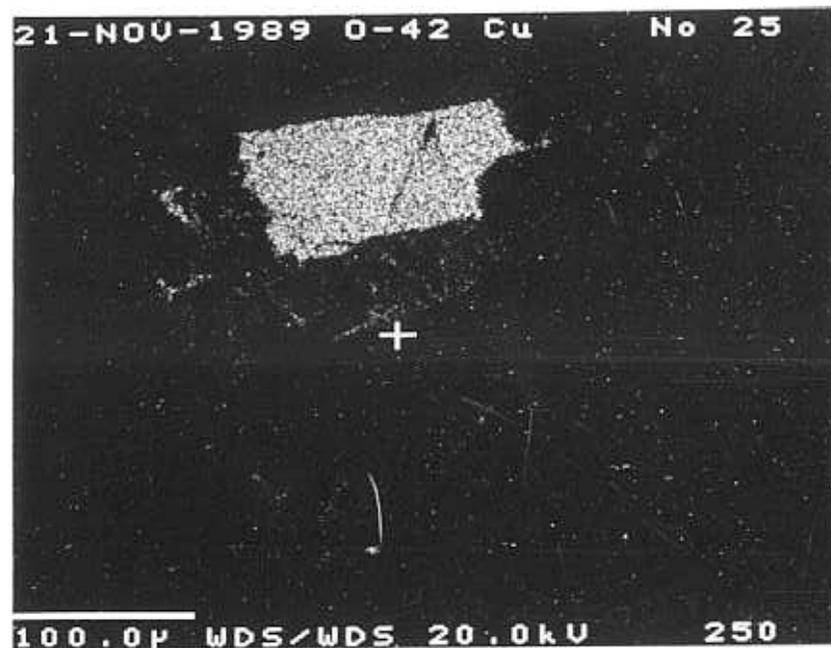
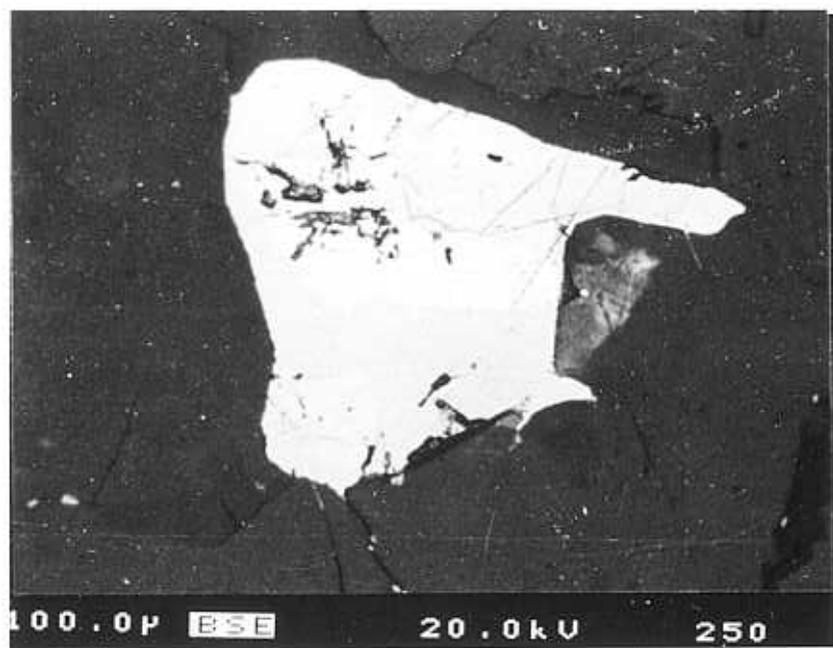
1 y 2 .- Pentlandita en peridotita con cromita; 3 a 8 .- Sulfuros en piroxenitas: 3 y 4 pentlandita, 5 pirrotina, 6 calco-pirita, 7 mackinawita y 8 violarita. n.d. No determinado.

La presencia en Herbeira de sulfuros incluidos y "acorazados" por cromoespinelas idiomorfas (Fig. 5.36A) y/o silicatos, puede ser indicativo de la existencia de un

Figura 5.37 Distribución de Cu, Fe y Ni en los sulfuros de la figura 5.36 C.

Figura 5.38 Distribución de Cu, Fe y Ni en los sulfuros de la figura 5.36D (zona recuadrada).





magma silicatado saturado en azufre y de una determinada fracción de magma sulfurado inmisible. Como se verá en el apartado siguiente, en estas rocas se han hallado contenidos anómalos de Pt+Pd principalmente en peridotitas con cromita (Monterrubio et al., 1990). Cuando en un magma silicatado existe un magma sulfurado inmisible, el coeficiente de reparto entre magma sulfurado/magma silicatado es de 1000 para Pt y 1500 para Pd (Naldret, 1981), con lo que, en principio, cabría esperar hallar estos elementos fuertemente concentrados en los sulfuros. El hecho de que el Pt y Pd se asocien a cromititas, puede deberse a que la cantidad de sulfuros es insignificante, en cuyo caso los óxidos como la cromita, son los principales concentradores de EGP (Naldret, 1981b), como ocurre en los Complejos Tipo Alaska.

V.4 ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO

V.4.1 Introducción. Los elementos del grupo del platino en los complejos ofiolíticos.

Vamos a analizar primeramente cual es el comportamiento de los EGP en los complejos ofiolíticos, para posteriormente analizar y correlacionar estos datos con las características de los EGP en el macizo de Herbeira.

La asociación de elementos del grupo del platino con cromitas ofiolíticas es un echo bien conocido (Constantínides et al., 1979; Stockman y Hlava, 1979; Legendre, 1982; Page y Talkinton, 1984; Page et al., 1986; Augé, 1985, 1986 y 1988, Legendre y Augé, 1986; Naldrett, 1981, 1990; Thalhammer y Stumpfl, 1988; Gauthier et al., 1990; Prichard et al., 1986, etc.). El iridio, osmio y rutenio predominan sobre el platino y paladio en estos complejos. No obstante, existen excepciones en las que estos ultimos elementos son predominantes o las asociaciones más complejas, tal es el caso de las ofiolitas de las islas Shetland, macizo de Acoge en Filipinas y l'Estrie-Beauce en Quebec (Stockman y Hlava, 1979, Bouladon, 1986; Prichard et al., 1986, 1988; Gauthier et al., 1990). En las ofiolitas del sur de Quebec se hallan cromitas tanto en las harzburgitas (peridotita mantélica),

como en las dunitas acumuladas corticales. La morfología de las mineralizaciones de cromita es variable (irregular, tabular, etc) en la peridotita mantélica y estratiforme en los acumulados ultramáficos. Dentro de estos dos grupos de mineralizaciones, las cromititas ricas en Pt, Pd y Rh se restringen a la secuencia acumulado, en ellas la relación $Pt+Pd/Ru+Os+Ir$ aumenta progresivamente conforme se avanza en la secuencia. Esto las diferencia netamente de las ofiolitas de las islas Shetland, en las que las principales concentraciones se hallan en las cromitas de las peridotitas metamórficas. No todas las cromitas estratiformes son productivas. No existen diferencias composicionales entre productivas y no productivas.

En Austria, macizo de Hoshgrössen, se han hallado EGP en serpentinitas y dunitas serpentinizadas en relación con schlieren cromitíticos. Se han encontrado dos asociaciones mineralógicas y genéticas diferentes: 1) laurita (RuS_2) y otros sulfuros de Ru-Os-Ir en inclusiones dentro de cromititas inalteradas y 2) sulfoarseniuros de Rh-Ir-Pt-Ru y esperrilita (As_2Pt) en inclusiones, dentro de los bordes ferritcromíticos de la cromita, y en los silicatos intersticiales de la cromoespinela. La primera asociación se considera cogenética con la cromita, mientras la segunda se interpreta como producto de alteración hidrotermal que

acompaña a la serpentización. En los complejos ofiolíticos predominan laurita (RuS_2), aleaciones de Ru-Os-Ir y arseniuros de Ru e Ir sobre las fases portadoras de Pt-Pd-Rh. Los diferentes autores sugieren para estos minerales secundarios un origen en una removilización durante la serpentización, a partir del olivino.

Según Naldrett (1989), las cromititas ofiolíticas típicas, se caracterizan por abundancias de Os-Ir-Ru del orden de 0.1-1 veces su contenido en las condritas, y Pt-Pd del orden de 0.01, lo que las diferencia claramente de las cromititas estratiformes. Este mismo autor, sugiere en base a datos de diferentes complejos estratiformes, que un importante factor de concentración de Pt-Pd en las cromititas, es la presencia de sulfuros con metales base en un principio. Y esta puede ser precisamente la causa de las diferencias en EGP de cromititas ofiolíticas y estratiformes. De echo muchas cromititas de complejos estratiformes contienen mayores proporciones de Pt y Pd respecto a Ru-Os-Ir que los complejos ofiolíticos, lo cual se atribuye, en parte, al hecho de que estas cromititas de complejos estratiformes contienen originariamente mas sulfuros que las ofiolitas.

En las ofiolitas de las islas Shetland, en Escocia

(Prichard et al., 1986), los EGP se hallan en cromititas dentro de todos los niveles de la secuencia ofiolítica, aunque las concentraciones mayores corresponden a cromititas incluidas en dunitas dentro de harzburgitas. Contrariamente a otras ofiolitas, donde predominan Ru-Os-Ir, en esta localidad están presentes los seis EGP:

-Ru-Os-Ir se hallan tanto en inclusiones dentro de granos de cromita, como en silicatos secundarios intersticiales de las mismas.

-Pt-Pd-Rh se hallan dentro de la matriz de silicatos y más raramente en inclusiones dentro de los bordes alterados de las cromitas.

En estas mineralizaciones la existencia de cromititas productivas y estériles en EGP aparecen en cuestión de metros, lo que puede deberse a diferentes composiciones magmáticas, originadas como consecuencia de diferentes grados de fusión parcial, heterogeneidades en la fuente de magma, o en las condiciones de cristalización. Se acepta habitualmente que el Ir-Ru-Os precipitan antes que Pt-Pd durante la cristalización fraccionada (Cabri y Naldrett, 1984). Esto se pone de manifiesto en estas ofiolitas, ya que Ir-Os-Ru se hallan concentrados dentro de los granos de cromita, mientras que los minerales de Pt, Pd y Rh se

encuentran en los silicatos intersticiales. Los resultados de los estudios de EGP en estas ofiolitas de Escocia son bastante sorprendentes (Prichard y Lord, 1988) si se comparan con otros complejos ofiolíticos. Esto se debe a que muchos complejos únicamente llevan Ru-Os-Ir (con ordenes de magnitud 2-3 veces menores que los de Shetland y además los valores de Pt-Pd aquí son, más bien típicos de los complejos estratiformes. Otra característica que se ha observado en estas cromititas es que no existen aparentes diferencias composicionales entre cromititas productivas y estériles y por tanto los procesos controladores de la formación de cromita no deben tener influencia en la concentración de EGP. Algunas de las dunitas de la envuelta cromítica están por si solas enriquecidas en EGP.

Existe grandes controversias concernientes a los procesos que controlan la concentración de EGP en complejos estratiformes, y que por lo que hemos visto se pueden aplicar a los complejos ofiolíticos: Unos autores enfatizan el papel de los volátiles (Ballhaus y Stumpfl, 1985); para otros es la presencia de sulfuros que actúan como colectores (Naldrett, y Duke, 1980; Naldrett, 1989), mientras que para otros son los procesos magmáticos los responsables (Irvine et al., 1983).

La alteración secundaria, sobreimpuesta a las litologías primarias en los complejos ofiolíticos, dificulta, por una parte, el establecimiento de el papel que juegan los procesos anteriormente descritos en las concentraciones de EGP, mientras que por otra puede tener importancia en sí, como concentrador. Los silicatos, en las muestras ricas en cromita, muestran una total alteración, debido probablemente, a la mayor competencia de las bandas de cromita durante la deformación, las cuales actúan como canales de paso para los fluidos, y facilitan la alteración preferencial. Esta alteración mediante fluidos, ha sido interpretada en ocasiones, como el mecanismo responsable de las concentraciones de ciertos tipos texturales de EGP (tal es el caso de la descrita en el macizo de Hoshgrössen). Sin embargo, en otras concentraciones de EGP texturalmente similares (en los bordes ferritcromíticos y en silicatos intergranulares de cromita) de la ofiolita de Shetland, la presencia de EGP en áreas de alteración escasa, supone que estos elementos no están necesariamente ligados a los procesos de alteración, y más bien han sido concentrados en los procesos primarios (Prichard y Lord, 1981).

En los procesos de cristalización fraccionada, que tienen lugar en la diferenciación de las rocas que forman la secuencia cortical de los complejos ofiolíticos, se produce

un progresivo incremento de la relación Pd/Ir, mientras que en las peridotitas mantélicas esta relación es próxima a la mostrada por las condritas (Naldrett, 1981). Las cromitas asociadas a los acumulados basales de los complejos ofiolíticos concentran Ru, Os e Ir, mientras que en el resto del magma tiene lugar un modesto incremento de Pt-Pd. Si por algún mecanismo este magma se satura en azufre, estos sulfuros formados podrían originar enriquecimientos en estos elementos (Naldrett, 1981).

V.4.2 Los EGP en el macizo de Herbeira

Desde un principio, aunque no existían referencias de ningún tipo, nos planteamos la posibilidad de la presencia de EGP asociados a las cromititas del macizo de Herbeira, en base a las descripciones anteriormente citadas y sobre todo a la existencia de citas de platino en el complejo de Braganza (Cotelo Neiva, 1947), geológicamente equivalente.

Como es sabido las afinidades geoquímicas de los EGP, en términos muy generales, son en este orden: aleaciones metálicas, sulfoarseniuros y arseniuros, sulfuros, óxidos y silicatos (Naldrett, 1981). El carácter siderófilo se pone de manifiesto por: (1) la abundante presencia de EGP en los sideritos y (2) por la fuerte partición de EGP hacia la fase

metálica de meteoritos, en los que están presentes abundantes sulfuros. Los sulfoarseniuros y arseniuros concentran fuertemente EGP, no obstante, su importancia es menor, ya que estos compuestos son relativamente escasos en los magmas. La importancia económica de los magmas sulfurados como concentradores de EGP es evidente, ya que la gran mayoría de producción y reservas mundiales de estos elementos se hallan asociados a sulfuros. En cuanto a los óxidos, el único mineral con interés es la es la cromita. Este mineral es particularmente importante como concentrador de EGP en los casos en que no existan magmas sulfurados o estos sean muy escasos. Esta situación es relativamente frecuente en los complejos tipo Alaska y en los complejos ofiolíticos.

Con estos planteamientos se realizaron análisis químicos, que condujeron al hallazgo de contenidos anómalos de EGP, ligados principalmente a peridotitas con bandas de cromita (Monterrubio et al., 1990). A continuación se exponen los datos disponibles (únicamente de tipo químico), aunque todavía incompletos ya que este es un aspecto que se halla en periodo de investigación.

En una primera etapa y tras comprobar, mediante análisis químicos, el carácter anómalo en contenidos de Pt

que muestran las bandas de cromitita, se realizó en tres muestras selectivas una separación densimétrica con objeto de determinar a que fracción se asocian estos contenidos anómalos. Estas muestras son: O-9 que corresponde a una piroxenita con cromoespinela y sulfuros diseminados; E1-E2 una dunita con schlieren cromítico y C-4 que corresponde a una dunita con banda masiva de cromita. Señalar que mediante métodos ópticos habituales no se localizaron minerales del grupo del Pt.

Los pasos realizados con estas tres muestras fueron los siguientes:

- Análisis químico de elementos mayoritarios y minoritarios de cada una de las rocas. Los resultados se hallan en la tabla V.3.
- Molienda de cada una de las muestras a tamaño inferior a 0.5 mm y tamizado a 0.074 mm.
- Separación en bromoformo (densidad=2.89) y yoduro de metileno (densidad=3.3) de la categoría superior a 0.074 mm.
- Molienda y análisis de cada una de las fracciones obtenidas. Los resultados se hallan en la tabla V.4.

TABLA V.3.
ANALISIS SOBRE ROCA TOTAL

| MUESTRA | CONTENIDOS MAYORITARIOS % | | | | | P.F |
|--------------------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|-------|------------------|-------|
| | Cr ₂ O ₃ | Fe | Al ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | |
| O-9 | 0,80 | 7,88 | 1,00 | 34,12 | 40,16 | 10,43 |
| E ₁ -E ₂ | 9,09 | 7,79 | 4,75 | 32,10 | 29,00 | 11,75 |
| C-4 | 15,49 | 9,78 | 2,85 | 27,00 | 30,75 | 7,24 |

| MUESTRA | CONTENIDOS MINORITARIOS (ppm) | | | | | | |
|--------------------------------|-------------------------------|------|--------|------|--------|-----|--------|
| | Ni | Pt | Ir | Pd | Rh | Ag | Au |
| O-9 | 2.500 | 0,06 | < 0,02 | 0,12 | < 0,02 | < 1 | 0,01 |
| E ₁ -E ₂ | 6.300 | 0,35 | < 0,02 | 0,45 | < 0,02 | < 1 | 0,01 |
| C-4 | 2.200 | 2,34 | < 0,02 | 3,64 | 0,03 | < 1 | < 0,01 |

O9: Ortopiroxenita olivínica, E1-E2 y C4: peridotitas con bandas de cromita.

TABLA V.4. ANALISIS DE LAS DISTINTAS FRACCIONES FRACCIONES DENSIMETRICAS DE LAS MUESTRAS DE LA TABLA V.3

MUESTRA 0-9

| PRODUCTOS | PESO % | LEYES % | | | | | | LEYES (ppm) | | | | | |
|------------------|--------|---------|--------------------------------|-------|--------------------------------|-------|------------------|-------------------|--------|-------------------|--------|------|--------|
| | | P.F | Cr ₂ O ₃ | Fe | Al ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | Au | Ni | Pt | Ir | Pd | Rh |
| DENSOS + 3,3 | 0,26 | 2,28 | 12,87 | 29,02 | 7,30 | 13,15 | 16,00 | 1,89 | 11.700 | 0,25 | < 0,02 | 0,87 | < 0,02 |
| DENSOS 3,3-2,8 | 4,16 | 4,39 | 1,17 | 7,61 | 1,20 | 27,74 | 44,00 | 0,02 | 2.600 | 0,05 | < 0,02 | 0,15 | < 0,02 |
| LIGEROS - 2,8 | 16,51 | 11,50 | 0,36 | 7,13 | 0,50 | 36,08 | 39,00 | 0,01 | 2.200 | 0,03 | < 0,02 | 0,07 | < 0,02 |
| CATEGORIA +0,074 | 20,93 | 9,97 | 0,68 | 7,50 | 0,72 | 34,14 | 39,71 | 0,04 | 2.398 | 0,03 ₆ | < 0,02 | 0,10 | < 0,02 |
| CATEGORIA -0,074 | 79,07 | 18,86 | 0,46 | 6,75 | 0,57 | 30,10 | 37,10 | 0,01 | 2.000 | 0,05 | < 0,02 | 0,09 | < 0,02 |
| TODO-UNO CALCUL. | 100,00 | 17,00 | 0,51 | 6,91 | 0,60 | 30,94 | 37,64 | 0,01 ₅ | 2.083 | 0,04 ₇ | < 0,02 | 0,09 | < 0,02 |

MUESTRA E₁-E₂

| PRODUCTOS | PESO % | LEYES % | | | | | | LEYES (ppm) | | | | | |
|------------------|--------|---------|--------------------------------|-------|--------------------------------|-------|------------------|-------------------|-------|------|--------|------|--------|
| | | P.F | Cr ₂ O ₃ | Fe | Al ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | Au | Ni | Pt | Ir | Pd | Rh |
| DENSOS + 3,3 | 6,72 | - | 43,76 | 17,81 | 10,95 | 13,35 | 4,10 | 0,01 | 2.400 | 0,13 | < 0,02 | 0,25 | < 0,02 |
| DENSOS 3,3-2,8 | 4,48 | 3,84 | 3,72 | 6,85 | 1,20 | 33,13 | 45,00 | 0,04 | 2.900 | 0,62 | < 0,02 | 1,10 | 0,05 |
| LIGEROS - 2,8 | 11,30 | 14,00 | 0,71 | 6,03 | 0,40 | 37,78 | 38,22 | 0,01 | 3.400 | 0,30 | < 0,02 | 0,45 | < 0,02 |
| CATEGORIA +0,074 | 22,50 | 7,80 | 14,17 | 9,71 | 3,71 | 29,56 | 29,38 | 0,01 ₆ | 3.002 | 0,31 | < 0,02 | 0,52 | < 0,02 |
| CATEGORIA -0,074 | 77,50 | 13,28 | 3,86 | 6,90 | 2,08 | 36,56 | 34,00 | 0,02 | 5.800 | 0,54 | < 0,02 | 0,60 | < 0,02 |
| TODO-UNO CALCUL. | 100,00 | 12,05 | 6,17 | 7,53 | 2,44 | 34,98 | 32,96 | 0,01 ₉ | 5.170 | 0,49 | < 0,02 | 0,58 | < 0,02 |

MUESTRA C-4

| PRODUCTOS | PESO % | LEYES % | | | | | | LEYES (ppm) | | | | | |
|------------------|--------|---------|--------------------------------|-------|--------------------------------|-------|------------------|-------------|-------|------|--------|------|------|
| | | P.F | Cr ₂ O ₃ | Fe | Al ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | Au | Ni | Pt | Ir | Pd | Rh |
| DENSOS + 3,3 | 6,30 | 0,66 | 44,33 | 17,86 | 8,35 | 12,83 | 6,88 | <0,01 | 1.800 | 2,65 | < 0,02 | 2,40 | 0,08 |
| DENSOS 3,3-2,8 | 5,10 | 3,79 | 3,56 | 6,72 | 0,80 | 35,02 | 46,82 | <0,01 | 2.200 | 3,83 | < 0,02 | 6,17 | 0,06 |
| LIGEROS - 2,8 | 8,63 | 13,50 | 0,90 | 6,09 | 0,35 | 37,30 | 39,00 | <0,01 | 1.800 | 2,44 | < 0,02 | 3,91 | 0,03 |
| CATEGORIA +0,074 | 20,03 | 6,99 | 15,24 | 9,95 | 2,98 | 29,02 | 30,89 | <0,01 | 1.335 | 2,86 | < 0,02 | 4,01 | 0,05 |
| CATEGORIA -0,074 | 79,97 | 8,90 | 11,88 | 9,49 | 2,40 | 28,26 | 32,37 | <0,01 | 1.500 | 4,30 | < 0,02 | 5,21 | 0,08 |
| TODO-UNO CALCUL. | 100,00 | 8,51 | 12,55 | 9,58 | 2,52 | 28,41 | 32,07 | <0,01 | 1.467 | 4,01 | < 0,02 | 4,97 | 0,07 |

A partir de los contenidos de las tablas V.3 y V.4 se se pueden realizar las observaciones siguientes :

-Existe una correlación a groso modo del contenido en Cr y EGP en el conjunto de las tres muestras.

-Existen contenidos relativamente elevados en Pt+Pd, que en la muestra C-4 están próximos a 6ppm.

-Los contenidos en Ir se hallan por bajo de los límites de detección.

-En la muestra O-9, correspondiente a la piroxenita con olivino espinela y sulfuros, la fracción más densa (superior a 3.3) concentra la cromita y sulfuros, como se deduce de los elevados contenidos en Cr y Ni, y a esta fracción se asocian los únicos contenidos relevantes de Pt, Pd y Au.

-La fracción más densa en las muestras E1-E2 y C-4 concentra muy bien el cromo ya que recupera más del 90% del cromo contenido en la categoría sometida a separación (superior a 0.072 mm).

-Los contenidos de Pt y Pd en las distintintas fracciones, no muestran ningún tipo de correlación con Cr u otros elementos en las muestras C1-C2 y C-4.

Estos elementos se distribuyen con contenidos similares (muy elevados en el caso de la muestra C-4) independientemente de la fracción o categoría.

Las conclusiones que podemos extraer de este estudio son:

- 1) La fracción densa en las piroxenitas, concentra el Cr, Ni, Pt, Pd y Au, por tanto, los metales preciosos están asociados a la cromita y/o sulfuros.
- 2) En las muestras de peridotitas con bandas de cromita (C1-C2 y C-4), el Pt-Pd se asocian tanto a la cromita como al resto de la mineralogía, ya que se distribuyen homogéneamente en las distintas fracciones, independientemente del contenido en Cr.

Otros trabajos efectuados han ido dirigidos al establecimiento del posible potencial económico y han consistido en muestreo y análisis de rocas distribuidas en el entorno del sector oriental y análisis de muestras de roza continua a lo largo de cuatro perfiles. Los resultados están expresados en la tabla V.5 y figuras 5.39 y 5.40

A partir de los datos de la tabla V.5 se observa que:

-Existen elevados contenidos en Pt, tanto en rocas con schlieren o bandas cromíticas (subrayado

TABLA V.5

| | 0-99 | 0-100 | 0-101 | 0-102 | 0-103 | 0-104 | 0-105 | 0-107 | 0-108 | 0-109 | 0-111 | 0-113 | 0-114 | 0-115 |
|-----|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Co | 85 | 156 | 205 | 207 | 201 | 130 | 113 | 154 | 156 | 189 | 126 | 140 | 163 | 190 |
| Cu | 244 | 103 | 35 | 70 | 70 | 238 | 223 | 466 | 252 | 106 | 96 | 348 | 96 | 167 |
| Ni | 0.10 | 0.15 | 0.29 | 0.31 | 0.37 | 0.15 | 0.10 | 0.15 | 0.24 | 0.35 | 0.12 | 0.15 | 0.23 | 0.19 |
| Cr% | 0.29 | 4.78 | 0.17 | 0.30 | 0.73 | 0.31 | 0.22 | 0.25 | 0.36 | 0.51 | 11.92 | 0.30 | 0.36 | 0.21 |
| Pt | <0.005 | 0.161 | <0.005 | 0.139 | <0.005 | 0.041 | <0.005 | <0.005 | 0.005 | <0.005 | 0.024 | 0.052 | 0.009 | 0.011 |
| Pd | | 0.08 | | 0.05 | | | | | | | | | | |
| Rh | | <0.02 | | <0.02 | | | | | | | | | | |
| Ir | | <0.02 | | <0.02 | | | | | | | | | | |
| Au | | 0.13 | | 0.03 | | | | | | | | | | |

| | 0-117 | 0-119 | A0 | -4B | -3B | B0 | B1 | B2 | B3 | B4 | C1 | C2 | C3 | C4 |
|-----|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Co | 147 | 240 | 223 | 118 | 127 | 160 | 206 | 196 | 200 | 190 | 191 | 229 | 210 | 224 |
| Cu | 125 | 60 | 142 | 484 | 355 | 62 | 917 | 300 | 503 | 620 | 1030 | 637 | 90 | 1387 |
| Ni | 0.12 | 0.50 | 0.73* | 1483 | 1630 | 0.27* | 0.29* | 0.30* | 0.35* | 0.43* | 0.40* | 0.26* | 0.44* | 0.54* |
| Cr% | 0.26 | 0.32 | 0.50 | 0.28 | 0.44 | 0.40 | 0.17 | 0.35 | 0.31 | 0.57 | 0.33 | 0.38 | 0.41 | 0.30 |
| Pt | 0.033 | <0.005 | 0.005 | 0.041 | 0.072 | 0.030 | 0.005 | <0.005 | 0.410 | <0.005 | | 0.05 | 0.040 | 0.012 |
| Pd | | | | | | | | | 0.26 | | | | | |
| Rh | | | | | | | | | <0.02 | | | | | |
| Ir | | | | | | | | | <0.02 | | | | | |
| Au | | | | | | | | | 0.06 | | | | | |

| | --1D-- | D0 | D1 | D2 | D3 | -4E | -3E | -2E | B6 | B7 | -4C | -3C | -2C | -1C |
|-----|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| Co | 187 | 177 | 194 | 209 | 250 | 198 | 140 | 130 | 150 | 207 | 155 | 209 | 140 | 207 |
| Cu | 1190 | 246 | 789 | 314 | 0.27 | 130 | 274 | 400 | 366 | 160 | 483 | 250 | 113 | 1500 |
| Ni | 0.62* | 0.43* | 0.61* | 0.34* | 0.62* | 0.35* | 1850 | 1582 | 0.26* | 0.32* | 1950 | 0.40* | 0.20* | 0.44* |
| Cr% | 0.32 | 1.01 | 0.48 | 0.28 | 0.42 | 0.34 | 0.26 | 0.23 | 0.71 | 0.43 | 0.30 | 0.28 | 0.22 | 0.47 |
| Pt | 0.105 | 0.008 | 0.008 | 0.005 | 0.038 | 0.140 | 0.010 | 0.007 | 0.410 | 0.018 | 0.017 | 0.009 | <0.005 | 0.022 |
| Pd | 0.21 | | | | | 0.17 | | | 0.14 | | | | | |
| Rh | <0.02 | | | | | <0.02 | | | <0.02 | | | | | |
| Ir | <0.02 | | | | | <0.02 | | | <0.02 | | | | | |
| Au | 0.04 | | | | | 0.01 | | | <0.02 | | | | | |

| | B5 | C5 | -4D | -3D | -2D | -1E | E0 | E1 | E2 | -4D15 | E215 |
|----|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Co | 204 | 197 | 132 | 222 | 235 | 159 | 182 | 180 | 214 | 137 | 132 |
| Cu | 75 | 252 | 46 | 923 | 502 | 311 | 1447 | 127 | 0.37* | <5 | 0.24* |
| Ni | 0.34* | 0.39* | 1963 | 0.81* | 0.29* | 0.23* | 0.33* | 0.43* | 0.72* | 384 | 0.58* |
| Cr | 0.40 | 0.39 | 0.45 | 0.20 | 0.38 | 0.25 | 0.34 | 0.46 | 1.33 | 33.04 | 8.03 |
| Pt | <0.005 | | 0.241 | 0.09 | | 0.009 | 0.033 | <0.005 | 0.114 | 2.810 | 0.181 |
| Pd | | | 0.38 | | | | | | 0.48 | 0.53 | 0.30 |
| Rh | | | <0.02 | | | | | | <0.02 | 0.12 | <0.02 |
| Ir | | | <0.02 | | | | | | <0.02 | <0.02 | <0.02 |
| Au | | | 0.04 | | | | | | 0.06 | 0.02 | 0.05 |

Análisis de muestras de mano distribuidas en el entorno del sector occidental de Herbeira. Véase situación de muestras en los mapas del apéndice.

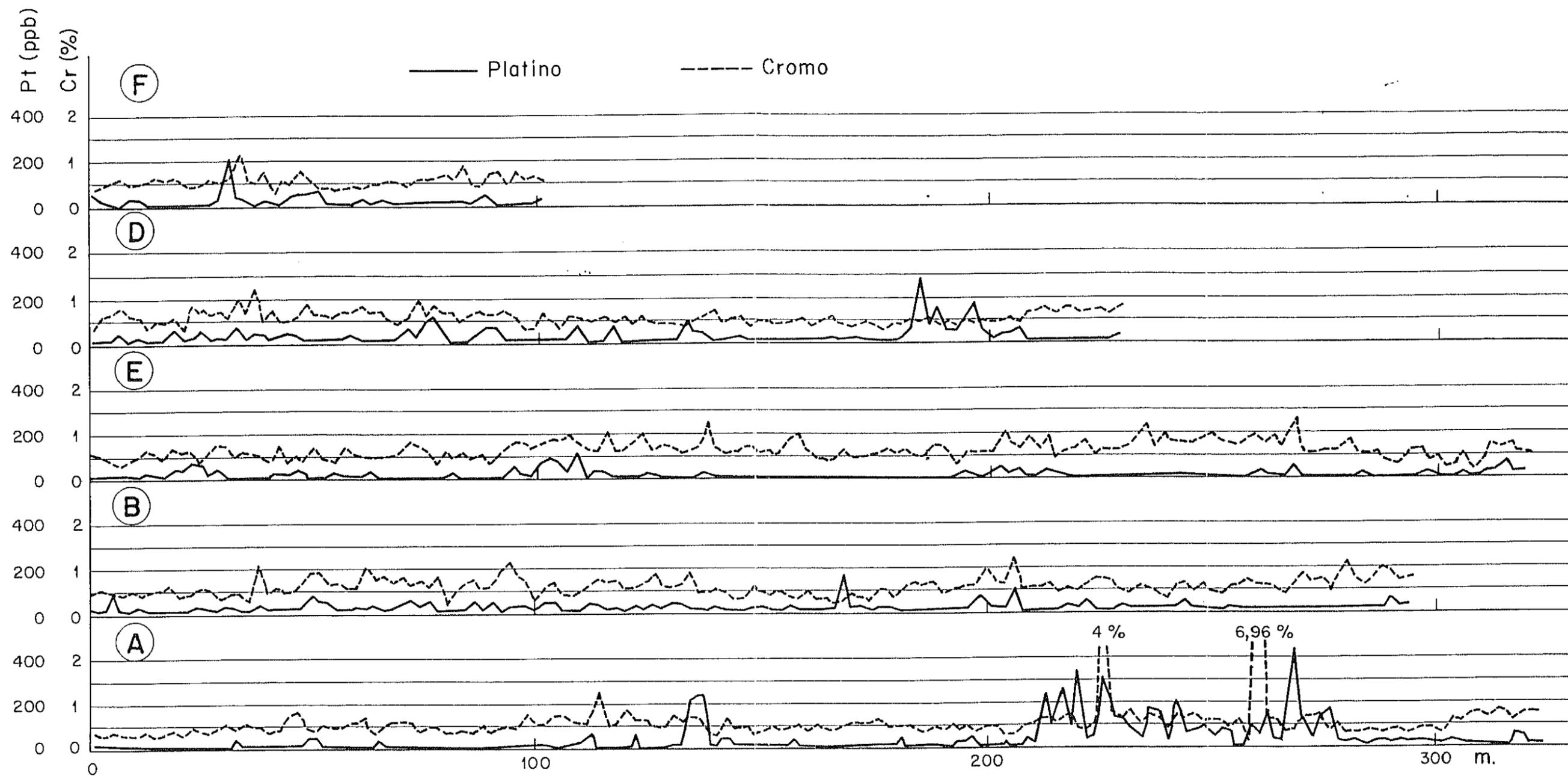


Figura 5.39.- Distribución de cromo y platino en calicatas mecánicas realizadas en el sector occidental del macizo de Herbeira.

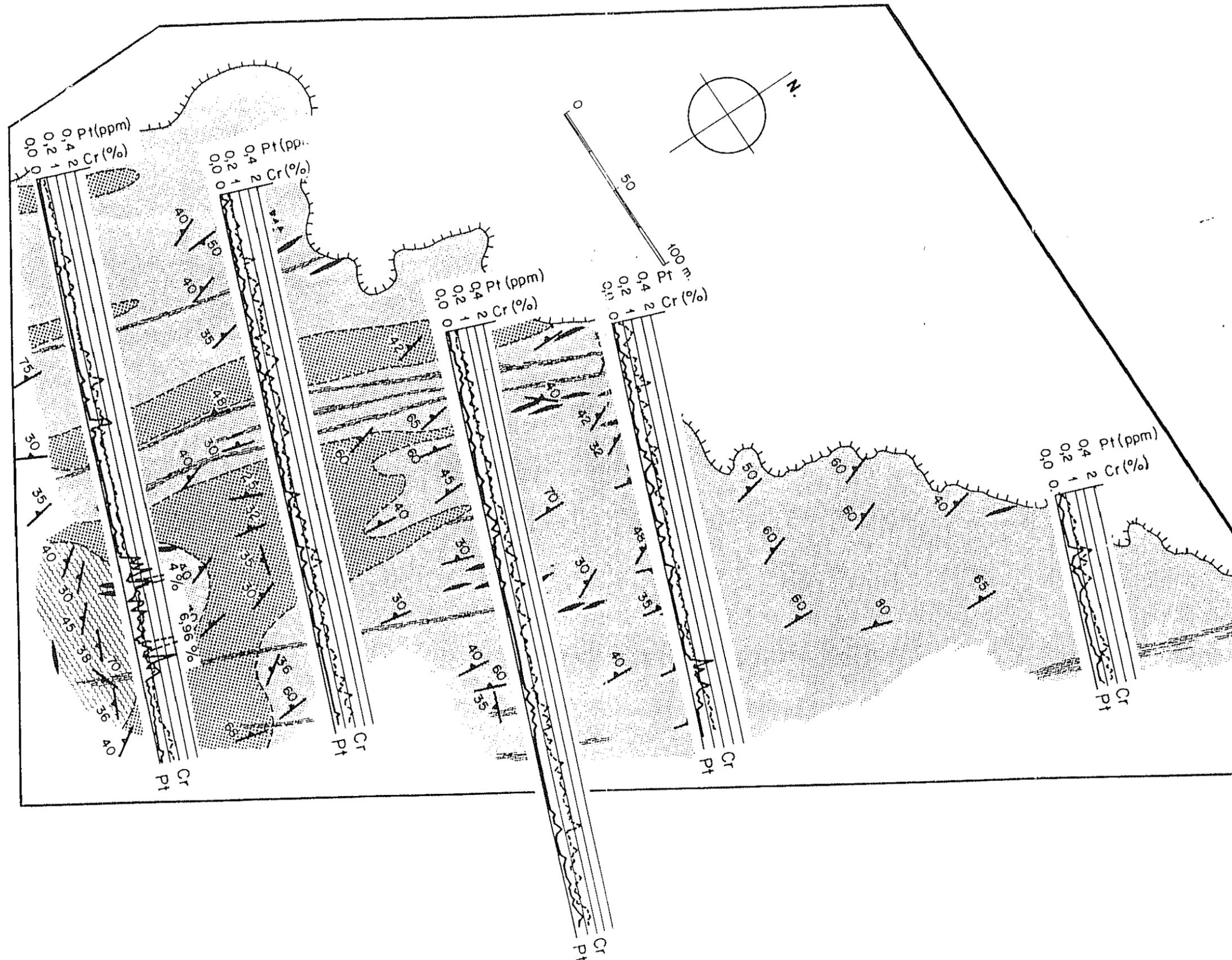


Figura 5.40.- Similar a la figura anterior. Se ha situado la geología del entorno de las calicatas. Ver leyenda geológica en la figura 5.16(3)

continuo), como en muestras con contenidos en Cr típicos del fondo geoquímico de este tipo de rocas (subrayado punteado). No obstante existe un índice de correlación elevada entre Cr y Pt (Tabla V.6)

-Existen muestras con elevados contenidos en Cr (rocas con bandas o schlieren cromíticos) en las que los contenidos en Pt son muy escasos (subrayado discontinuo).

-En cuanto al resto de los elementos no se observan correlaciones de ningún tipo con la excepción de el menor contenido en Cu y Ni de las muestras más masivas de cromita.

TABLA V.6
COEFICIENTES DE CORRELACION ENTRE LOS DIFERENTES
ELEMENTOS EN BASE A LOS DATOS DE LA TABLA V.5

| | Co | Cu | Ni | Cr | Pt |
|----|-------|--------|-------|------|------|
| Co | 1.00 | | | | |
| Cu | .26 | 1.00 | | | |
| Ni | .71 | .57 | 1.00 | | |
| Cr | -0.24 | -0.039 | -0.22 | 1.00 | |
| Pt | -0.16 | -0.074 | -0.21 | 0.90 | 1.00 |

A partir de las figuras 5.39 y 5.40 correspondientes a perfiles continuos de análisis se deduce que:

-Existen áreas, relativamente frecuentes, con fondos en cromo muy elevados, a menudo superiores al 1%.

- Las áreas con contenidos elevados en Cr, se corresponden a menudo con áreas de elevado contenido en Pt, si bien al nivel de cada análisis esta correlación no es tan evidente.
- Mas raramente existen áreas con contenidos anómalos en Pt sin que existan cantidades importantes de Cr.
- Aunque existen muestras con contenidos anómalos aisladas, muy frecuentemente estas muestras se hallan contiguas, siendo la anomalía de varios metros de potencia.
- En cuanto a las rocas encajantes, no se observa correlación de Cr ni Pt con la existencia de litologías duniticas o wehrlíticas. Los contenidos más elevados se sitúan al final del perfil A, en cuyo entorno hay dunitas, wehrlitas y piroxeniras (Fig 5.40)

A falta de un estudio paragenético y textural de los MGP detallado así como de análisis completos de los EGP, las conclusiones que podemos sacar, en base a los estudios anteriores, son:

- 1) El Pt y el Pd son los dos EGP más abundantes

mientras Rh e Ir se hallan bajo los límites de detección. De Os y Ru no se disponen análisis.

- 2) Si bien se han hallado contenidos de varias ppm de Pt y Pd en peridotitas con bandas de cromitita, no todas estas mineralizaciones son "productivas" en EGP y podemos hallar en una extensión de varios metros ambos tipos.
- 3) En las bandas de cromita más ricas, con Pt-Pd de varias ppm, estos elementos se distribuyen homogéneamente tanto en la cromita como en el resto de la roca (mayoritariamente serpentina).
- 4) No se han apreciado diferencias composicionales que diferencien cromitas productivas de las estériles en EGP.
- 5) Existen cantidades anómalas de EGP en peridotitas no mineralizadas que llegan a superar 0.5 ppm de Pt+Pd.
- 6) Las zonas anómalas no son puntuales sino que tienden a ocupar un entorno de varios metros en los perfiles.

V.5 MODELO GENETICO

Algunas de las conclusiones más importantes, que se extraen tanto de los datos aportados a lo largo del desarrollo de este capítulo como de datos procedentes de los distintos autores que han trabajado en el área y que tienen interés a la hora de plantear una hipótesis sobre la génesis de las mineralizaciones del macizo de Herbeira son:

-El macizo de Herbeira, y en general todos los materiales que conforman la Unidad Catazonal Superior en el complejo de Cabo Ortegal, han sido sometidos a una compleja evolución tectonometamórfica de edades prehercínicas y hercínicas. Esto ha originado en las rocas ultrabásicas y sus constituyentes minerales deformaciones, recristalizaciones, transformaciones mineralógicas, etc., que en conjunto han borrado en las primitivas texturas ígneas y que van a dificultar su interpretación.

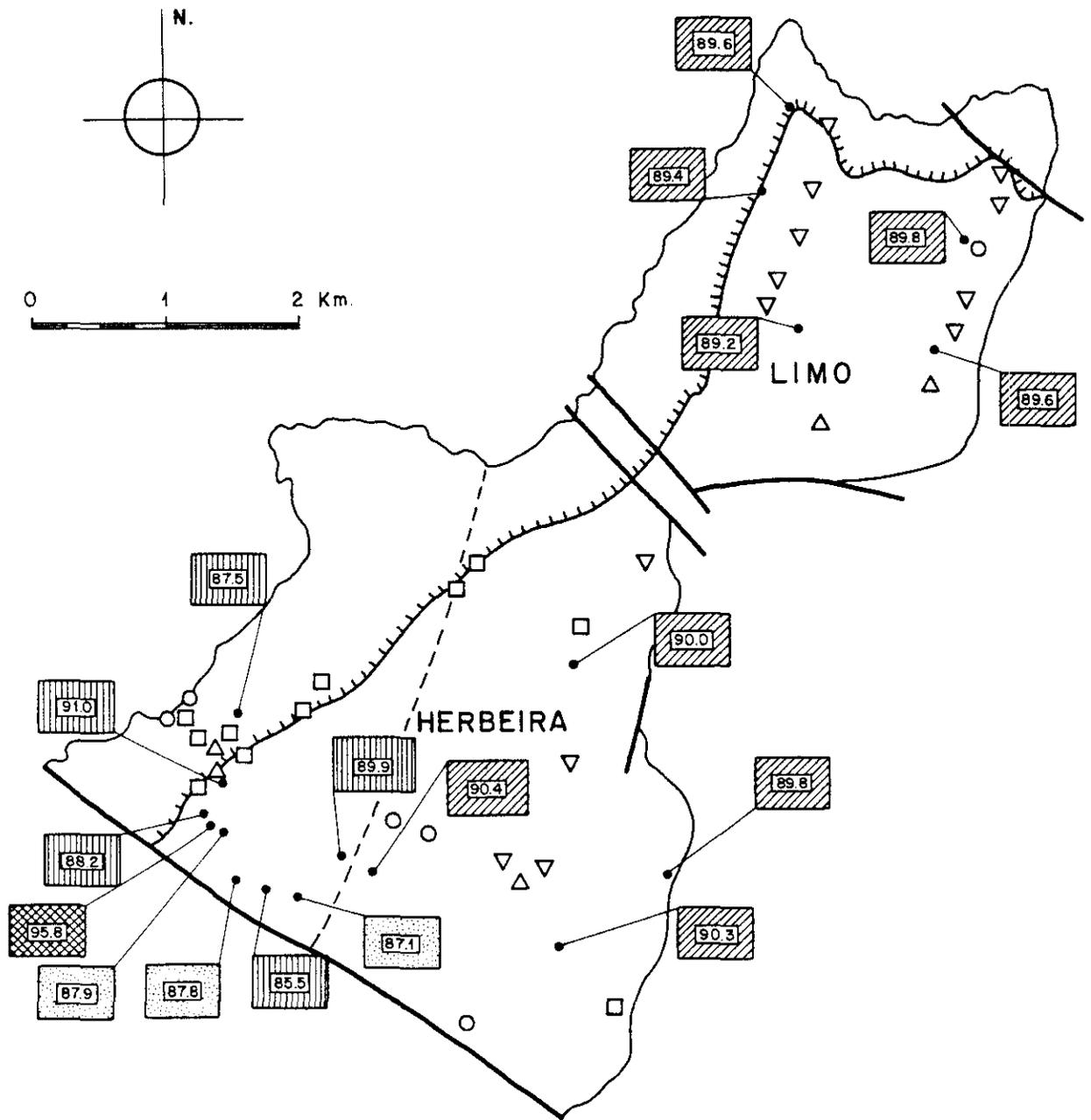
-Se han distinguido dos áreas en el macizo de Herbeira con características litológicas diferentes, una que ocupa las dos terceras partes orientales del macizo (SOR), y otra que constituye el tercio occidental incluyendo el acantilado (SOC). La primera esta constituida por peridotitas anfibólicas de aspecto masivo (harzburgitas y menores proporciones de lherzolitas y dunitas), y por cantidades escasas de

piroxenitas (bandas y diques centimétricos). El sector occidental lo constituyen fundamentalmente bandeados centimétricos a decamétricos de piroxenitas y peridotitas (dunitas y cantidades menores de harzburgitas y wehrlitas).

-Las espinelas del SOR muestran bajos contenidos en cromo, tamaños gradados, morfologías muy irregulares y se hallan diseminadas en gran parte de las rocas. Las cromoespinelas del SOC muestran altos contenidos en cromo, tamaños uniformes dentro de cada nivel, morfologías variables (redondeadas, tabulares, idiomórficas, xenomórficas) y se hallan tanto diseminadas en todas las rocas peridotíticas y parte de las piroxeníticas como concentradas en bandas de cromititas.

-En general, las cromitas concentradas en bandas poseen características químicas parecidas a las cromoespinelas diseminadas, pero más enriquecidas en magnesio. Si se comparan con las diseminadas próximas a ellas, muestran también mayores contenidos en cromo.

-Los contenidos en fosterita del olivino (Fig. 5.41) son relativamente uniformes dentro de las peridotitas del SOR mientras que son más variables (85.5-95.8%) en las del SOC. El olivino más fosterítico se ha



CONTENIDO EN FOSTERITA DEL OLIVINO

-  Peridotitas anfibólicas
-  Dunitas y wehrlitas
-  Inclusión en cromitita
-  Piroxenitas

- △ ≥ 90.4
- ▽ 89.8 - 90.4 Peridotitas indiferenciadas
- 89.8 - 89.2 (BEN JAMAA, 1988)
- ≤ 89.2

-  Escarpe
-  Falla

Figura 5.41.- Contenidos de forsterita (%) en olivinos de los macizos de Limó y Herbeira.

hallado en inclusiones dentro de cromititas.

En base a datos petrográficos, químicos y/o químico mineralógicos, estas rocas han sido interpretadas como:

A) Lherzolitas en las que el clinopiroxeno ha sido total o parcialmente transformado a anfíbol. Las pequeñas bandas de piroxenitas son el producto de la fusión parcial de las peridotitas, originada durante su ascenso en el manto (Maaskant, 1970; Calsteren, 1978).

B) Harzburgitas residuales (similares a las de los complejos ofiolíticos), con abundantes piroxenitas intercaladas entre ellas (Ben Jamaa, 1988; Girardeau et al., 1989, 1990). Según estos autores, las piroxenitas podrían representar segregaciones y migración de magma que habría cristalizado en sills y diques inyectados en la harzburgita residual. La cristalización fraccionada sería el mecanismo por el que se forman enriquecimientos de ortopiroxeno y cromitas en la base de algunos niveles de piroxenitas. Las dunitas intercaladas en las piroxenitas podrían deberse a: (1) fusión de las harzburgitas como consecuencia del aporte de calor del magma piroxenítico ó (2) percolación de magmas que habrían reabsorbido parcial o totalmente el ortopiroxeno. Las peridotitas ricas en piroxenos que alternan con las

piroxenitas podrían haberse originado a partir de las peridotitas residuales por impregnación de este magma.

La primera interpretación hace referencia únicamente a las litologías similares al sector oriental de Herbeira, y no toma en cuenta las rocas dunitico-piroxeníticas del sector occidental. La segunda, por el contrario, hace especial referencia a las litologías del sector occidental, y con ella se explican las concentraciones de cromita presentes en la base de algunas piroxenitas. Sin embargo el origen restítico propuesto para las dunitas intercaladas en las piroxenitas no explica las concentraciones de bandas de cromita en ellas existentes, que por otra parte son las más abundantes. Tampoco explica satisfactoriamente la mayor variabilidad de contenidos en fosterita del SOC frente al SOR, así como los elevados contenidos en fosterita de los olivinos incluidos en las cromitas.

En base a todos los datos expuestos pensamos que las cromititas, son el resultado de acumulados magmáticos, tanto si se hallan en peridotitas como en piroxenitas. Esta circunstancia explicaría la morfología de bandas. Las inclusiones fosteríticas podrían deberse al atrapamiento de olivinos primitivos que no pudieron reequilibrarse con la composición global del magma, al quedar aislados. El hecho de que las cromititas presenten habitualmente texturas xenomórficas es probablemente el resultado de los eventos

tectonometamórficos que afectaron a las rocas y que originaron deformaciones y recristalizaciones. El sector occidental de Herbeira representaría, dentro de este esquema, una serie de acumulados ultramáficos, resultantes probablemente, de inyecciones múltiples de magmas. Además, existen piroxenitas que muestran contactos secantes con el encajante, por lo que alguna de estas inyecciones tuvo lugar cuando dicho encajante estaba ya al menos parcialmente consolidado.

Las impregnaciones magmáticas de las peridotitas con magma piroxenítico a que hace referencia la segunda interpretación, o circulación de fluidos o fundidos, podría ser la responsable de la aparición de litologías wehrlíticas y sus contactos irregulares con las dunitas.

VI CONSIDERACIONES SOBRE LA POSIBILIDAD DE EXISTENCIA DE
MINERALIZACIONES EN LAS ROCAS ULTRABASICAS DEL COMPLEJO DE
ORDENES

VI CONSIDERACIONES SOBRE LA POSIBILIDAD DE EXISTENCIA DE MINERALIZACIONES EN LAS ROCAS ULTRABASICAS DEL COMPLEJO DE ORDENES

VI.1 INTRODUCCION

Tal como veíamos al tratar el contexto geológico de los complejos del noroeste peninsular, de las siete unidades que constituyen el dominio de los complejos (Arenas et al., 1986) las siguientes forman parte del Complejo de Ordenes (Figs 2.2 y 2.3):

- Unidad Basal de Metasedimentos, Ortogneises y Metabasitas localmente en facies eclogita, se situa en su borde oeste.

- Unidad Ofiolítica Epizonal Inferior, se halla en el sector sur-oriental y oriental, comprendiendo la tambien denominada por otros autores Unidad de Villa de Cruces.

- Unidad Catazonal Inferior, se halla al oeste del complejo, constituyendo la tambien denominada Unidad de Agualada (Díaz García, 1986, 1988).

- Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior, se halla al este y oeste en la denominada Unidad de Sierra del

Careón-Bazar (Martinez Catalán et al., 1984).

-Unidad Catazonal Superior, comprende la unidad de Sobrado-Mellid (Gonzalez Lodeiro, et al., 1981, Martinez Catalán et al., 1984) al este del complejo.

-Unidad Culminante de Metabasitas, Metasedimentos y Ortogneises, forma el núcleo del complejo y se trata de la unidad más extensa.

Las rocas ultrabásicas están presentes con cierta extensión en la Unidad Ofiolítica Epi-Mesozonal Superior (zona de Cancas-Castriz, al este del complejo, y Sierra del Careón con sus prolongaciones N-S al oeste) y en la Unidad Catazonal Superior (Zona de Mellid y núcleo del Complejo de Sobrado). En conjunto constituyen algo más de 80 km² repartidos del modo siguiente:

-58 km² aprox. en la Sierra del Careón y sus prolongaciones.

-10 km² aprox. en la zona de Mellid.

-10 km² aprox. en la zona de Sobrado.

-5 km² aprox. en la zona de Cancas-Castriz.

En la zona no se conocen indicios de mineralizaciones magmáticas relacionados con este tipo de rocas, siendo los únicos antecedentes mineros las campañas de exploración

llevadas a cabo por el IGME en la zona de Carballo-Monte Castelo y que incluyen las rocas ultrabásicas de Cances-Castriz. La conclusión más relevante de estas exploraciones es la existencia de un afloramiento semielíptico de rocas ultrabásicas intermezcladas con "metagabros pegmatoides", situado al norte de Castriz y este de Salgueiras en el que se alcanzan anomalías de Cr en suelos de hasta el 2.2%. En calicatas mecánicas realizadas en el área, se hallaron contenidos medios del 0.17% de Cu, 0.5% de Ni, y 0.5% de Cr (Rodríguez y Díez del Corral, 1983). En cuanto a Pt se realizaron 20 análisis de rocas ultrabásicas, pero ninguna superó el límite de detección, el cual era excesivamente elevado (2ppm).

A continuación vamos a realizar una descripción de las rocas ultrabásicas de las cuatro zonas, independientemente de la unidad/unidades a que pertenezcan a fin de determinar si las litologías son favorables para la existencia de mineralizaciones.

VI.2 ZONA DE CANCES-CASTRIZ

Las rocas ultrabásicas se hallan en dos afloramientos principales: (1) Se sitúa 8 km al oeste de Carballo, tiene una longitud algo superior a 7 km y una anchura de afloramiento constante en torno a 500 m.; (2) Se localiza a 1 km al oeste de Salgueiras y tiene morfología semielíptica con 3 km de longitud por 1300 m de anchura máxima. Ambos se hallan muy mezclados con metagabros. Estas rocas y otros pequeños lentejones de escasa extensión se hallan inmersos en una banda anfibolítica, disponiéndose el conjunto paralelamente al límite oeste del complejo.

VI.2.1 Petrografía

Las anfibolitas encajantes son unas rocas muy homogéneas de color oscuro compuestas mayoritariamente por hornblenda que define una foliación marcada en la roca. Contiene además plagioclasa y cantidades menores o accesorias de epidota, ilmenita, y esfena. A veces puede contener cuarzo.

Los metagabros asociados a las ultrabásicas están constituidos por cantidades variables de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino, con cantidades accesorias de espinela originando una amplia gama de rocas. Muy frecuentemente la mineralogía original se halla transformada

a anfíbol epidota y clinozoisita. Estas litologías son abundantes en el afloramiento de Salgueiras y en un área entre Castriz y Bazar.

Las rocas ultrabásicas, a pesar de la serpentinización, se identifican protolitos correspondientes a varios tipos petrológicos. De 36 muestras repartidas homogéneamente en los macizos, 26 corresponden a wehrlitas, 5 a piroxenitas, 3 dunitas, 1 lherzolita y 1 serpentinita foliada en la que no ha sido posible identificar su naturaleza original.

Las wehrlitas constituyen la gran mayoría de las masas ultrabásicas estando el resto de las litologías en escasa proporción. Básicamente están constituidas por cristales redondeados de olivino (serpentinizado) con tamaños de 0.5-5 mm y por clinopiroxeno. El último mineral en unas muestras se halla intergranular del olivino (muchas veces poikilítico, figura 6.1A) mientras en otras constituye fenocristales alargados o redondeados (Fig.6.1B). A veces se observa un bandeado mineralógico a nivel de lámina delgada, originado por la distinta abundancia de clinopiroxeno. La espinela (de tonos verdosos) es un accesorio que está presente en varias de estas muestras. Como consecuencia del metamorfismo se originan anfíboles, clotita, talco, serpentina, magnetita.

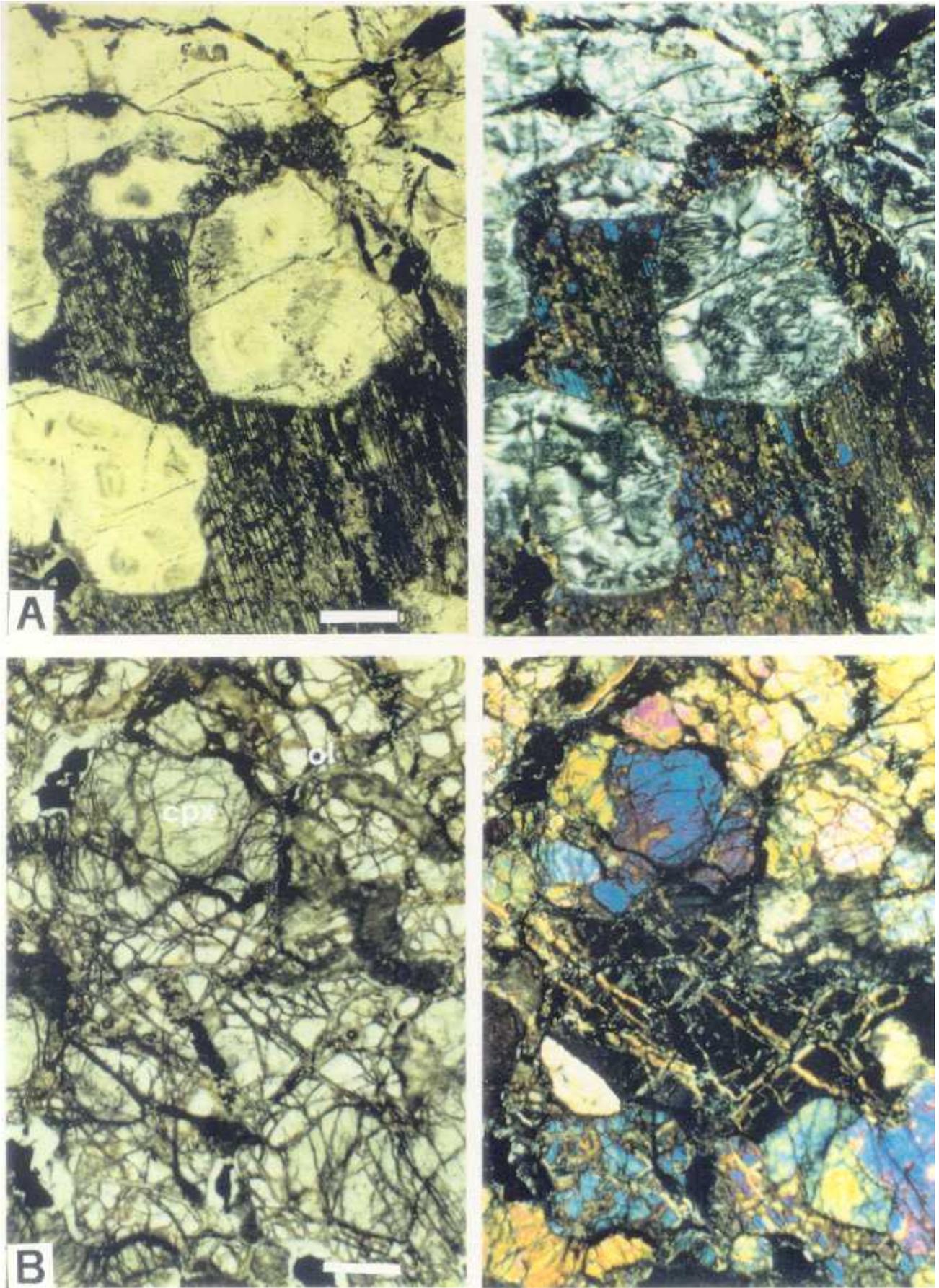


Figura 6.1.- (A) Wehrilita con clinopiroxeno intersticial y poikilitico. El olivino se halla totalmente serpentizado. L.T. (B) Wehrilita granular. Nícoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). Escala= 0.5 mm.

Las piroxenitas corresponden a clinopiroxenitas (tres muestras), websterita (una muestra) y websterita olivínica (una muestra, figura 6.2A). Las texturas son panalotriomorfos y porfiroclásticas. Consecuencia del metamorfismo son las transformaciones a tremolitas, talco y serpentina.

Las dunitas son rocas de composición extrema en las que el contenido en piroxeno es mínimo (Fig.6.2B). Se han hallado de forma puntual en el afloramiento de Salgueiras (dos muestras próximas) y en un pequeño lentejón aislado (véanse muestras CB-8, 9 y 35, en el mapa de situación de muestras). Las dunitas de Salgueiras corresponden a dos muestras próximas tomadas en un área sin afloramientos (las muestras proceden de bloques aislados) coincidente con la zona de máxima anomalía de cromo (IGME, 1977).

VI.2.2 ¿Mineralizaciones?

La Unidad de la Sierra del Careón-Bazar, en la que se encuadrarían estas rocas, ha sido asimilada por diversos autores a ofiolitas (Koning, 1966; Hubregtse, 1973; Iglesias et al., 1981, 1983; Gonzalez Lodeiro et al., 1982; Martinez Catalán et al., 1984; Arenas et al., 1986; Diaz García, 1988). Si tenemos en cuenta los siguientes hechos: (1) La asociación de rocas está constituida por wehrlitas, piroxenitas, gabros y muy escasas dunitas; (2) Dentro de ellas existen bandeados mineralógicos a escala de lámina

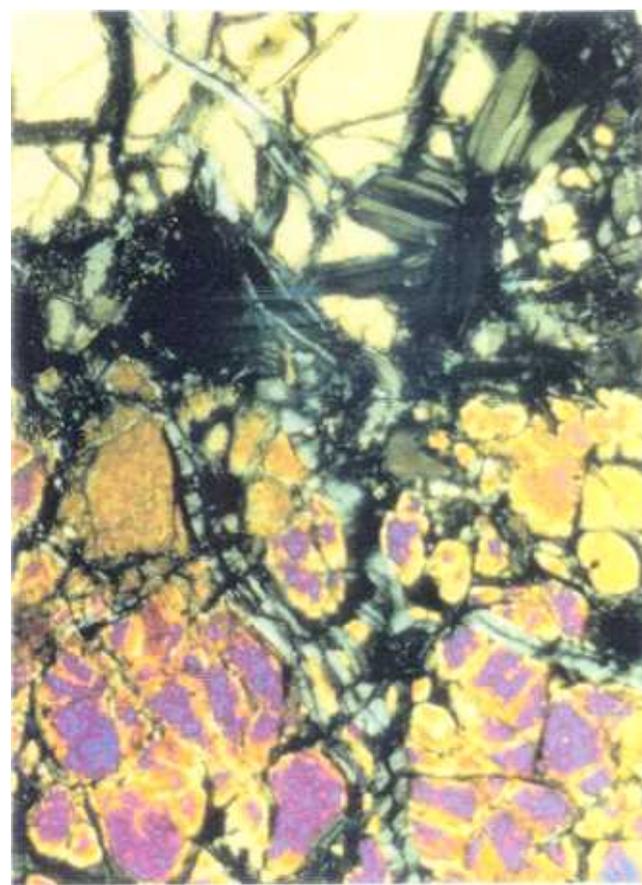
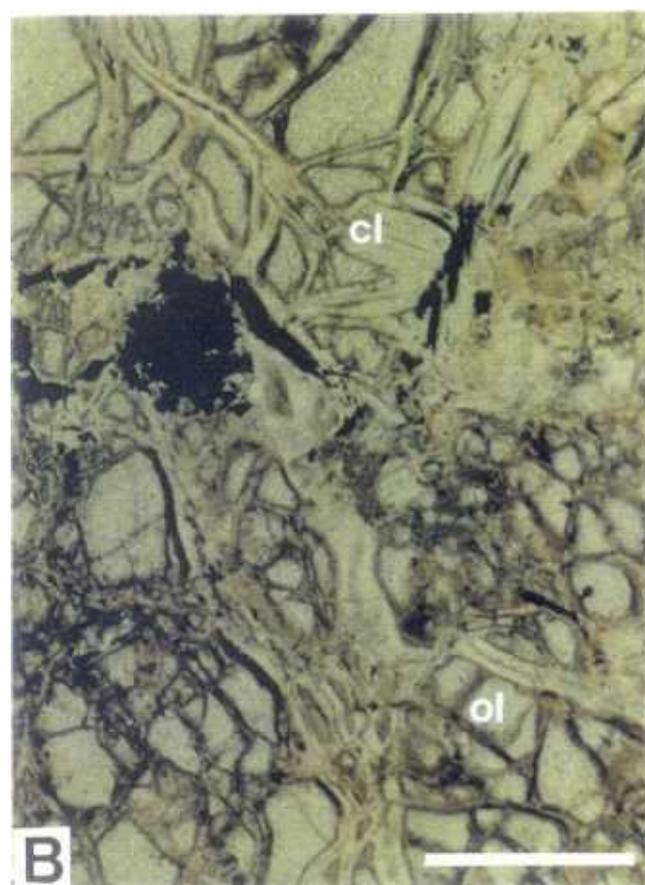
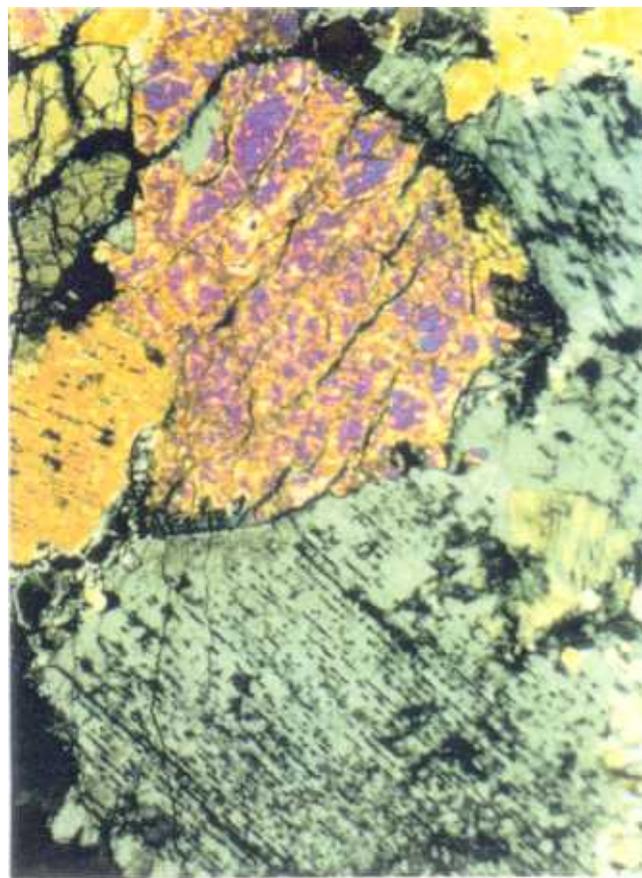
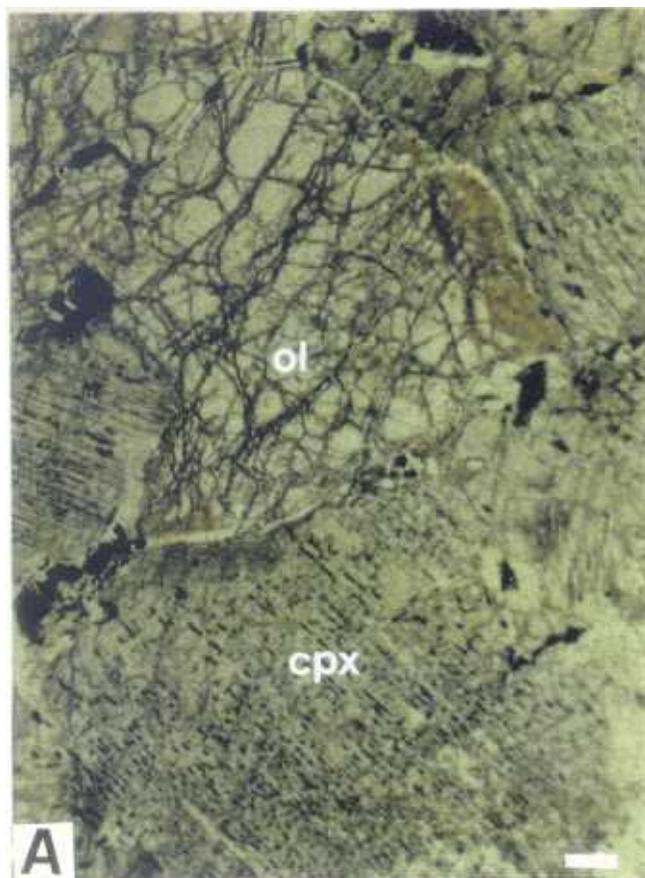


Figura 6.2.- (A) Websterita olivínica poco serpentinizada. (B) Dunita con clorita (cl) y serpentinización parcial escasa. (ol) olivino. L.T. Nícoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). Escala= 0.25 mm.

delgada y han sido descritos también bandeados ígneos básico-ultrabásicos, con espesores de bandas de 5 a 20 cm, típicos de acumulados (Díaz-García, 1987), y (3) Los ferromagnesianos muestran un espectro relativamente amplio de variaciones Fe-Mg relacionado probablemente con fenómenos de cristalización-diferenciación. El olivino, por ejemplo, muestra contenidos en fosterita entre 75 y 90% (véanse tablas anexas y Maaskant, 1970). Con estos datos, lo más probable es que nos hallemos en la zona de acumulados de la secuencia ofiolítica.

En este contexto, las mineralizaciones de cromo se restringen a los acumulados duníticos, próximos al contacto con la peridotita mantélica. Teniendo en cuenta la escasez de dunitas en la zona que nos ocupa, llegamos a la conclusión de que existe un escaso potencial cromífero en la misma. Las hipotéticas mineralizaciones existentes, estarían restringidas a las escasas áreas duníticas. Esto está en concordancia con el hecho de que las mayores anomalías en cromo de la zona se sitúan precisamente en este tipo de litología.

Otras mineralizaciones como los sulfuros de Ni-Cu tienen muy escasa importancia en este contexto y se restringen a pequeñas diseminaciones que pueden llegar a constituir, en el mejor de los casos, depósitos marginales.

VI.3 ZONAS DE LA SIERRA DEL CAREON Y SOBRADO-MELLID

V.3.1 Petrografía

VI.3.1.1 Sierra del Careón

Las rocas ultrabásicas afloran a lo largo de una amplia banda de dirección NE-SW que se extiende desde el sur del río Ulla hasta las proximidades de Teixeiro. Se hallan en la totalidad de la hoja 1:50.000 de Arzua (con una anchura de afloramiento media de 3 km), hacia el norte recorre gran parte de la hoja de Sobrado de los Monjes aunque disminuye fuertemente la anchura de afloramiento (500m de media) y desaparecen a los pocos km en la hoja de Golada. Se hallan asociadas espacialmente a metagabros anfibolitizados. Estas últimas rocas se hallan tanto en amplios afloramientos en contacto con los macizos ultrabásicos como en bandas o lentejones de potencia métrica o decamétrica intercaladas en las ultrabásicas. Lo mismo ocurre con las ultrabásicas.

Los metagabros anfibolitizados encajantes son rocas de tonos verdes originados por anfíbol tremolítico con zonas irregulares blancas debidas a la plagioclasa. Muchas veces, como consecuencia de la deformación, los lechos blancos y verdes aparecen definiendo un bandeo neto. La plagioclasa muestra transformaciones a zoisita-clinozoisita. Otros minerales menos frecuentes o accesorios son la clorita,

relictos de piroxeno, cuarzo, mica blanca, zeolitas, esfena, rutilo, apatito y opacos.

Las rocas ultrabásicas están muy serpentinizadas, siendo la serpentina, con diferencia, el mineral más abundante y muchas veces está acompañada únicamente por cantidades accesorias de otros minerales secundarios (clorita, magnetita). Si bien la mayoría de las rocas se clasificarían como serpentinitas, en gran parte de los casos se han identificado protolitos de diferentes tipos de rocas. Así de 58 muestras de rocas ultrabásicas estudiadas, repartidas homogéneamente (véase mapa de situación de muestras en los anexos), 18 corresponden a harzburgitas, 6 a lherzolitas, 4 a piroxenitas, 3 a dunitas, 2 a composiciones límite dunita-harburgita, 19 a harzburgitas y/o lherzolitas (rocas con piroxenos serpentinizados, no identificables) y 6 a serpentinitas muy recrystalizadas y foliadas. No ha sido posible, con el muestreo efectuado, delimitar unidades cartográficas, ya que los distintos tipos petrológicos se hallan dispersos en los macizos, e intercalados unos con otros (a la escala del muestreo).

Las harzburgitas son rocas constituidas básicamente por olivino y ortopiroxeno y cantidades accesorias de espinela (no siempre presente). Muestran una serpentización variable, generalmente muy abundante. Otros minerales secundarios producto del metamorfismo son anfíbol (muy

abundante), clorita, magnetita y a veces talco, carbonatos y flogopita. La espinela es un accesorio muy frecuente, generalmente de color marrón y tonos claros y oscuros (alto contenido en cromo), y mas raramente verde. Este mineral muestra frecuentemente una sustitución parcial por magnetita en sus bordes, que puede llegar a ser total. La clorita se halla a menudo rodeando a esta magnetita. En la figura 6.3 se muestran dos aspectos típicos de estas litologías.

Las lherzolitas y dunitas (Fig. 6.4A) son rocas muy similares a las harzburgitas petrográfica y texturalmente, si exceptuamos la presencia de clinopiroxeno en las primeras y ausencia de ortopiroxeno en las segundas. En el campo se trata de cambios graduales de unas areas a otras en las que la presencia o no presencia de estos minerales varía de forma progresiva.

De las piroxenitas dos corresponden a ortopiroxenitas, mientras que en las otras dos, la total serpentización no permite la identificación del tipo de piroxeno. Están constituidas ortopiroxeno (grandes cristales deformados, formando un agregado granoblástico), anfíbol y clorita como minerales principales. En cantidades accesorias poseen mica blanca, serpentina, opacos y olivino.

Además de las litologías descritas, se han observado diques básicos encajando en ellas, como el mostrado en la figura 6.4B.

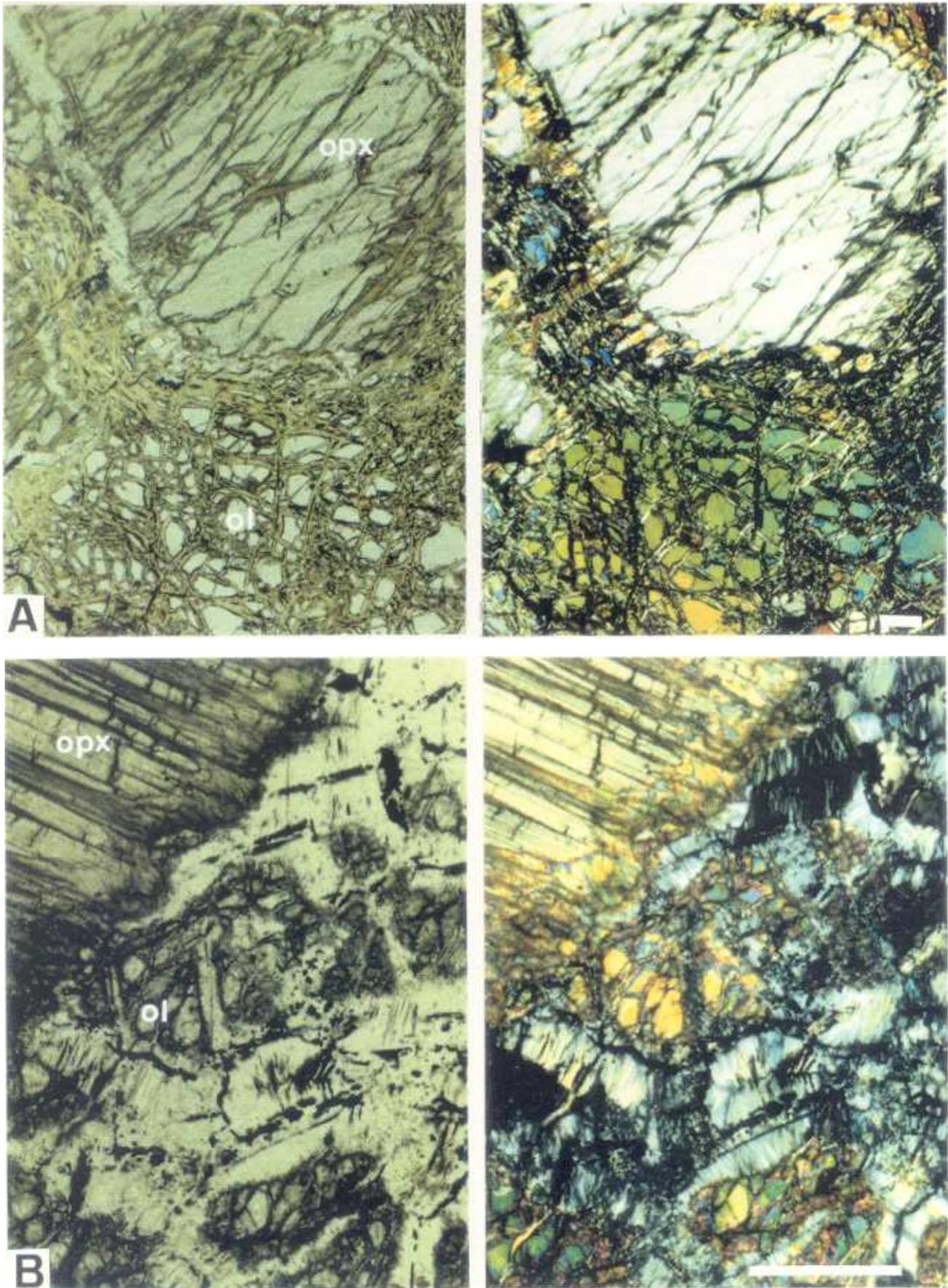


Figura 6.3.- Dos aspectos típicos de las harzburgitas (con serpentización parcial) de la Sierra del Careón. En B se observa recristalización de serpentina y olivino, con bordes aciculares en el último mineral. El aspecto mostrado por A es frecuente en los afloramientos situados al NE de Mellid, mientras el B es más típico del este y sureste. L.T. Nícoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). Escala= 0.25mm.

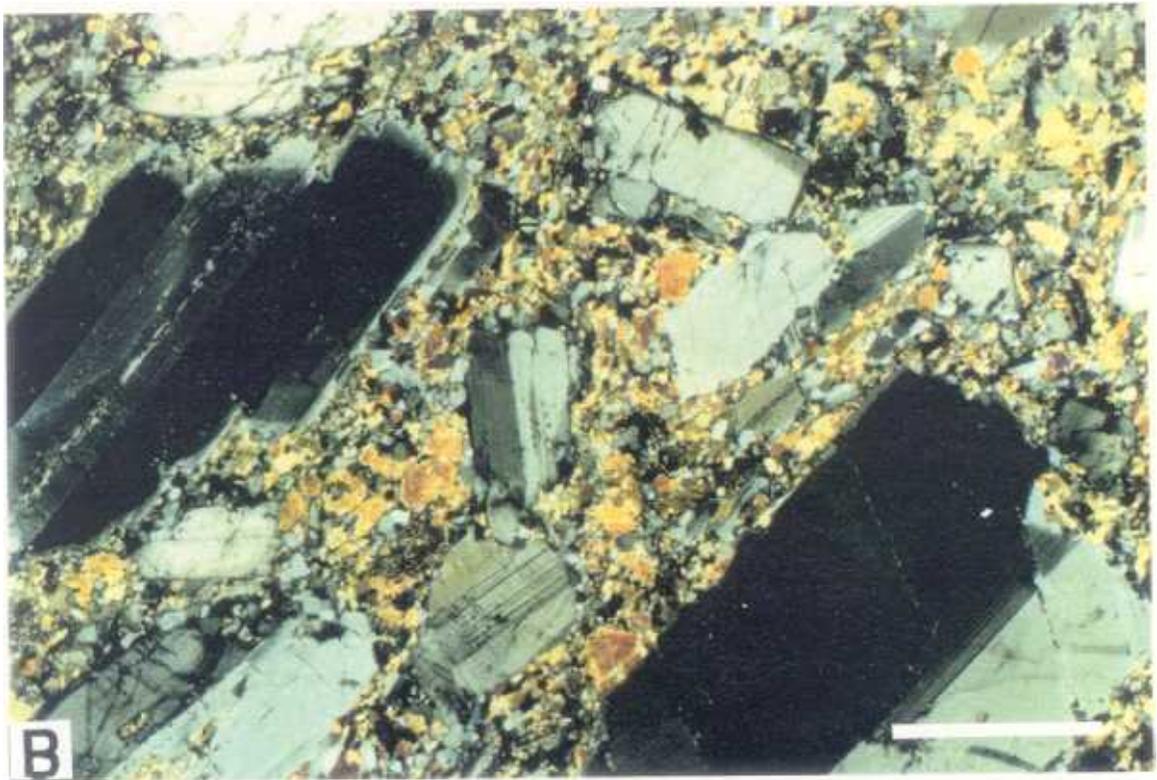
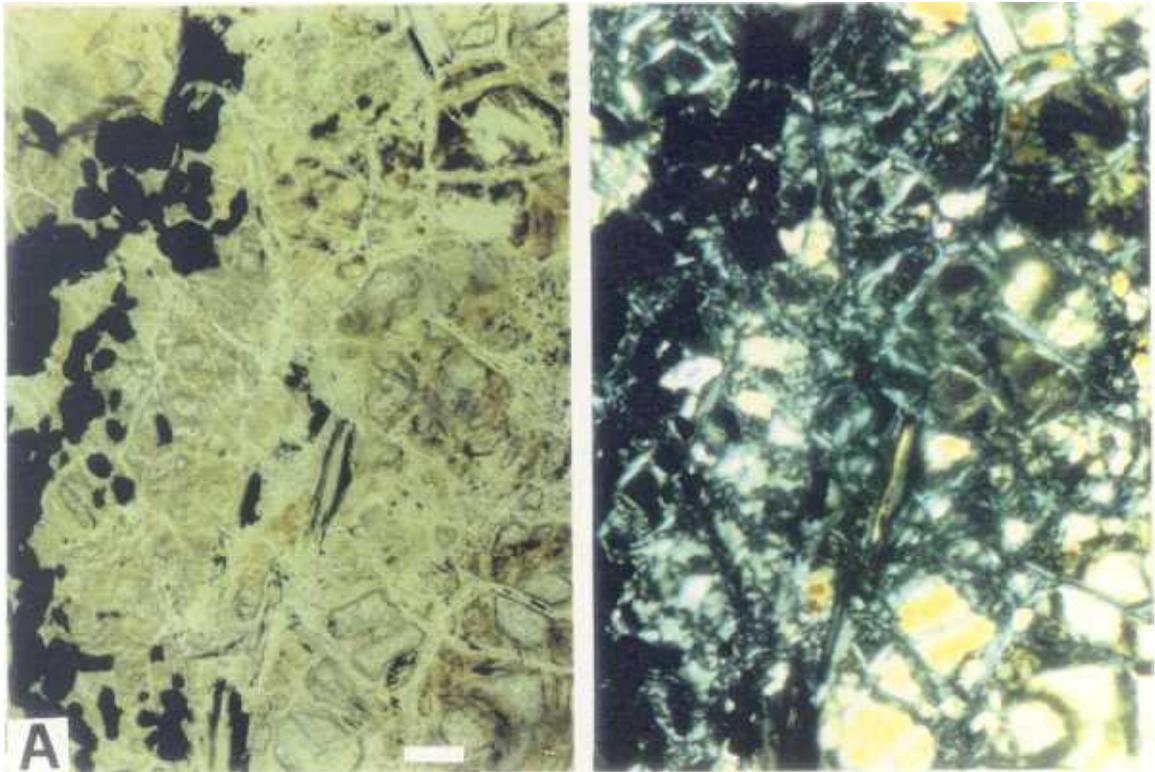


Figura 6.4.- (A) Dunita con cromoespinela (negro) y serpentización elevada. L.T. Nícoles paralelos (izda y cruzados (dcha) (B) Textura porfídica de un dique básico constituido por plagioclasa y anfíbol.L.T Escala= 0.25 mm.

VI.3.1.2 Zona de Mellid

Las rocas ultramáficas de Mellid, afloran justamente en esta localidad y alrededores. Se hallan asociadas a metabasitas, y el conjunto ha sido sometido a un metamorfismo catazonal.

Las rocas ultramáficas muestran escasa serpentización, y frecuentes texturas cataclásticas y blastomiloníticas (Fig.6.5). De las 9 muestras estudiadas en las proximidades de Mellid, 6 son harzburgitas con anfíbol abundante, una lherzolita, una piroxenita y una serpentinita. Las harzburgitas están constituidas por porfiroclastos de ortopiroxeno, anfíbol, olivino, y espinela en una matriz de los mismos minerales. La serpentina y talco están presentes generalmente en cantidades accesorias. Maaskant cita la presencia de lentes de granate y anfíbol dentro de estas rocas. La espinela es verde, con escaso contenido en cromo.

La lherzolita muestra abundantes fenocristales de ambos piroxenos (tectonizados y con exoluciones), anfíboles y espinela verde.

La piroxenita esta constituida por un mosaico granoblástico contituido por ortopiroxeno, anfíbol y cantidades accesorias de olivino, espinela verde, magnetita

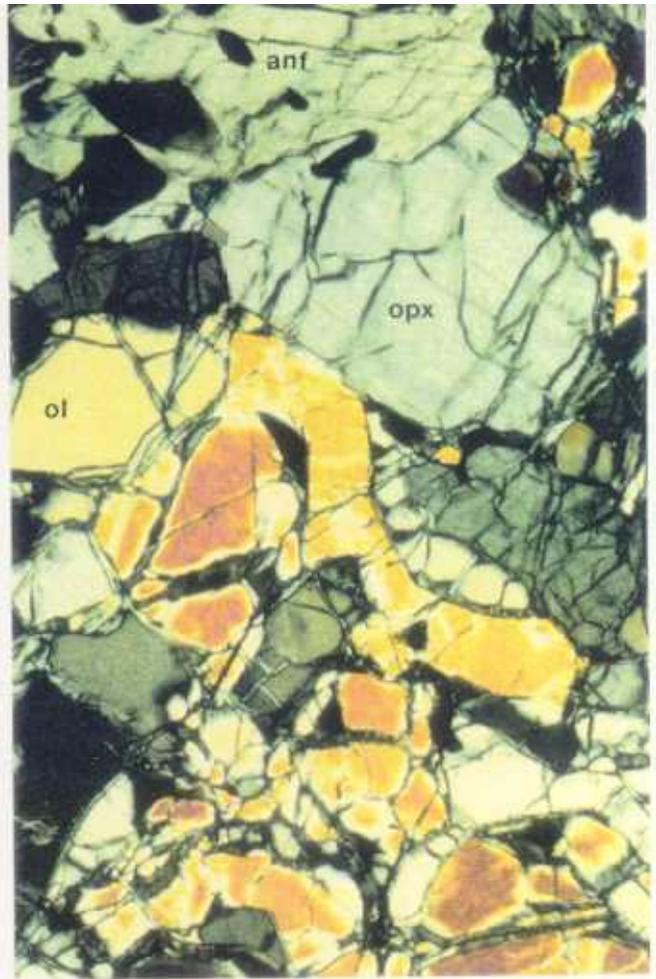


Figura 6.5 Dos aspectos de hornburgitas, con abundante anfíbol en las rocas ultrabásicas de la zona de Mellid. (A) Textura granular. (B) Roca foliada con fenocristales de anfíbol. L.T. Nícoles paralelos (izda) y cruzados (dcha). Escala= 0,25 mm.

y serpentina.

VI.3.1.3 Zona de Sobrado

Las rocas ultrabásicas afloran en el núcleo de la antiforma de Sobrado, y se asocian a rocas metabásicas y gneises félsicos. Al igual que las de Mellid han sido sometidas a un metamorfismo catazonal, debido a lo cual se interpretan como pertenecientes a la misma unidad. En esta zona, si bien no hemos realizado el estudio areal de las anteriores, los datos disponibles bibliográficos (Kuijper, 1981) indican que se trata de serpentinitas con escasos relictos de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda. Otros minerales secundarios acompañantes de la serpentina son anfíbol tremolítico, talco y carbonatos. La roca original sería por tanto una lherzolita.

VI.3.2 ¿Mineralizaciones?

Independientemente del tipo de metamorfismo que ha afectado a cada uno de estos conjuntos litológicos, las rocas que constituyen la mayor parte de los mismos son peridotitas con ortopiroxeno y anfíbol (harzburgitas anfibólicas). Otras litologías presentes en mayor o menor medida son las lherzolitas, mientras que las dunitas se pueden hallar muy localmente en las rocas ultrabásicas de la Sierra del Careón. La litología es por tanto, en su conjunto,

muy similar a la existente en el sector oriental del macizo de Herbeira y en los macizos de Limo y Uzal en Cabo Ortegal. Los datos de tipo químico indican que gran parte de estas rocas son lherzolitas (Gonzalez Lodeiro et al., 1982), restringiéndose las litologías harzburgíticas y alguna dunítica a la Sierra del Careón. También nos podemos plantear aquí (igual que hacía Maaskant, 1970, en Ortegal) si el anfíbol proviene de la desestabilización de antiguos clinopiroxenos o por el contrario el aporte de calcio es consecuencia del metamorfismo.

En definitiva, si bien estas rocas son mayoritariamente harzburgitas, y esta litología es un encajante habitual de mineralizaciones de cromo en complejos ofiolíticos (mineralizaciones de las peridotitas metamórficas o tectonitas), las particularidades que muestran en estos macizos (abundante anfíbol, presencia de lherzolitas, ausencia de masas dunítica de contactos netos con las harzburgitas) unido al hecho de que no se ha encontrado ningún tipo de concentración de cromitas durante los itinerarios realizados, nos inducen a pensar en la escasa potencialidad de estos macizos como posibles encajantes de mineralizaciones de cromo.

VII OTRAS MANIFESTACIONES DE CROMITAS EN EL HERCINICO
ESPAÑOL: CALZADILLA DE LOS BARROS, BADAJOZ

VII OTRAS MANIFESTACIONES DE CROMITAS EN EL HERCINICO ESPAÑOL: CALZADILLA DE LOS BARROS, BADAJOZ

VII.1 INTRODUCCION

En la zona de Ossa Morena, entendida según la división de Julivert et al. (1972) del Macizo Hespérico, existen diversas manifestaciones de rocas ultrabásicas, cuyo significado geológico y geotectónico está todavía lejos de ser resuelto en su conjunto. Algunas de estas rocas forman asociaciones que han sido interpretadas como complejos ofiolíticos, los cuales evidencian la existencia de paleosuturas en la cadena Hercínica. Tal situación no ofrece duda en el caso de la ofiolita de Beja (Andrade, 1972, 1977, 1978, 1979), situada en el límite de Ossa Morena con la Zona Sur-Portuguesa. Esta misma interpretación ha sido dada a la serie de vulcanitas básicas y serpentinitas de Varas-Guadalbarbo, situadas en el límite meridional del Culm de Los Pedroches (Crousilles et al., 1976). Las serpentinitas se hallan en relación con fracturas, en forma de pequeños lentejones (20-30 m x 300-400 m) sin que existan síntomas de metamorfismo (Apalategui et al., 1985).

A parte de estas rocas situadas en los extremos de Ossa Morena o sus proximidades, existen otras serpentinitas dentro de zonas internas:

-Al Norte de la cuenca carbonífera del río Matachel,

entre el Carbonífero y Rifeense del Dominio Valencia de las Torres, al SW y Paleozoico y Rifeense del Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina al NE. El último dominio, formaría parte de la Zona Centroibérica, según las divisiones más recientes del Macizo Ibérico (Robardet, 1976; Delgado Quesada et al., 1977; Chacón y Pascual, 1979) y según criterios adoptados en VI Reunión del Grupo de Ossa Morena. Se trata de pequeños lentejones de serpentinitas, gabros y dioritas que afloran a lo largo de fracturas que ponen en contacto los dominios antes citados (Apalategui e Higuera, 1983).

-En el Dominio de Valencia de la Torres a lo largo de fracturas que separan el Grupo Atalaya y Grupo Higuera de Llerena-Hinojosa del Valle, en las proximidades del contacto del ortoneis de Ribera del Fresno (Chacón y Velasco, 1981; Apalategui e Higuera, 1983; Apalategui et al., 1988). Se trata nuevamente de lentejones de serpentinitas asociados a fracturas, de algunas decenas de metros de potencia y que se extienden discontinuamente durante 10 km en las hojas 1:50.000 de Villafranca de los Barros, Hornachos y Usagre.

-En relación con la Falla de Azuaga (proximidades de Berlanga, Apalategui et al., 1985b) y su continuación al NW, sector de Las Grullas, entre los Dominios de

Valencia de las Torres y Sierra Albarrana (Chacón y Velasco, 1981).

-Dentro del núcleo Precámbrico del anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Fig. 7.1), en las proximidades de Calzadilla de los Barros, se hallan tres masas serpentiniticas que totalizan una superficie aproximada de 14 km², en las cuales se han hallado mineralizaciones de cromita. A continuación se describen las características de estas rocas y sus mineralizaciones, y se aportan datos sobre la composición química de las cromitas que ayudan a su interpretación.

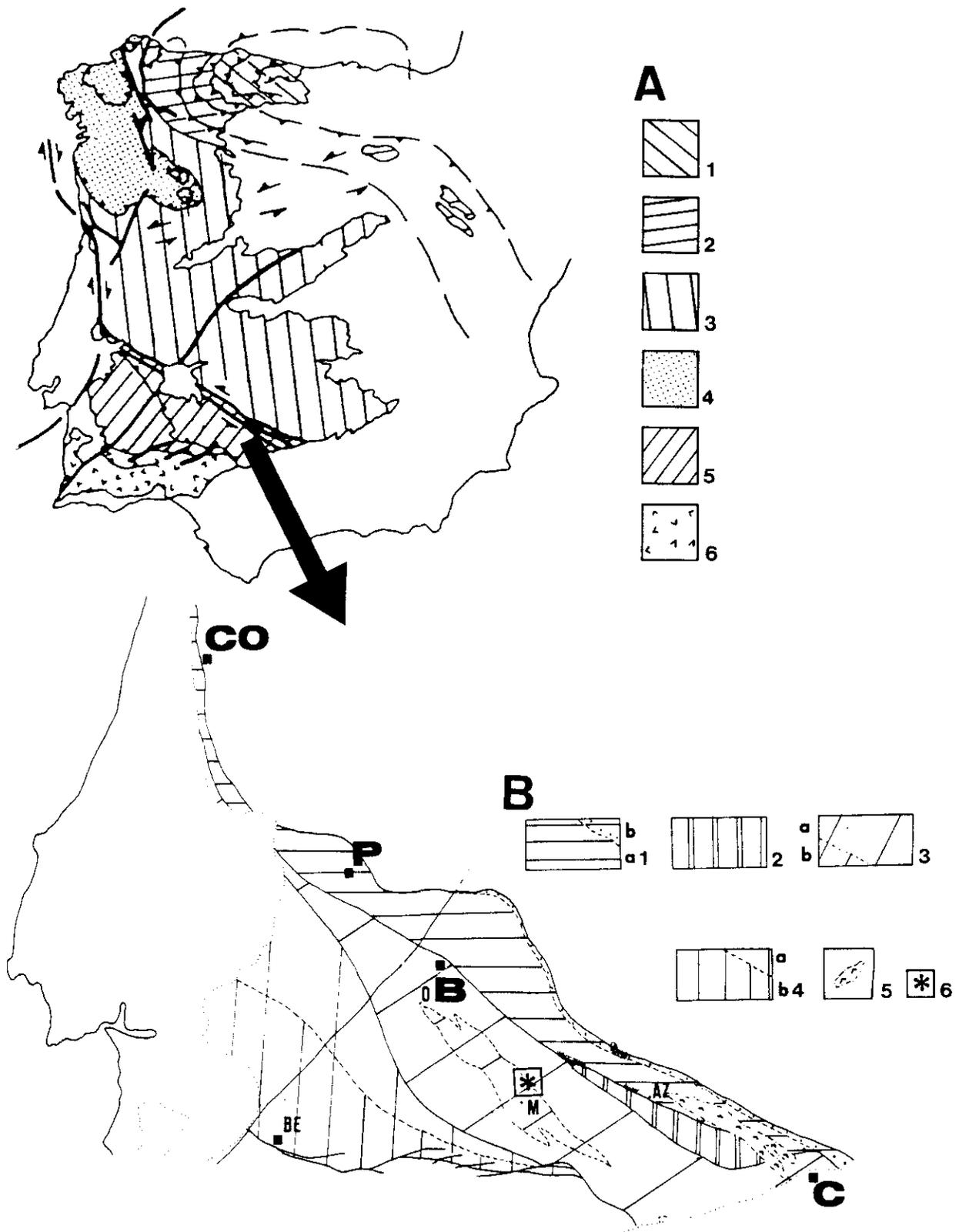


Figura 7.1.- Esquema de situación de las serpentinitas de Calzadilla de los Barros dentro de la división en dominios de Ossa Morena (Chacón et al., 1983). Leyenda A: (1) Zona Cantábrica; (2) Zona Asturoccidental Leonesa; (3) Zona Centro-Ibérica; (4) Zona de Galicia Tras-os-Montes; (5) Zona de Ossa Morena; (6) Zona Sur-Portuguesa. Leyenda B: (1) Dominio de Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano, a: subdominio Portalegre-Villafranca de los Barros-Azuaga, b: subdominio Valle del río Matachel-Villafranca de Córdoba; (2) Dominio de Sierra Albarrana; (3) Dominio de Córdoba-Elvas, a: Sinclinatorios de Zafra-Alanís y Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra, b: Anticlinorio de Olivenza-Monesterio; (4) Dominio Evora-Aracena, a: subdominio Estremoz-Barrancos, b: macizo Evora-Beja y faja metamórfica de Aracena; (5) Eje magmático Villaviciosa-la Coronada. CO, Coimbra; B, Badajoz; C, Córdoba; P, Portalegre; AZ, Azuaga; O, Olivenza; M, Monesterio; BE, Beja.

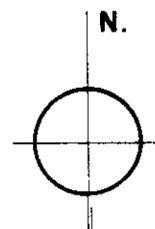
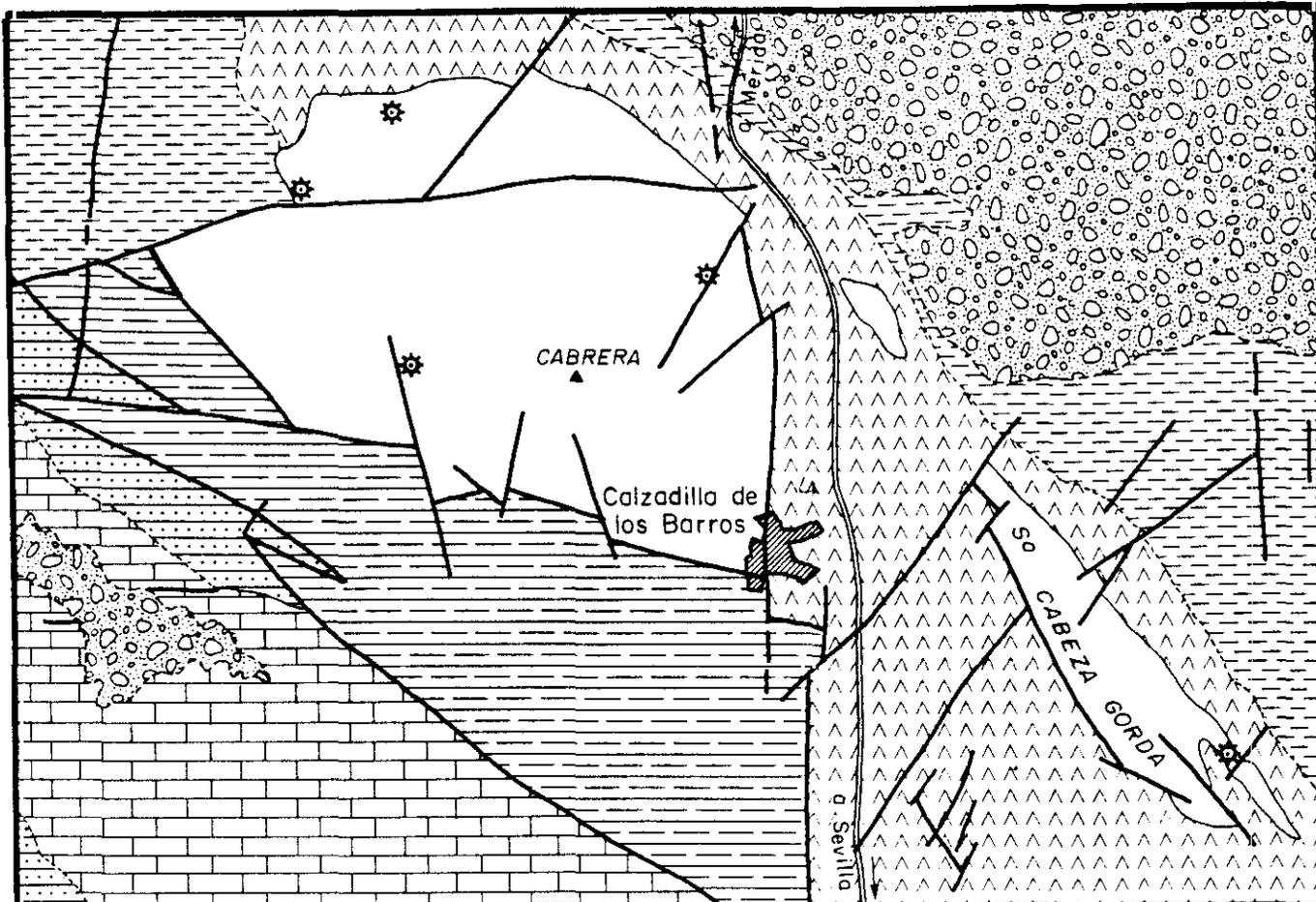
VII.2 ENTORNO GEOLOGICO

La presencia de serpentinitas en este área fué detectada durante la realización de la Hoja Geológica (MAGNA) 1:50.000 de Fuente de Cantos (Arriola et al., 1983). Se hallan desde el punto de vista geológico en el anticlinorio de Olivenza-Monesterio y más concretamente encajan en la Formación Malcocinado, dentro del Dominio de Zafra-Monesterio (Fig. 7.2). Este dominio está constituido por materiales precámbrico-cámbricos que de más antiguo a más moderno son: (1) Migmatitas de Monesterio, (2) Sucesión Tentudía (materiales detríticos con aporte volcánico y con niveles de cuarcitas negras), (3) Formación Malcocinado (formación volcano-sedimentaria, con tobas andesíticas y niveles de conglomerados, dispuesta discordantemente con la formación anterior); (4) Formación Torrearboles (rocas detríticas y calcáreas en el límite Precámbrico-Cámbrico).

A continuación se describen las características más relevantes, en base fundamentalmente a los trabajos previos de Arriola et al., 1983, 1984 y Aguayo, 1985.

VII.2.1 Rocas encajantes de las serpentinitas

Las serpentinitas afloran en dos macizos principales y otro de pequeña extensión. El que se sitúa al este de Calzadilla de los Barros (Cabeza Gorda), se halla claramente alargado según la estructura regional (Fig. 7.2) y



LEYENDA

 Materiales recientes

DOMINIO ZAFRA-MONESTERIO (PROTEROZOICO-CAMBRICO INFERIOR)

UNIDAD DE ZAFRA

 Pizarras y Calizas

 Arcosas, conglomerados y pizarras

UNIDAD DE CABEZA GORDA

 Arcosas y pizarras

 Tobas andesíticas y conglomerados

 Pizarras, metagrauwacas, tobas y cuarcitas negras

 Serpentinitas

 Mineralizaciones

Figura 7.2.- Esquema geológico de los alrededores de Calzadilla de los Barros. Se han situado las áreas con mineralizaciones de cromita. (Basado en Arriola et al., 1983 y Aguayo, 1985).

aparentemente en concordancia con los materiales que lo engloban, que son tobas, conglomerados, metabasitas, etc. de la Formación Malcocinado. El afloramiento de Cerro Cabrera muestra morfología redondeada, ligeramente elongada en dirección NW-SE hallándose en contacto con materiales de la Formación Malcocinado al norte, Sucesión Tentudía al sur (contacto mediante fracturas) y metagabros al oeste.

Los materiales de la Formación Malcocinado, en el entorno de las serpentinitas, están formados por rocas de marcado carácter detrítico (metagruvacas arcólicas), constituidas por plagioclasa, cuarzo y clorita-biotita como componentes mayoritarios, y entre los accesorios apatito, opacos, turmalina, zircón y mica blanca. Muestran texturas sedimentarias poco evolucionadas, con un entramado cuarzo-feldespático, heterométrico, englobado por una matriz de la misma naturaleza. A esta textura se le superpone otra lepidoblástica, originada por la clorita-biotita sincinemáticas.

Los materiales de la Sucesión Tentudía están constituidos, en este sector, por rocas detríticas de grano fino a medio (arcosas y grauvacas arcólicas) entre las que se intercalan abundantes niveles cuarcíticos.

Los gábrros del oeste, están constituidos por plagioclasa y anfíbol dominantes, cantidades accesorias de opacos, zircón, apatito y esfena. Como minerales secundarios epidota, sericita, anfíbol y carbonatos.

Las serpentinitas, no dan lugar a metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes, evidenciando un emplazamiento "frio". Muestran paragénesis compatibles con el metamorfismo regional de grado bajo observado en las rocas encajantes. Del mismo modo, las dos esquistosidades, que de forma local se observan en las serpentinitas, coinciden con las de los materiales encajantes. Esto unido a sus contactos, de carácter subconcordante, con la Formación Malcocinado, hace que hallan sido consideradas como parte de ella, constituyendo peridotitas-serpentinitas de tipo Alpino.

VII.3 MINERALIZACIONES DE CROMO

VII.3.1 Introducción

La presencia de mineralizaciones de cromo en este área, se puso en evidencia simultáneamente al hallazgo de serpentinitas, es decir, durante la realización del mapa geológico (MAGNA) de la zona durante 1980.

Con posterioridad y a instancias del ITGE, en los primeros años, y de la comunidad de Extremadura, durante 1990, se han llevado a cabo diversas campañas de exploración. Dentro de los primeros trabajos de exploración se enclava también la Tesis de Licenciatura de Aguayo, J.M. (1985).

A continuación se describen los aspectos principales de esta mineralización en base a estos trabajos, al de Arriola et al., 1984 y aportaciones propias referidas fundamentalmente a los aspectos químico-mineralógicos.

VII.3.2 Rocas encajantes

Las rocas encajantes de las mineralizaciones son las serpentinitas, a que se ha echo referencia, que se hallan encajadas dentro de la Formación Malcocinado. Dentro de la masa serpentinitica y a además de las cromititas se

encuentran otras litologías que muestran mucha menor importancia volumétrica. Tal es el caso de piroxenitas, clorititas, tremolititas, esteatitas, rocas talco-carbonatadas, anfibolitas, diques básicos y diques tardíos.

Las rocas ultrabásicas muestran una serpentización prácticamente total, no obstante y en base a texturas pseudomórficas, es posible distinguir, en muestras con deformación escasa, litologías duniticas y harzburgíticas (Fig. 7.3). Localmente contienen cantidades variables de pseudomorfos de anfíbol. En base a un número elevado de estudios petrográficos, se establece que la roca debió de estar formada por una masa harzburgítica que engloba abundantes masas irregulares duniticas (Nodal, com. pers.). La cromoespinela es habitualmente el único relicto de la paragénesis original de estas rocas (Fig. 7.4), las cuales han sido transformadas a serpentina y magnetita dominantes. Otros minerales en cantidades accesorias son el talco, clorita, carbonatos, ilmenita y ópalo.

Estas rocas muestran una o dos esquistosidades limitadas a determinadas bandas, en las que la serpentina se dispone con textura lepidoblástica y alineaciones de magnetita. Las bandas de deformación intensa están relacionadas con fracturas a favor de las cuales se producen también silicificaciones.

El resto de las litologías: clorititas, tremolititas,

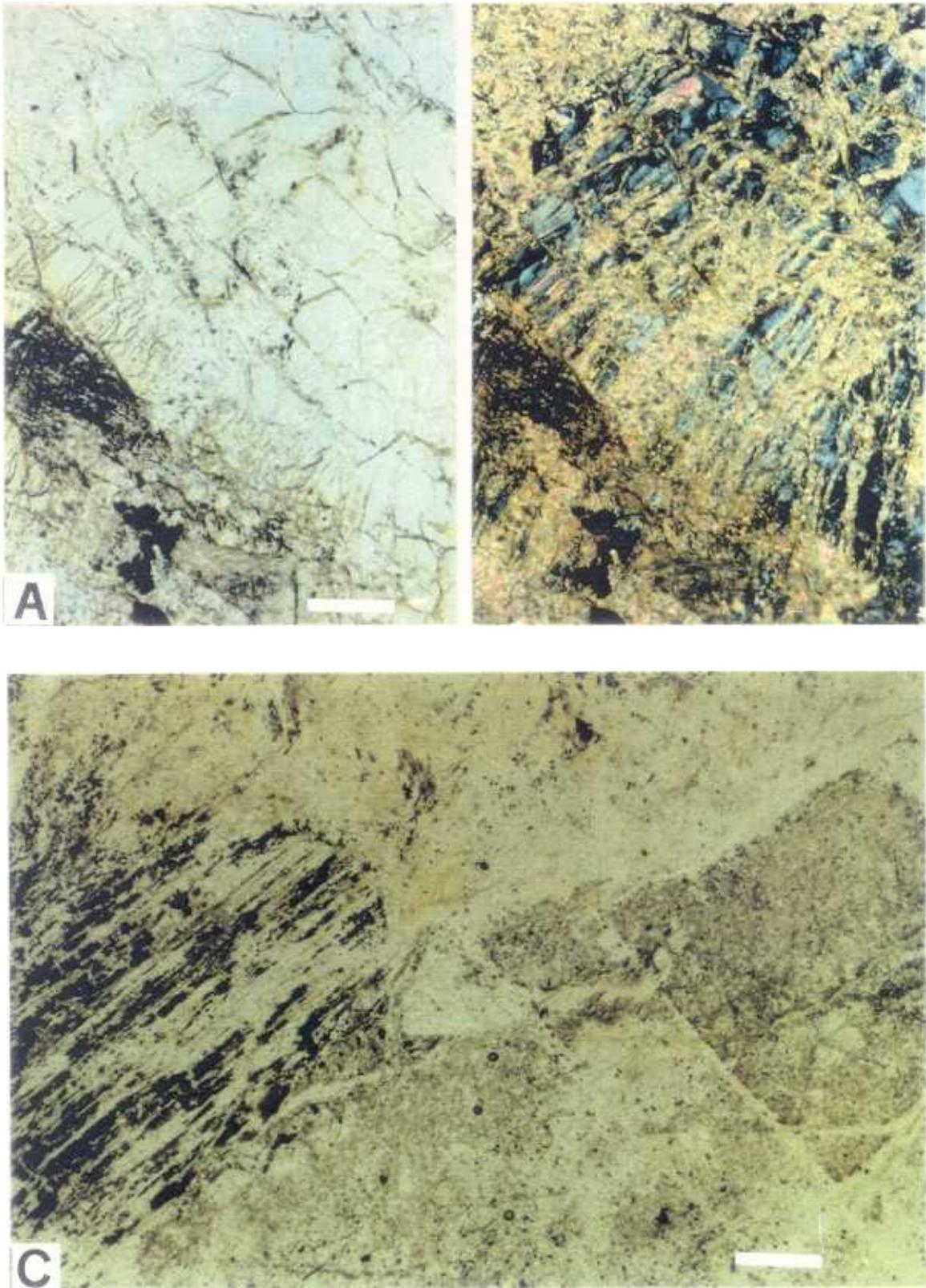


Figura 7.3.- Dos aspectos de hornblenditas transformadas a talco-serpentina (A) y serpentina (B). La presencia de piroxenos se pone de manifiesto por alineaciones de opacos según antiguos planos de exfoliación. L.T.Escala= 0.125 mm.

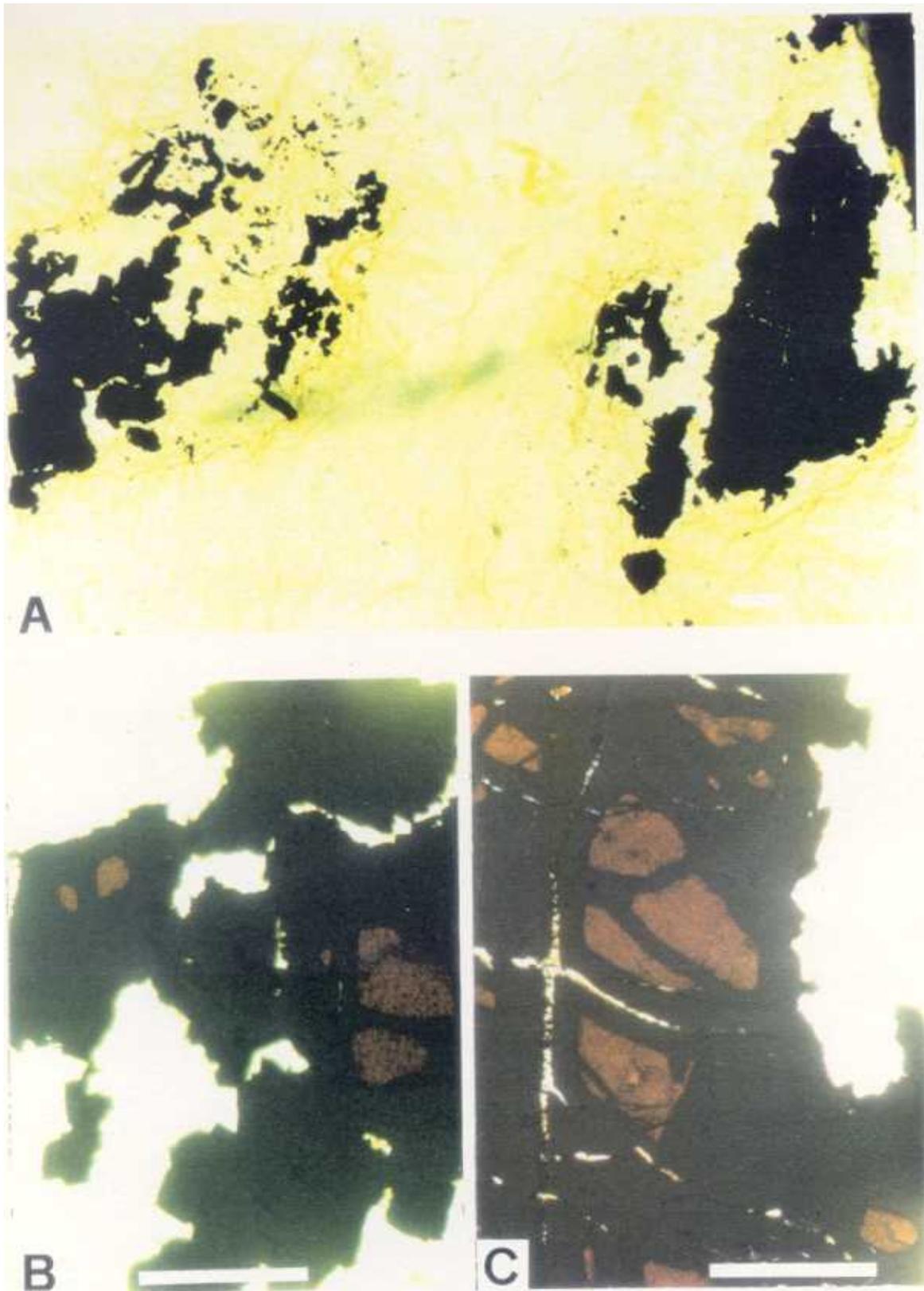


Figura 7.4.- Cromoespinelas diseminadas en las serpentinitas. En A los granos han sido transformados totalmente a magnetita, mientras en B quedan relictos (colores pardos) en las áreas más alejadas de fracturas y bordes de grano. L.T. Escala= 0.25 mm.

esteatitas y rocas talco-carbonatadas, están muy ligadas a las facies de borde, mientras que las piroxenitas se hallaron en sondeos de exploración en el macizo de Cabeza Gorda, y deben de corresponder a diferenciados magmáticos.

Las características químicas de las serpentinitas son muy uniformes (con la excepción de áreas de fracturas y bordes de macizos, en los que la cantidad de sílice y magnesio son muy variables) y parecen indicar, junto con los diques básicos, un origen oceánico.

VII.3.3 Aspectos morfológicos de las mineralizaciones

Las mineralizaciones se hallan tanto en el macizo de Cabeza Gorda como en Cerro Cabrera. En el primero, la mineralización consiste en un cuerpo de morfología lenticular, orientado según la directriz general de esta masa serpentinitica, de aproximadamente 30m de longitud por 1.5m de potencia (Fig. 7.5A). La continuidad en profundidad de esta mineralización es escasa, según se deduce de los sondeos realizados por el ITGE en su entorno. De visu muestran un color negro y aspecto masivo.

En Cerro Cabrera las mineralizaciones halladas consisten únicamente en fragmentos de cromititas en suelos, sin que, hasta ahora, se hallan observado "in situ" a pesar de los reconocimientos, incluso con calicatas mecánicas. Los fragmentos se hallan dispersos en varias áreas y con



A



B



Figura 7.5.- Aspectos de la mineralización de cromita. (A) Afloramiento de cromita y detalle del mismo en las serpentinitas de Cabeza Gorda; (B) Fragmentos no "in situ" de cromita en las serpentinitas de Cerro Cabrera (proximidades del "Cortijo del Cuco").

aspecto diferentes Lo más habitual es que estos fragmentos esten constituidos exclusivamente por cromititas, con cantidades variables de minerales intergranulares (Fig. 7.5B), y por tanto distinto grado de "masividad". El porcentaje de silicatos de la ganga es habitualmente superior que en el caso del afloramiento de Cabeza Gorda. Otro aspecto menos frecuente lo constituye fragmentos de serpentinitas con bandas de cromita de tamaño centimétrico. El las rocas encajantes próximas a la mineralización de cromita de Cabeza Gorda son dunitas. Las rocas duníticas predominan sobre las harzburgíticas en áreas donde se hallan dispersos fragmentos de cromititas en Cerro Cabrera.

VII.3.4 Características texturales

Las cromitas diseminadas muestran morfologías muy irregulares con tamaños frecuentes entre 1 y 2mm. Unicamente sus núcleos muestran cierto grado de transparencia, con tonos marrón-rojizos oscuros, evidenciando un menor grado de alteración. Los bordes de grano y áreas en torno a fracturas son totalmente opacos (Fig. 7.4).

Las muestras procedentes del afloramiento de Cabeza Gorda son predominantemente masivas, a menudo muy fracturadas y angulosas (Fig. 7.6), siendo difícil la apreciación de los límites y tamaños originales originales de los granos. Cuando la mineralización es menos masiva, la cromita puede presentarse en granos subhedrales y de menor tamaño, y en

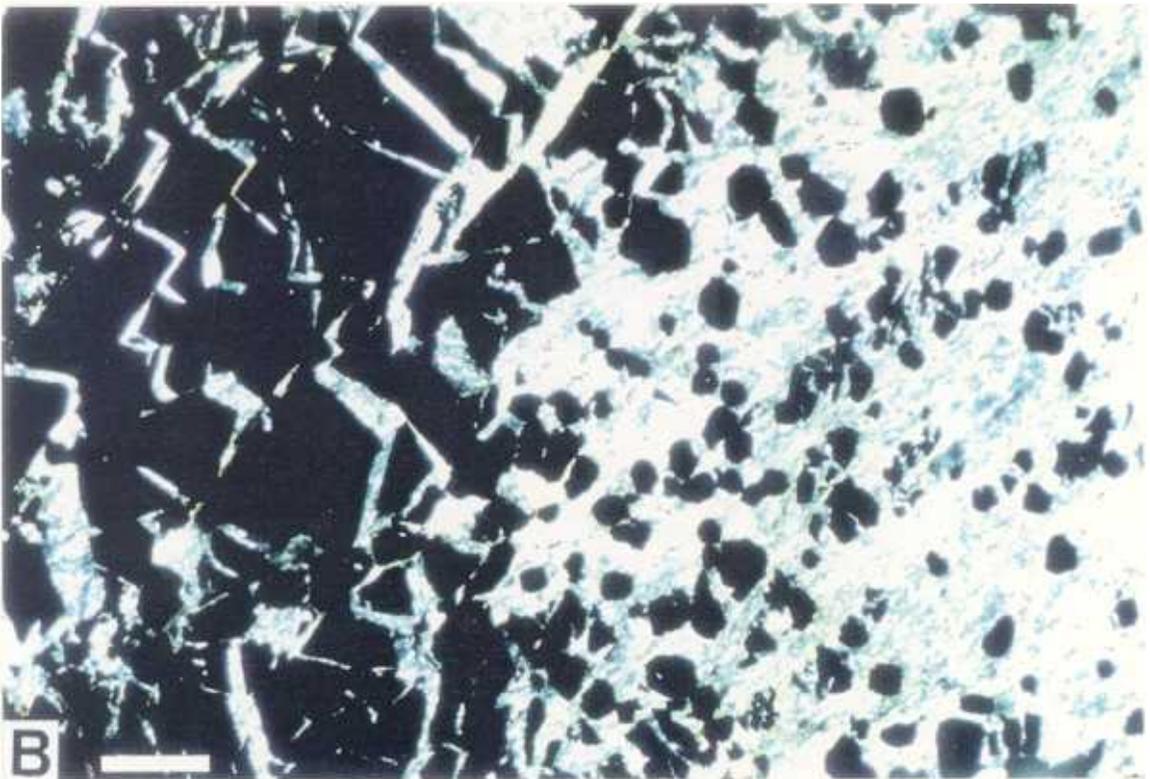
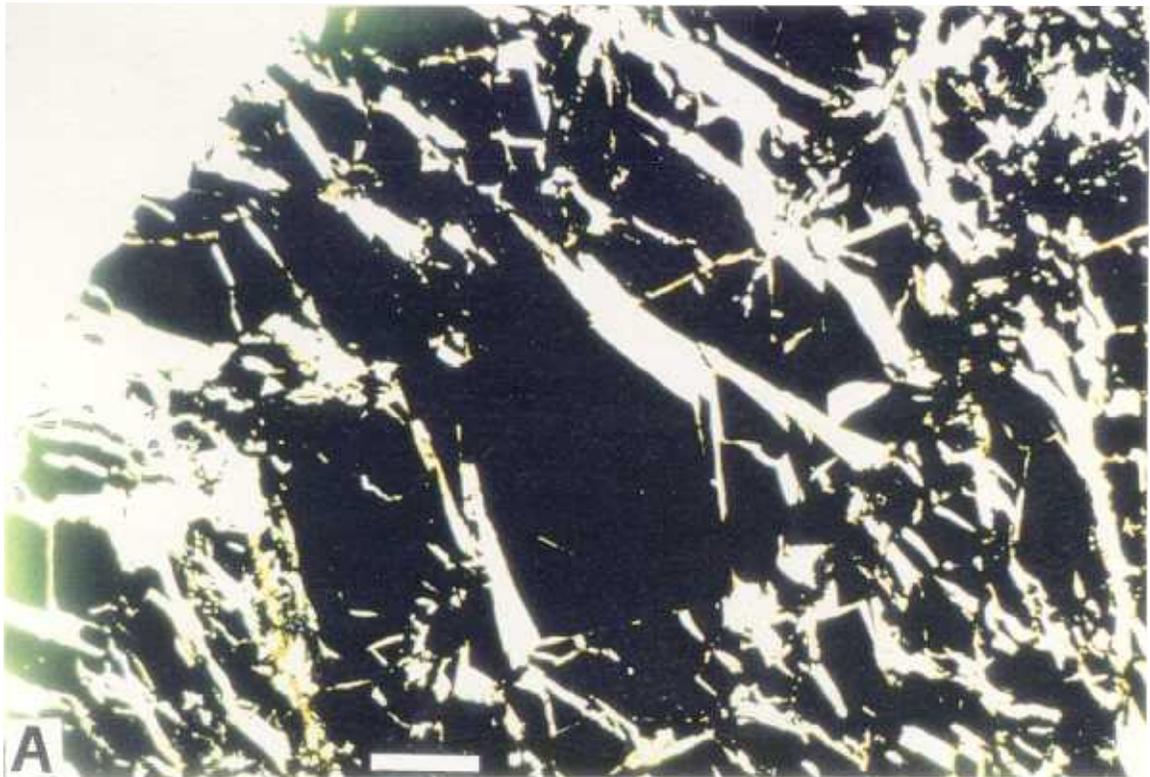


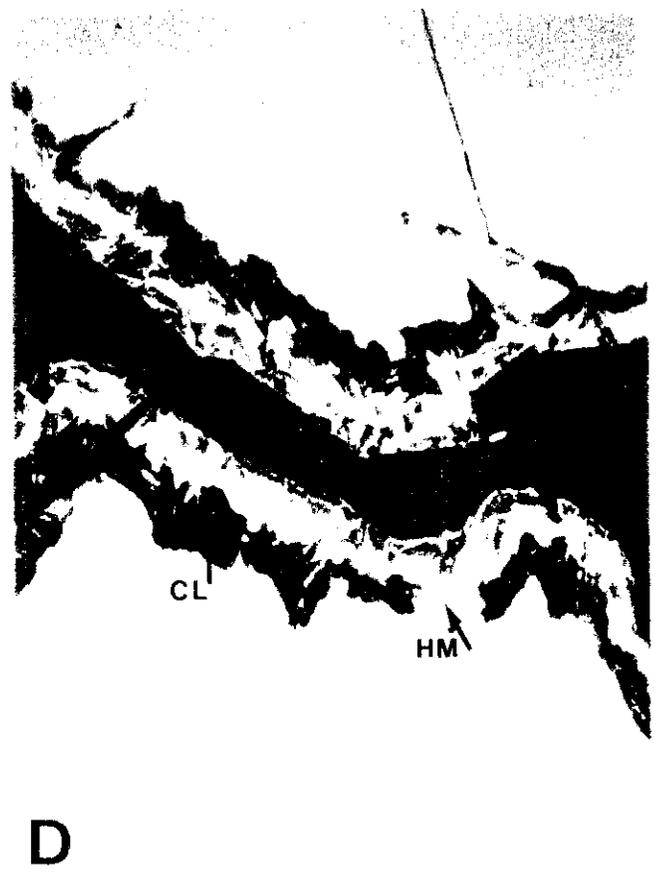
Figura 7.6.-Aspectos texturales de la mineralización de cromita de Cabeza Gorda. (A) Cromita masiva brechificada, no se aprecia el tamaño de grano original.L.T. (B) Contacto de mineralización masiva y brechificada, con mineralización disseminada, de grano fino y cristales subidiomorfos. L.T.Escala= 0.5mm.

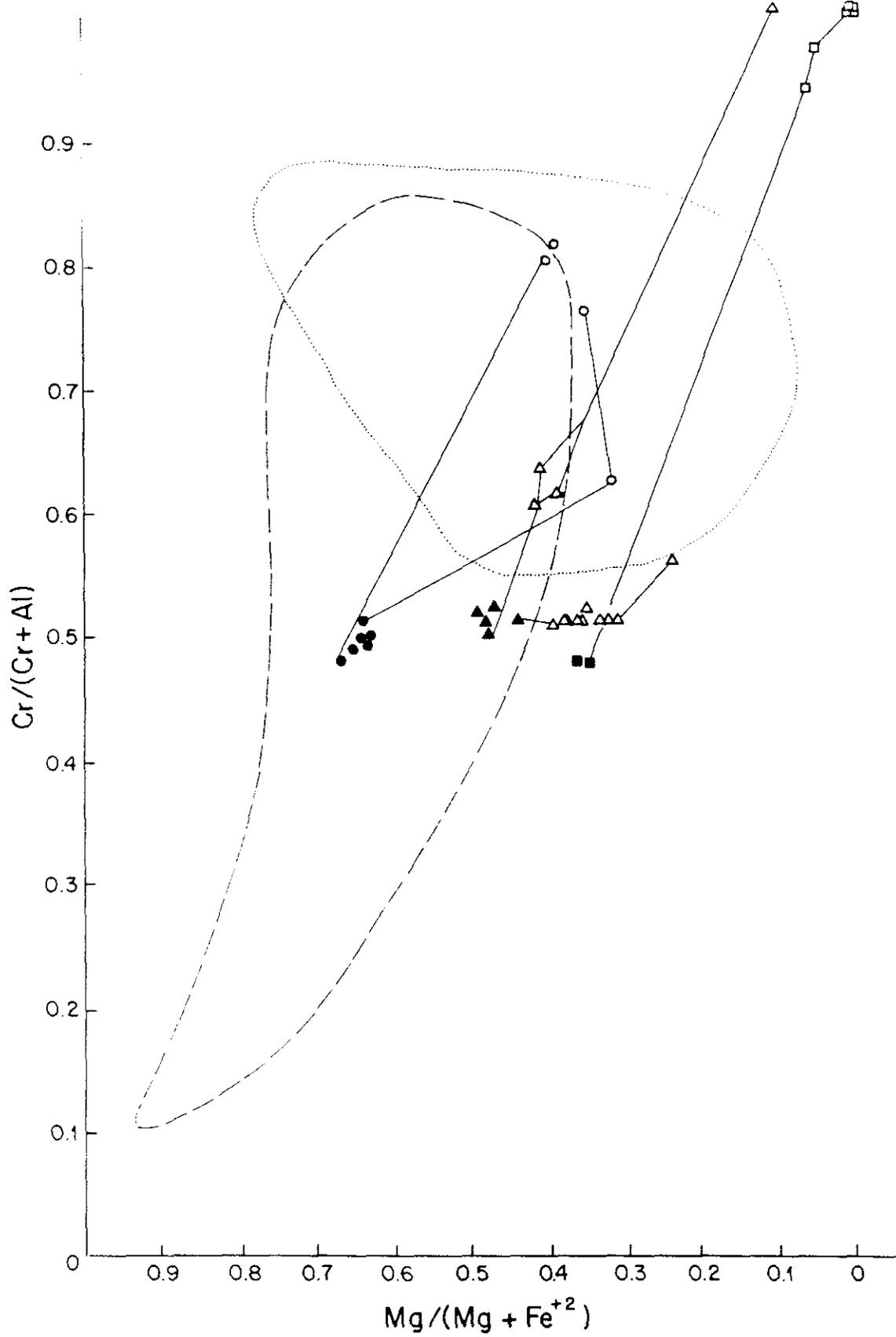
la roca clorítica de la matriz se observa esquistosidad (Fig. 7.6B).

Las muestras procedentes de cantos rodados de Cerro Cabrera son muy similares texturalmente, variando únicamente el porcentaje de matriz y la morfología de los bordes de alteración. Se trata de cromititas con granos redondeados, a veces fracturados y matriz clorítica. En unos casos estos granos están en contacto unos con otros (Fig. 7.7A), mientras otras veces se muestran en agregados flotando en la matriz silicatada. Las muestras presentan un borde de alteración muy peculiar (Figs. 7.7C y D), se trata de la formación de una corona de aproximadamente 30 micras, de espesor, con una ligera mayor reflectividad que el grano de cromita. Entre esta corona y el borde interno hay clorita, igual que en la matriz. Son frecuentes, tanto en el borde interno como en la corona, pequeños intercrecimientos de hematites (Fig. 7.7D), estando presente a veces también ilmenita.

VII.3.5 Características químicas

En las figuras 7.8 y 7.9 se han representado los cationes trivalentes y relaciones $Cr/(Cr+Al)$ frente a $Mg/(Mg+Fe+2)$ respectivamente. Para mayor claridad se han representado con distinta simbología la naturaleza y procedencia del punto analizado. A continuación se





— Cromoespinelas en peridotitas de tipo Alpino (IRVINE, 1967)
 Cromitas de varios complejos estratiformes (IRVINE, 1967)

Figura 7.8.- Proyección de la composición de las cromitas de las serpentinitas de Calzadilla de los Barros sobre un diagrama Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe²⁺). () Cromita diseminada (Cabeza Gorda); () cromita masiva (Cabeza Gorda); () cromita masiva (Cerro Cabrera). (), (), () bordes de grano respectivos.

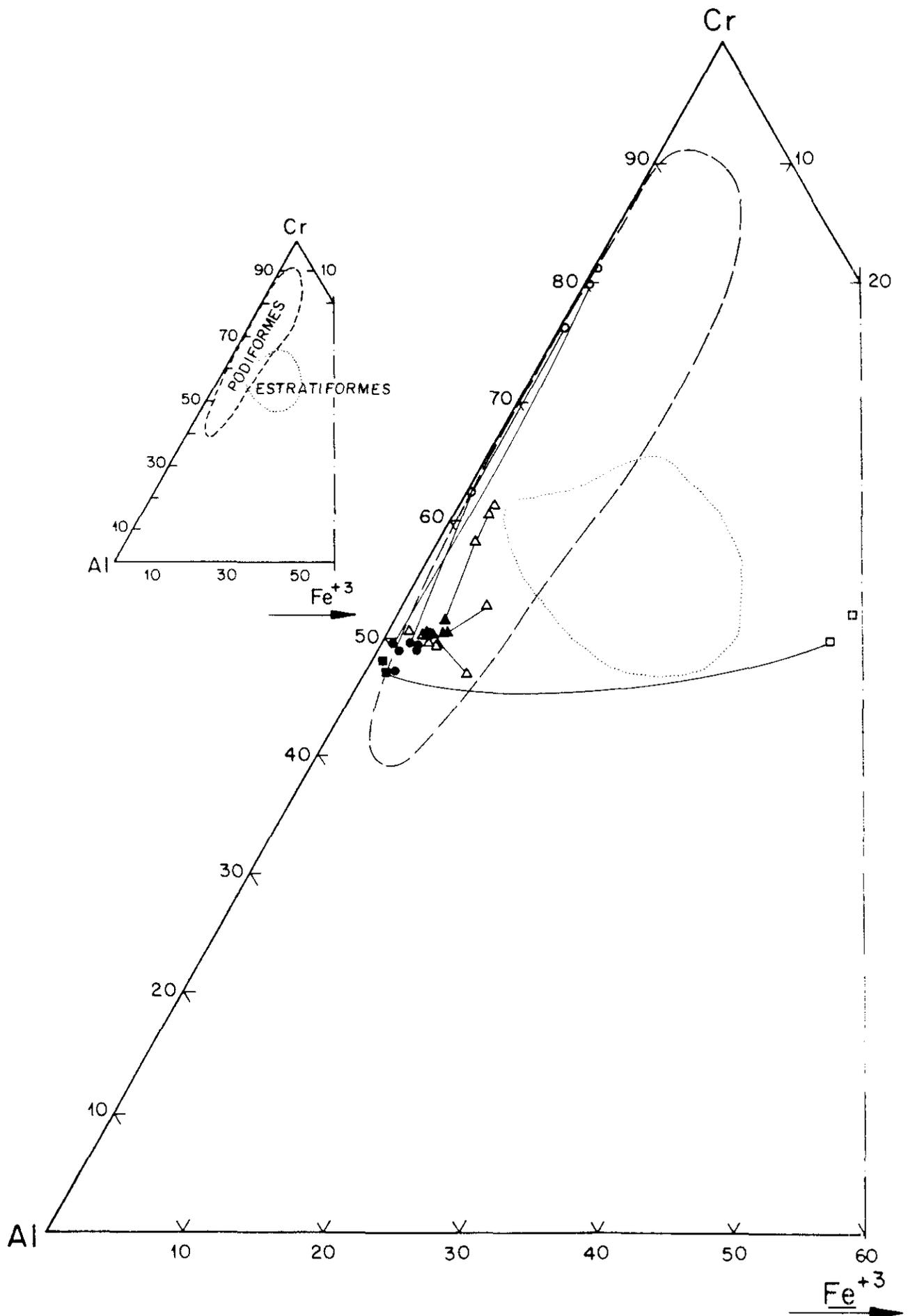


Figura 7.9.- Proyección de la composición de las cromitas de las serpentinitas de Calzadilla de los Barros sobre un diagrama Cr-Al-Fe³⁺. Se han representado los campos composicionales de los yacimientos de cromitas estratiformes y podiformes (Dickey, 1975). Leyenda como en figura anterior.

describen, por zonas, las peculiaridades de las muestras estudiadas.

Cabeza Gorda

-Muestra Cal1 (Talco-serpentinita con cromita diseminada).- Dentro de los granos diseminados de cromoespinela se distinguen tres zonas químicamente diferentes como consecuencia de los procesos de alteración: (1) Núcleos (análisis Cal1-1 y Cal1-5, tablas de los anexos). En cuanto a los cationes trivalentes, dominan el Cr y el Al, a partes casi iguales, siendo muy escaso el contenido en Fe+3. En cuanto a los divalentes, es el Fe+2 el más abundante, casi el doble que el Mg. Se trata de la composición más próxima a la original, antes de que los procesos de alteración tuvieran lugar. (2) Zonas intermedias (análisis Cal1-2 y Cal1-6), en ellas se produce un enriquecimiento en hierro generalizado, tanto del Fe+3 en detrimento del Al, como en el Fe+2, que reemplaza totalmente al Mg. El cromo es el elemento que sufre menor variación, disminuyendo ligeramente. (3) Zona externa (análisis Cal1-3,4,7 y 8), se trata de un halo hematítico con cantidades variables de Cr. Respecto a la zona intermedia se produce una disminución de Cr.

- Muestra Cal27 (cromitita semimasiva). Los granos de esta muestra presentan también una profunda alteración, que se pone de manifiesto por los distintos tonos de grises en

la imagen de microsonda (Fig. 7.10). Se pasa de gris oscuro en el centro de grano a blanco en los bordes (los colores negros corresponden a los silicatos intergranulares). En la figura 7.10 se han señalado los lugares exactos de los análisis Calz7-1 a 4. En el núcleo y en cuanto a cationes trivalentes, dominan el Cr y Al a partes iguales. El Fe+3 es escaso. Los divalentes están también a partes iguales. En las zonas de coloración intermedia se produce un enriquecimiento en Cr en perjuicio del Al y una disminución del Mg a favor del Fe+2. En las zonas más claras, generalmente externas, el Fe es el único catión importante.

- Muestra Bada2 (cromita masiva). En ella existen menores variaciones composicionales núcleo-borde que en las anteriores, quizás influenciado por la menor presencia de matriz silicatada. Las variaciones consisten generalmente en pequeños incrementos de Fe+2 en los bordes, en detrimento del Mg. En el diagrama de la figura 7.8 se observan dos poblaciones principales de puntos correspondientes a esta muestra. Ambas poseen una misma relación $Cr/(Cr+Al)$, pero uno es más rico en Mg (formado únicamente por núcleos) y otro más rico en Fe (núcleos y bordes de grano). Los núcleos de este segundo conjunto pertenecen, probablemente, a fragmentos de menor tamaño en los que la alteración ha penetrado en todo el cristal.

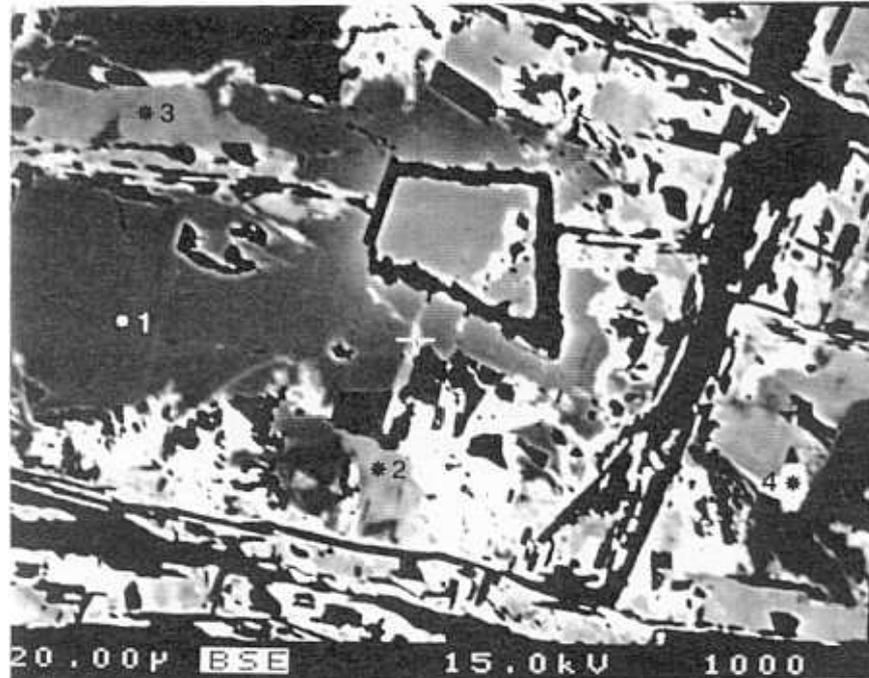


Figura 7.10.- Detalle de alteración compleja que afecta a un grano de cromita, manifestada por diferentes tonos de grises. Véase explicación en el texto.

Cerro Cabrera

Las tres muestras estudiadas son muy similares en sus aspectos texturales y composicionales. Los núcleos de granos presentan, en las tres muestras, composiciones muy similares con casi las mismas proporciones de Cr y Al y muy escaso contenido en Fe+3. En cuanto a los divalentes, la proporción de átomos de Mg es aproximadamente el doble que Fe+2. La alteración afecta a la parte más externa de los granos (profundiza poco) y a la corona exterior (Fig. 7.7C). En los cationes trivalentes se produce, respecto a los núcleos, un fuerte incremento del contenido en Cr en detrimento del Al y del escaso Fe+3 preexistente. En los divalentes, se produce un aumento del Fe+2 en perjuicio del Mg.

Respecto a las composiciones química de estas mineralizaciones se obtienen las siguientes conclusiones:

-En el indicio de Cabeza Gorda, las composiciones originales de las cromoespinelas, previa a los procesos de alteración, debieron ser muy similares, tratándose de un término intermedio entre cromitas s.s. y magnesiocromitas de alto contenido en Al. La intensidad de los procesos de alteración está en relación inversa con el grado de "masividad" de la mineralización. En los tipos de alteración núcleo-borde se pueden generalizar la tendencia tanto de la

sustitución del Mg por Fe+2 en los divalentes, como del establecimiento de un producto final en el que Fe+3 y/o Fe+2 son los cationes principales. En los "productos intermedios" se pueden producir tanto pequeños incrementos en Cr como fuerte incremento en Fe+3, en ambos casos en perjuicio del Al.

-En la zona del Cerro Cabrera (área del cortijo del Cuco) las cromoespinelas son composicionalmente muy similares entre sí, y a la vez parecidas a las de Cabeza Gorda. Se trata de términos intermedios entre cromitas s.s. y magnesiocromitas, más próximo a la última composición, con alto contenido en Al. Los procesos de alteración originan unos bordes de grano enriquecidos en Cr y Fe+2 disminuyendo respectivamente Al y Mg.

-En cuanto a su posible uso industrial, existen dos parámetros principales dentro de los esquemas de clasificación industrial de las cromitas (Stowe, 1987), que son el contenido en Cr₂O₃ y la razón Cr/Fe. Las cromitas pueden ser clasificadas de la siguiente manera: (1) cromitas de alto contenido en cromo, Cr₂O₃: 46-55% (peso) y Cr/Fe: ≥ 2.1 ; (2) cromitas de alto contenido en Fe, Cr₂O₃: 40-46 % (peso) y Cr/Fe: 1.5-2.0; y (3) cromitas de alto contenido en aluminio, Cr₂O₃: 33-38 % (peso), Al₂O₃:

22-34 % (peso) y Cr/Fe: 2.0-2.5. Dependiendo de su composición, la cromita puede destinarse a la industria metalúrgica, de refractarios o química. La cromita metalúrgica debe presentar contenidos en Cr₂O₃ superiores al 40% y una razón Cr/Fe de 2.2-4.0. En la industria refractaria el contenido en Al₂O₃ debe ser de al menos 20%, y el total de Al₂O₃ + Cr₂O₃ superar el 60 %, en tanto que en la industria química, debe poseer un contenido mínimo en Cr₂O₃ del 42%, siendo de menor importancia la razón Cr/Fe. En base a estas clasificaciones, las cromitas de Calzadilla cumplen con las especificaciones requeridas para su utilización en la industria de refractarios. Químicamente se clasificarían como cromitas de alto contenido en Aluminio.

VII.4 MODELO GENETICO

Las mineralizaciones de cromita descritas en este capítulo muestran las siguientes características:

- Las rocas ultramáficas en las que encajan representan cuerpos emplazados con contactos subconcordantes con el resto de los materiales.
- Se hallan asociadas espacialmente a metagabros.
- Las serpentinitas estuvieron constituidas por protolitos harzburgíticos que engloban abundantes dunitas.
- Las características químicas de roca total indican un carácter oceánico.
- La morfología y las características texturales y químicas de las mineralizaciones son típicas de los complejos ofiolíticos.

Todas estas características parecen indicar que estas mineralizaciones se han formado por procesos magmáticos en un contexto de corteza oceánica.

Por otra parte, la principal característica química de las cromoespinelas de tipo Alpino, tal como se pone de manifiesto en los campos composicionales de las figuras 7.8

y 7.9, es el amplio rango de variación recíproca de Cr y Al. Esto hace que los depósitos podiformes sean la única fuente de cromita refractaria aparte de una fuente importante de cromita metalúrgica de alto grado. En el caso de Calzadilla, los datos químicos disponibles (pertenecientes a las mineralizaciones de Cabeza Gorda y Cortijo del Cuco en Cerro Cabrera), están claramente dentro de los campos composicionales de las cromitas podiformes, sin embargo muestran, entre ellas, escasa variabilidad en las relaciones Cr/Al, concentrándose en los extremos más aluminicos característicos de estas mineralizaciones.

Muchos macizos encajantes de cromititas podiformes, a nivel mundial, muestran únicamente mineralizaciones con un estrecho margen de relaciones Cr/Al. Otros sin embargo poseen mineralizaciones tanto refractarias (ricas en Al) como metalúrgicas (ricas en Cr). Este último caso ha sido explicado en algunos macizos (por ejemplo el caso de Acoje, Filipinas, Hock et al., 1984) en base a una asociación litológica diferente para cada tipo de mineralización .

En efecto, uno de los posibles factores que, según distintos autores, puede originar esta amplia variedad composicional en Cr-Al, puede estar relacionada con la composición química de las rocas en que se hallan inmersas, a su vez condicionada por el grado de fusión parcial del manto, que ha dado lugar a este magma. En este sentido y siguiendo la clasificación de Dick y Bullen (1984), los

datos químicos de las cromitas de Calzadilla, indican que nos hallamos ante peridotitas de tipo I (caracterizados por poseer cromoespinelas con contenidos de $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ inferiores a 0.6). El origen más probable, según los mismos autores, para este tipo de peridotitas sería una dorsal midoceánica.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO, J.M. (1985).- Rocas ultramáficas en el sector de Calzadilla de los Barros (Badajoz). Tesis de licenciatura, Univ. Bilbao. 110 pp.
- ANDRADE, A.A.S. (1972).- Problèmes géologiques et métallogéniques de l'Alentejo Central (Portugal). Mem. e Not. Coimbra, 73: 66-79.
- ANDRADE, A.A.S. (1977).- The Beja ophiolitic complex in southern Portugal: A preliminary description. Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Coimbra, 84: 49-57.
- ANDRADE, A.A.S. (1978).- The problem of ophiolites in Mesoeurope. Mem. e Not. Coimbra, 85: 37-43.
- ANDRADE, A.A.S. (1979).-Aspectos geoquímicos do Ofiolitoide de Beja. Com. Serv. Geol. Port., 64: 39-48.
- ANTHONIOZ, P.M. (1972).- Les complexes polymétamorphiques Précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. Mem. Serv. Geol. de Portugal, 20: 1-112.
- APALATEGUI, O., ARRIOLA, A., CONTRERAS, F., EGUILUZ, L., GARROTE, A., HIGUERAS, P., SANCHEZ, R., (1988).- Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, Hoja 830 (Hornachos). IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O., BORRERO, J., CARACERO, M., GARROTE, A., HIGUERAS, P., PEREZ, J. C., ROLDAN, F.J., SOUBRIER, J. (1985).- Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, Hoja 902 (Adamuz). IGME, Madrid.
- APALATEGUI, O., BORRERO, J., EGUILUZ, L., GARROTE, A., HIGUERAS, P., PEREZ, J. C. y ROLDAN, F.J. (1985b).-

Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, Hoja B7B (Azuaga).
IGME, Madrid.

APALATEGUI, O. e HIGUERAS, P. (1983).- Mapa Geol. de España,
E. 1/50.000, Hoja B55 (Usagre). IGME, Madrid.

ARCE DUARTE, J.M., FERNANDEZ TOMAS, J. y LOPEZ GARCIA M.J.
(1976).- Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, Hoja 8
(Vivero). IGME, Madrid.

ARCE DUARTE, J.M., FERNANDEZ TOMAS, J., MONTESERIN LOPEZ, V.
y PEINADO MORENO, M. (1977).- Mapa Geológico de España,
E. 1/50.000, Hoja 2 (Cillero). IGME, Madrid.

ARENAS, R. (1983).- Milonitización y retrometamorfismo en los
cizallamientos del macizo básico-ultrabásico alóctono
de Cabo Ortegal (Cadena Hercínica Ibérica, NW de
España). Est. Geol., 39: 31-39.

ARENAS, R. (1985).- Evolución petrológica y geoquímica de la
unidad alóctona inferior del complejo metamórfico
básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (unidad de Moeche) y
del silúrico paraautóctono, Cadena Hercínica Ibérica
(NW España). Tesis Univ. Complutense de Madrid, 543
pp.

ARENAS, R.(en prensa).- Opposite P,T,t paths of Hercynian
metamorphism between the upper units of the Cabo
Ortegal complex and their substratum (NW of the Iberian
Massif). Tectonophysics.

ARENAS, R. y PEINADO, M. (1984).- Petrología de las
granulitas de alta presión y de las eclogitas de tipo B
del Macizo de Cabo Ortegal, Galicia, NW España. 1^{er}
Congr. Esp. Geol., 2: 27-48.

ARENAS, R., G., GIL IBARGUCHI, J.I., GONZALEZ LODEIRO, F.,
KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R., ORTEGA, E., PABLO

- MACIA, J.G. de, PEINADO, M. (1986).- Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: 87-110.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUCHI, J.I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R., ORTEGA, E., PABLO MACIA, J.G. de, PEINADO, M. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1988).- Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. II Congr. Esp. Geol. Vol. de Simposios, 75-84.
- ARENAS, R., DIAZ GARCIA, F. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1989).- La geología de los complejos de Cabo Ortegal y Ordenes. Libro guía de 1ª excursión. XI Reunion de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular. 97 pp.
- ARPS, C.E.S., CALSTEREN, P.W.C van, HILJEN, J.D., KUIJPER, R.P. y TEX, E. den (1977).- Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leid. Geol. Meded.*, 51: 63-94
- ARRIOLA, A., EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J., GARROTE, A., PORTERO, J.M., SANCHEZ, R., (1983).- Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, Hoja 876 (Fuente de Cantos). IGME, Madrid.
- ARRIOLA, A., CUETO, L., FERNANDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A. Serpentinitas y mineralizaciones de cromo asociadas, en el proterozoico superior de Ossa Morena. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 8: 147-168.
- AUGUE, T. (1985).- Chromitites et minéraux du groupe du platine dans les complexes ophiolitiques, caractérisation des séries hôtes. Université d'Orléans, Thèse de doctorat, 270 pp.

- AUGUE, T. (1986).- Platinum-group mineral inclusions in chromitites from the Oman Ophiolite. Bull. de Minéralogie, 109: 301-304.
- AUGUE, T. (1988).- Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications. Can. Mineral., 26: 177-192.
- BADHAM, J.P.N. (1982).- Strike-slip orogens: an explanation for the Hercynides. J. Geol. Soc. London, 139: 493-504.
- BADHAM, J.P.N. y KIRBY, G.A. (1976).- Ophiolites and the generation of ocean crust: data from the Lizard Complex, Cornwall. Bull. Géol. Soc. Fr., 7: 885-888.
- BADHAM, J.P.N. y WILLIAMS P.J. (1981).- Genetic and exploration models for sulfide ores in metaophiolites, NW Spain. Econ. Geol., 76: 2118-2127.
- BADHAM, J.P.N., WILLIAMS, P.J. y WRAITH, D. (1985) Geochemical characterisation of metabasites in N. Portugal and significance for Cu-Fe sulphides. Stvd. Geol. Sal., 20: 19-44.
- BALLHAUS, C.G. Y STUMPFL, E.F. (1985).- Occurrence and petrological significance of graphite in the Upper Critical Zone, western Bushveld complex, S. Africa. Earth Planet. Sci. Lett., 74: 58-68.
- BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1980).- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. Coll. C6, 26 Congr. Géol. Int., Mém. BRGM., 108: 233-246.
- BARNES, R.P. y ANDREWS, J.R. (1986).- Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in south Cornwall. J. Geol. Soc. London, 143: 117-124.

- BASTERRA, R., CASSI, J.M., PEREZ DE SAN ROMAN, L., TASCÓN, A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1989).- Evolución metamórfica de las rocas pelíticas y semipelíticas de las formaciones "banded gneisses" y "gneises de Cariño" (Cabo Ortegal, NW España). *Estvd. Geol. Sal.*, 4: 133-146.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J.R., PEREZ ESTAUN, A. Y PULGAR, J.A. (1984).- Mapa Geol. de España, E. 1/200.000, hoja 2-1 (La Coruña). IGME, Madrid.
- BAYER, R. y MATTE, P. (1979).- Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction?. A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, 57: 9-18.
- BEHR, H.J., ENGEL, W. FRANKE, W., GIESE, P. y WEBER, K. (1984).- The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109: 15-40.
- BEN JAMAA, N. (1988).-Les peridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegal (Espagne): approche petro-estructurale. Thèse de doctorat, Université Paris 7, 245 pp.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., CORNICHE, J., IGLESIAS PONCE DE LEON, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1985).- U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogite from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high grade metamorphism. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52: 217-225.
- BLISS, N.W. y McLEAN, W.H. (1975).- The paragenesis of zoned chromite from Central Manitoba. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39: 973-990.

- BODINIER, J.L., BURG, J.P., LEYRELOUP, A. y VIDAL, H. (1988).- Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif Central). Bull. Soc. Géol. Fr., 8(4): 21-33.
- BODINIER, J.L., GIRAUD, A., DUPUY, C., LEYRELOUP, A. y DOSTAL, J. (1986).- Caractérisation géochimique des metabasites associées a la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse. Bull. Soc. Géol. Fr., 8(2): 115-123.
- BOULADON, J. (1986).- La chromite: un minéral toujours recherché. Chronique de la recherche minière, 485: 53-63.
- BRUN, J.P. y BURG, J.P. (1982).- Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. Earth Planet. Sci. Lett., 61: 319-332.
- BUCHANAN, L.D. (1988). Platinum-group element exploration. Ed. Elsevier. 185 pp.
- BURG, J.P., BALE, P. BRUN, J.P. y GIRARDEAU, J. (1987).- Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. Geodin. Acta., 1: 71-87.
- BURG, J.P., IGLESIAS, M. LAURENT, Ph., MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981).- Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). Tectonophysics, 78: 161-177.
- BURRETT, C.F. (1972).- Plate tectonics and the Hercynian orogeny. Nature, 239: 155-157.
- CABRI, L.J. y NALDRETT, A.J. (1984).- The nature of the distribution and concentration of platinum group

elements in various geological environments. Int. Geol. Congr. 10, C10: 10-27.

CALSTEREN, P.W.C. van (1977).- Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high grade mafic-ultra mafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). Leidse Geol. Meded., 51: 57-61.

CALSTEREN, P.W.C. van (1978).- Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). Lithos, 11: 61-72.

CALSTEREN, P.W.C. van, BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., TEX, E. den, VERDURMEN, E.A.T.H. y VERSCHURE, R.H. (1979).- Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle-plume. Chem. Geol., 24: 35-36.

CAMERON, W.E. (1980).- Role of multi-stage melting in the formation of oceanic crust, comment. Geology, 8: 562.

CAPDEVILA, R. (1969).- Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynienne de Galice Nordoriental (NW de l'Espagne). Université de Montpellier, Thèse de doctorat, 430 pp.

CHACON, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. y OLIVEIRA, J.T. (1983).- La estructura de la zona de Ossa Morena. En: Geología de España, IGME, 490-504.

CHACON, J. y PASCUAL E. (1979).- El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa Morena (SW del macizo Ibérico). Cuad. Geol. Univ. Granada, 8/9: 21-37.

- CHACON, J. Y VELASCO, F. (1981).-Rocas ultrabásicas metamorfizadas en el Grupo de Azuaga (anticlinorio Badajoz-Córdoba). Cuad. Geol. Iber., 7: 151-159.
- CONSTANTINIDES, C.C., KINGSTON, G.A. y FISHER, P.C. (1980).- The occurrence of platinum-group minerals in the chromitites of the kokkinorotsos chrome mine, Cyprus. En: Ophiolites (Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979; Panayiotou, A. Ed.), Geol. Surv. Nicosia, 93-101.
- CONSTANTINOY, G. (1980) Hydrothermal alteration of basic lavas of the Troodos ophiolite complex associated with the formation of the massive sulphide ore of Cyprus. Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 14: 187-210.
- CONSTANTINOY, G. y GOVETT, G.J.S. (1973).- Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits. Econ. Geol., 68: 843-858.
- CORDOBA, D. y BANDA, E. (1987).- Estructura de los macizos de Cabo Ortegal y Ordenes a partir de datos sísmicos. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso, eds). Ed. Rueda, Madrid, 427-437.
- COTELO NEIVA, J.M. (1947).- Platina no distrito de Bragança. Est. Notas e Tra. do Serv. Fom. Min., 3(1-2): 19-24.
- COTELO NEIVA, J.M. (1948).- Roches e minerios da regio Bragança-Vinhais. Serv. Fom. Min. 251 pp.
- COURRIOUX, G., GAGNY, C. y GOUANVIC, Y. (1986).- Analyse des structures cisailantes dans les granites syntectoniques de Galice (Espagne). Bol. IGME. 97(6): 737-765.
- CROUSILLES, M., DIXSAUT, C., HENRY, B. y TAMAIN, G. (1976).-

L'allignement basique-ultrabasique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). C. R. Acad. Sci. Paris Sér. D., 283: 1141-1143.

DAVIES, G.R. (1984).- Isotopic evolution of the Lizard Complex. J. Geol. Soc. London, 141: 3-14.

DELGADO QUESADA, M., LIÑAN, E., PASCUAL, E. y PEREZ LLORENTE, F. (1977).- Criterios para la diferenciación en dominios en Sierra Morena Central. Stv. Geol. Sal., 12: 75-90.

DEWEY, J.F. (1982).- Plate tectonics and the evolution of the British Isles. J. Geol. Soc. London, 139: 381-423.

DIAZ GARCIA, F. (1983).- La estratigrafía y estructura del complejo de Ordenes y de la Unidad de El Olló de Sapo en el sector de Pantín-Cabo Prior (La Coruña. NW de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 13:129-138.

DIAZ GARCIA, F. (1987).- La evolución metamórfica de la Unidad de Santiago, NW de España. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 11: 261-273.

DIAZ GARCIA, F. (1986).- La unidad de Agualada. Borde W del Complejo de Ordenes (NW de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 16: 3-14.

DIAZ GARCIA, F. (1988).- La geología del sector occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España). Tesis Univ. Oviedo, 230 pp.

DICKEY, J.S., Jr. (1975).- A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. Geochim. et Cosmochim. Acta, 39: 1061-1074.

DICK, H. y BULLEN, T. (1984). Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type

peridotites and spacially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol, 86: 54-76.

DUKE, J.M. (1983). Ore deposit models 7, Magmatic segregation deposits of chromite. Geosci. Can., 10(1): 15-24.

ENADIMSA, (1984). Investigación por cobre en la reserva Noroeste A; "Moeche-Ortigueira" (La coruña). Inf. inedito.

ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, G., WEBER, K., AHRENDT, H. y EDER, W. (1983).- Nappe tectonics in the southeastern part of the Reinisches Schiefergebirge. En: Intracontinental Fold Belts (P.S. Martin y F.W. Eder, eds.), Springer, Berlin, 267-287.

ENGELS, J.P. (1972).- The catazonal poly-metamorphic rocks at Cabo Ortegal (NW Spain) a structural and petrofabric study. Leidse Geol. Meded., 48: 83-133.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R., PABLO MACIA, J.G. de y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1987).- Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Memoria de la Facultad de Ciencias. Univ. do Porto. No 1: 411-431.

FARIAS, P. y MARQUINEZ, J.L. (1986).- Nuevos datos sobre la estructura geológica del area de Verín (Galicia). Brev. Geol. Asturica, 27(1-2): 1-11.

FERNANDEZ POMPA, F., MONTESERIN, V. y PEINADO MORENO, M. (1976).- Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, hoja 7 (Cedeira), IGME, Madrid.

FERNANDEZ TOMAS, J. (1981).- Mapa Geol. de España, E. 1/50.000, hoja 307 (Hermisende), IGME, Madrid.

- FOMBELLA, M.A. (1984).- Age palynologique du blastomylonitic graven, zone occidentale de Galice. Rev. Micropal., 27: 113-117.
- FRANCIS, G.H. (1956).- The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland. Amer. J. Sci., 254: 201-226.
- FORESTIER, F.H. (1963).- Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Bull. Ser. Carte Géol. Fr., 271: 294 pp.
- GARCIA GARZON, L., PABLO MACIA, J.G. de y LLAMAS, J.(1981).- Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortogneisses de Galicia Occidental. Bol. IGME, 92: 463-466.
- GARUTI, G., GORGONI, C. y SIGHINOLFI, G.P. (1984).- Sulfide mineralogy in chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Westworn Italian Alps). Earth Planet. Sci. Lett., 70: 69-87.
- GAUTHIER, M., CORRIVAUX, L., TROTTIER, L.J., CABRI, J., GILLES LAFLAMME, J.H. y BERGERON, M. (1990).- Chromitites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du sud du Québec. Mineral. Dep., 25:169-178.
- GERVILLA, F. (1989).- Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga, España). Tesis Doctoral, Univ. Granada. 207 pp.
- GERVILLA, F. y LEBLANC, (1990).- Magmatic ores in high-temperature Alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain, and Beni Bousera, Morocco). Econ. Geol., 85:

112-132.

- GIL IBARGUCHI, J.I. (1979).- Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxía-Finisterre (NO de España). Tesis Univ. Autónoma de Barcelona. 220 pp.
- GIL IBARGUCHI, J.I., ABALOS, B., CAMPILLO, R., HIGUERA, A., LOPEZ, B., PINILLA, J., RODRIGUEZ, C.J., RODRIGUEZ, R. y URTIAGA, M.K. (1988).- Asociaciones con granate clinopiroxeno en la "Unidad Catazonal Superior" del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 12: 165-181.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y ARENAS, R. (1990).- Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the northwest of the Iberian Peninsula. En: The pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer Verlag.
- GIL IBARGUCHI, J.I., MENDIA, M., GIRARDEAU, J., y PEUCAT, J.J. (en prensa).- Eclogites and granulites in the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). Lithos.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y ORTEGA GIRONES, E. (1985).- Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) Unit, Galicia, Northwest Spain. Chem. Geol., 50: 145-162.
- GIRARDEAU, J., GIL IBARGUCHI, J.I. y BEN JAMAA, N. (1989).- Evidence for a heterogeneous upper mantle in the Cabo Ortegal Complex, Spain. Science, 245: 1231-1233.
- GIRARDEAU, J. GIL IBARGUCHI, J.I. y BEN JAMAA, N. (1990).- Les peridotites et pyroxenites du complexe catazonal du Cabo Ortegal. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 15: 227-256.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PABLO MACIA, J.G. de (1981).-

Mapa Geol. de España. E. 1/200.000, Hoja 8 (Lugo).
IGME, Madrid.

GREEN, D.H. (1961).- Ultramafic breccias from the Musa Valley, eastern Papua. Geol. Mag., 98: 1-26.

GREENBAUM, D. (1977).- The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ. Geol., 72: 1175-1194.

HOCK, M. y FRIEDRICH, G. (1985).- Structural features of ophiolitic chromite deposits in the Zambales Range, Luzon, Philippines. Mineral. Deposita, 20: 290-301.

HOCK, M., FRIEDRICH, G., PLÜGER, W. and WICHOWSKI (1986).- Refractory and metallurgical type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. Mineral. Deposita 21: 190-199.

HUBRETGSE, J.J.M.W. (1973).- Petrology of the Mellid Area, a Precambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 49: 9-31.

HUTCHINSON, R.W. (1973).- Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol., 68:1223-1246.

HUTCHINSON, R.W. (1980).- Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. En: The continental crust and its mineral deposits. Strangway, D.W., (ed). Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 20: 659-684.

IGLESIAS, M. y CHOUKROUNE, P. (1980).- Shear zone in the Iberian Arc. J. Struct. Geol. 63-68.

IGLESIAS, M., MATTE, P., RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M.L., (1981).- Mise en place par obduction des nappes

varisques du Nord-Orient iberique. Terra Cognita. Spec. Issue, I,70.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981).- Zones de cisaillement ductile dans l'arc Ibero-Armoricain. Com. Serv. Geol. Port., 67(1): 85-87.

IGLESIAS, M., RIBEIRO, A., y RIBEIRO, M.L., (1983).- La interpretación aloctonista de la estructura del NW peninsular. En: Geología de España Vol. 1: 459-467. IGME.

I.G.M.E. (1975).- Mapa Minero-Metalogénico de España, E. 1/200.000. Hoja Nº 1 (La Coruña).

I.G.M.E. (1982).- Mapa Minero-Metalogénico de Galicia E. 1/400.000.

IRVINE, T.N. (1967).- Chromian spinel as a petrogenetic indicator, Part 2. Petrologic applications. Can. J. Earth Sci. 4: 71-103.

IRVINE, T.N., KEITH, D.W. y TODD, S.G. (1983). The J.M. platinum-palladium reef of the Stillwater complex, Montana. II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld complex. Econ. Geol., 78: 1287-1334.

JOHNSON, G.A.L. (1973).- Closures of the Carboniferous sea in western Europe. En: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences (D.H. Tarling y S.K. Runcorn, eds.), Academic Press, London, 2: 843-850.

JULIVERT, M. FONBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972).- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000. IGME, Madrid.

KEASBERRY, E.J. (1979).- An interpretation model of semi-

- circular Bouguer anomalies found over the peripheral belt of the Ordenes Complex (NW Spain). Geol. Mijnbouw, 58: 65-70.
- KEASBERRY, E. J., CALSTEREN, P.W.C. van. y KUIJPER, R.P. (1976).- Early Paleozoic mantle diapirism in Galicia. Tectonophysics, 31 (3-4): T61-T65
- KIRBY, G.A. (1979).- The Lizard Complex as an ophiolite. Nature, 282: 58-60.
- KNOPT, D.J., SACADURA, M.J. y SARDINHA, I. (1990).- Precious metals in Portugal. Min. Mag., 162: 340-345.
- KOSSMAT, F. (1927).- Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. Sächs. Geol. Landesamtes, 1, 39 pp.
- KRAVCHENCO, G.G. (1986). Geological position and structure of chromite deposits in the Ural mountains. En: Chromites. Ed. Theophrastus publications S. A. Athens, 3-22.
- KRAVCHENCO, G.G. y GRIGORYEVA I.I. (1986). The Kempirsaisky chromite bearing massif in the Ural mountains. En: Chromites. Ed. Theophrastus publications, S.A. Athens, 23-44.
- KUIJPER, R.P. (1979).- U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of western Galicia (NW Spain). Verh. ZWO. Lab. Isot. Geol., 5: 1-101.
- KUIJPER, R.P. (1981).- Petrology of the Teijeiro area: part of the early Palaeozoic high-grade metamorphic Sobrado-Teijeiro complex (Galicia, NW Spain). Leidse. Geol. Meded., 52: 77-86.
- KUIJPER, R.P. y ARPS, C.E.S. (1983).- The Ordenes, Lalin and Forcarey Complexes of the Hesperian Orogen in Western

Galicia, NW Spain. *Geología de España*, Vol 1: 459-467.

LAGO, B.L., RABINOVITCH, M. y NICOLAS, A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.*, 23(1): 103-125.

LAURENT, R. (1972).- The Hercynides of south Europe, a model. *Int. Geol. Congr.*, 24th (Montreal), 3: 363-370.

LEBLANC, M. (1986).- Co-Ni Arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. *Can. J. Earth. Sci.* 23: 1592-1602.

LEBLANC, M., DUPUY, C., CASSARD, D., MOUTTE, J., NICOLAS, A., PRINZHOFFER, A., RABINOVITCH, M. y ROUTHIER, P. (1980). Essai sur la genese des corps podiformes de chromitite dans les peridotites ophiolitiques: Etude des chromites Nouvelle-Caledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale. En: *Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. The Geological Survey of Cyprus, Nicosia*, 691-701.

LEFORT, J.P. (1983).- A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of western Europe and eastern America. En: *The Tectonics and Geophysics of Mountain Chains* (R.D. Hatcher, H. Williams e I. Zietz, eds.), *Geol. Soc. Amer. Mem.* 158: 3-18.

LEFORT, J.P. y RIBEIRO, A. (1980).- La faille Porto-Badajoz-Cordue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ?. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 22: 455-462.

LEGENDRE, O. (1982). *Minéralogie et géochimie des platinoides dans les chromitites ophiolitiques: comparaison avec d'autres types de concentrations en platinoides. Université de Paris, Thèse de doctorat*, 171 pp.

- LEGENBRE, D. y AUGÉ, T. (1986).- Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitites from different ophiolite complexes. En: Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, y H.M. Prichards, eds.), The IMM, Londres, 361-372.
- LORENZ, V. y NICHOLLS, I.A. (1984).- Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107: 25-56.
- LOTZE, F. (1945).- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forsch.*, 6: 78-92.
- LUNAR, R. (1977).- Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la Península. *Memorias del IGME*, 90, 211 pp.
- MAASKANT, P. (1972).- *Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain*. *Leidse. Geol. Meded.*, 45: 273-325.
- MARQUINEZ, J.L. y KLEIN, E. (1982).- Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Area Esquistosa de Galicia Central, NO de España. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12: 227-242.
- MARQUINEZ, J.L. (1984).- La geología del Area Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana), NW de España. *Mem.*, IGME, 100, 231 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R., KLEIN, E., PABLO MACIA, J.G. de Y GONZALEZ LODEIRO, F. (1984).- El Complejo de Ordenes: subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7: 139-210.
- MATTE, Ph. (1986).-Tectonics and plate tectonics model for

- the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE, Ph. y BURG, J.P. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonics implications. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 9: 353-358.
- MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1967).- Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien and le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264: 2268-2271.
- McKERRROW, W.S. y ZIEGLER, A.M. (1972).- Paleozoic oceans. *Nature (London). Phys. Sci.*, 240:92-94.
- MEER MOHR, C.G. van der (1975).- The palaeozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 33-37.
- MITCHELL, 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. *Geoch. Cosmoch. Acta* 45: 2425-2442.
- MONTERRUBIO, S. LUNAR, R., OYARZUN, R. y SAEZ, J. (1990). NW Spain: A potencial for Cr and PGE deposits. *Mining magazine*, 163: 106-109.
- MOODY, J.B. (1976).- Serpentinization, a review. *Lithos*, 9: 125-138.
- MUNHA, J., RIBEIRO, A., y RIBEIRO, M.L. (1984).- Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Tras-os-Montes: NE Portugal). *Comun. Ser. Geol. Port.*, 70: 31-53.
- NALDRETT, A. J. (1981, b). Platinum-Group Elements deposits.

En: Platinum Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery. L. J. Cabri (Ed). CIM Spec. Vol., 23: 197-231.

NALDRETT, A. J. (1989).- Association of platinum-group elements with chomitite in layered intrusions and ophiolite complexes. Econ. Geol., 84: 180-187.

NALDRETT, A.J. y DUKE, J.M. (1980).- Platinum metals in magmatic sulphide ores. Science, 208: 1417-1424.

NICOLAS, A. (1972). Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?. Nature, 236: 221-223.

OEN, I.S. (1973).- A peculiar tipe of Cr-Ni mineralización; cordierite-chromite-niccolite ores of Malaga, 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 gersdorfite in Cr-Ni-ores from Málaga province, Spain. N. Jb. Minr. Abh., 115(2): 123-139.

OEN, I.S., KIEFT, C. y WESTERHOF, A.B. (1979).-Variations in composition of chromites from chromite-arsenides 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.

OVERMEEREN, R.A. van (1975).- A gravity investigation of the catazonal rock complexes at Cabo Ortegal (NW Spain). Tectonophysics, 26: 293-307.

- PAGE, N.J. y TALKINGTON, R. W. (1984).- Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. *Can. Mineral.*, 22: 137-149.
- PAGE, N.J., SINGER, D.A., MORING, B.C. CARLSON, C.A. McDADE, J.M. y WILSON, S.A. (1986).- Platinum-group element resources of podiform chromitites from California and Oregon. *Econ. Geol.*, 81: 1261-1271.
- PEREZ ESTAUN, A. (1982).- Características geoquímicas de las rocas básicas del Complejo de Cabo Ortegal: Revisión de los datos existentes. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 26-32.
- PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., DALMEYER, R.D., MENOT, P., CORNICHE, J., IGLESIAS PONCE DE LEON, M., GIL IBARGUCHI, J.I. (1990).- Geochemical and geochronological cross-section of the deep Hercynian crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappes (NW Spain). *Tectonophysics*, 177: 263-292.
- PIN, C. (1990).- Varisca oceans: Ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177: 215-227.
- PIN, C. y VIELZEUF, D. (1988).- Les granulites de haute-pression de l'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptynoamphiboliques. *Bull. Soc. Géol.*, 8(4):13-20.
- PORTUGAL FEIRREIRA, M. R. (1965).- Geologia e Petrologia de de região da Rebordelo-Vinhais. *Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, 36: 1-287.
- PORTUGAL FEIRREIRA, M. R. (1967).- Comentario sobre o metamorfismo no complexo de Vinhais (NE Portugal). *Mem. e Not.*, 63: 1-18.

PORTUGAL FEIRREIRA, M. R. (1980).- The hercynian massif of the Western Iberian Peninsula. En: Livr. Guide Exc. 016A. 26 Congr. Geol. Internat., 614 (Portugal, 2): 116-128.

PRICHARD, H.M. y BRIDGES, J.C. (1988).- PGE mineralisation in Bragança and Morais northern Portugal. Summary report for the first contact group for the mineralisation in basic and ultrabasic rocks.

PRICHARD, H. M. y LORD, R.A. (1988).- The Shetland ophiolite: evidence for a supra subduction zone origin and implications for platinum-group element mineralization. En: Mineral deposits within the European Community (J. Boissonnas y P. Omenetto, eds). Springer Verlag Berlin Heidelberg, 289-304.

PRICHARD, H.M., NEARY, G.R. POTTS, J. (1986).- Platinum group minerals in the Shetland Ophiolite. En: Metallogeny of Basic and Ultrabasic rocks. Gallagher, M.T., Ixer, R.A., Neary, C.R. y Prichard (eds). Ins. Min. Metall., Londres, 395-414.

PRICHARD, H.M. y TARKIAN, M. (1988).- Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland ophiolite complex. Can. Mineralogist 26: 979-990.

RIBEIRO, A. (1983).- Los complejos de Bragança y Morais, Geologia de España, Vol 1, IGME: 450-455.

RIBEIRO, A. (1974).- Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. Mem. Serv. Geol. Portugal, 24: 1-168.

RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. y REBELO, J.A., (1964).- Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal). C.R. Acad. Sci. Paris, 258: 263-265.

- RIBEIRO, A. PEREIRA, E. y DIAS, R. (1989).- Structure of Centro-Iberian allochthon in northern Portugal. En: *Premesozoic Geology of Iberia*, Springer, Heidelberg.
- RIBEIRO, A. SILVA, J.B., DIAS, R. ARAUJO, A., MARQUES, F., MERINO, H. y FONSECA, P. (1988) Geodinamies and deep structure of the Varican fold belt in Iberia. En: *Fifth workshop on the European geotransverse project: The Iberian Peninsula* (E. Banda y L.A. Mendes-Victor, eds). European Science fundations, Strasbourg, pp. 57-64.
- ROBARDET, M. (1976).- L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 283: 999-1002.
- RODRIGUEZ, A. y DIAZ DEL CORRAL, J. (1984).- Las rocas ultrabásicas de Castriz (La Coruña) y sus posibles mineralizaciones de Cu-Ni. *Cuad Lab. Xeol. Laxe*, 429-439.
- RIDING, R. (1974).- Model of the Hercynian Foldbelt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24:125-135.
- RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1971).- Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a hercynian thrust plate. *Nat. Phys. Sci.*, 234, 47: 65-68.
- ROMARIZ, C. (1969).- Graptolites Silúricos d NW peninslar. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53: 107-156.
- SANTALLIER, D., BRIAND, B., MENOT, R.P. y PIBOULE, M. (1988).- Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Geol. Soc. Fr.*, 8(1): 3-12.
- SAWKINS, F.J. (1976).- Massive sulphide deposits in relation

to geotectonics. En: Metallogeny and plate tectonics. Strong, D.F. (ed) Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, 14: 221-240.

STOWE, W. S. (1987).- Evolution of chromium ore fields. Van Nostrand Reinhold Company. 340 pp.

STOCKMAN, HW, Hlava PF (1984).- Platinum-group minerals in Alpine chromitites from Southwestern Oregon. Econ. Geol., 79:491-508.

TEX, E. den (1977).- Le zocle polycyclique et son role dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice occidentale (Espagne du NW). Coll. Inter. CNRS, N6243: 67-78

TEX, E. den (1981).- Basement evolution of the northern Spermian massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden research group. Leidse. Geol. Meded., 52: 1-121.

TEX, E. den y VOGEL, D.E. (1962).- A "granulitebirge" at Cabo Ortegal. Geol. Rundschau, 52: 95-111.

THALHAMMER, O.A.R. y STUMPFL, E:F. (1988).- Platinum-group minerals from Hochgrössen ultramafic massif, Styria: first reported occurrence of PGM in Austria. Trans. Instn. Min. Metall. (B),97: B77-B82.

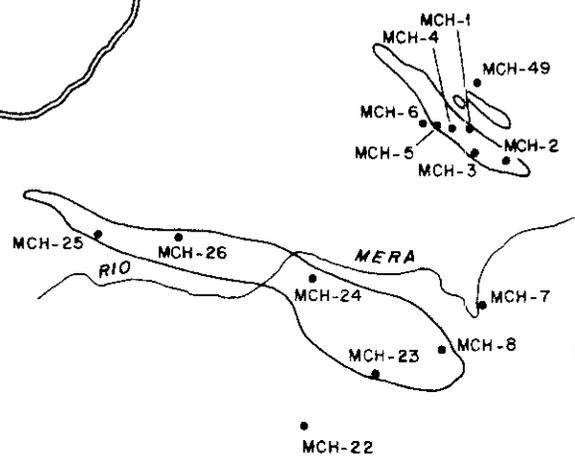
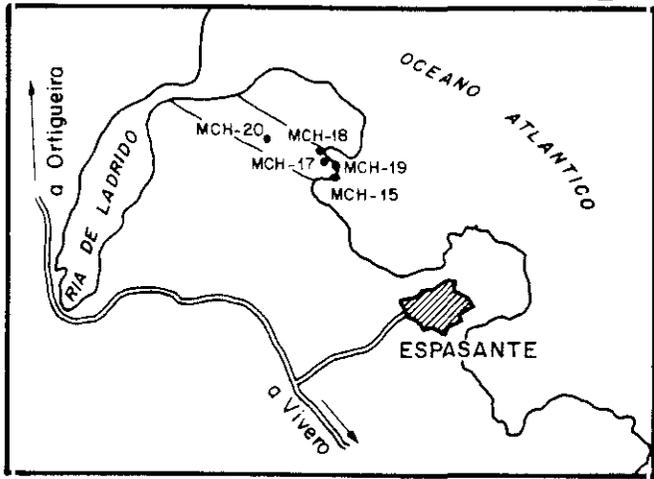
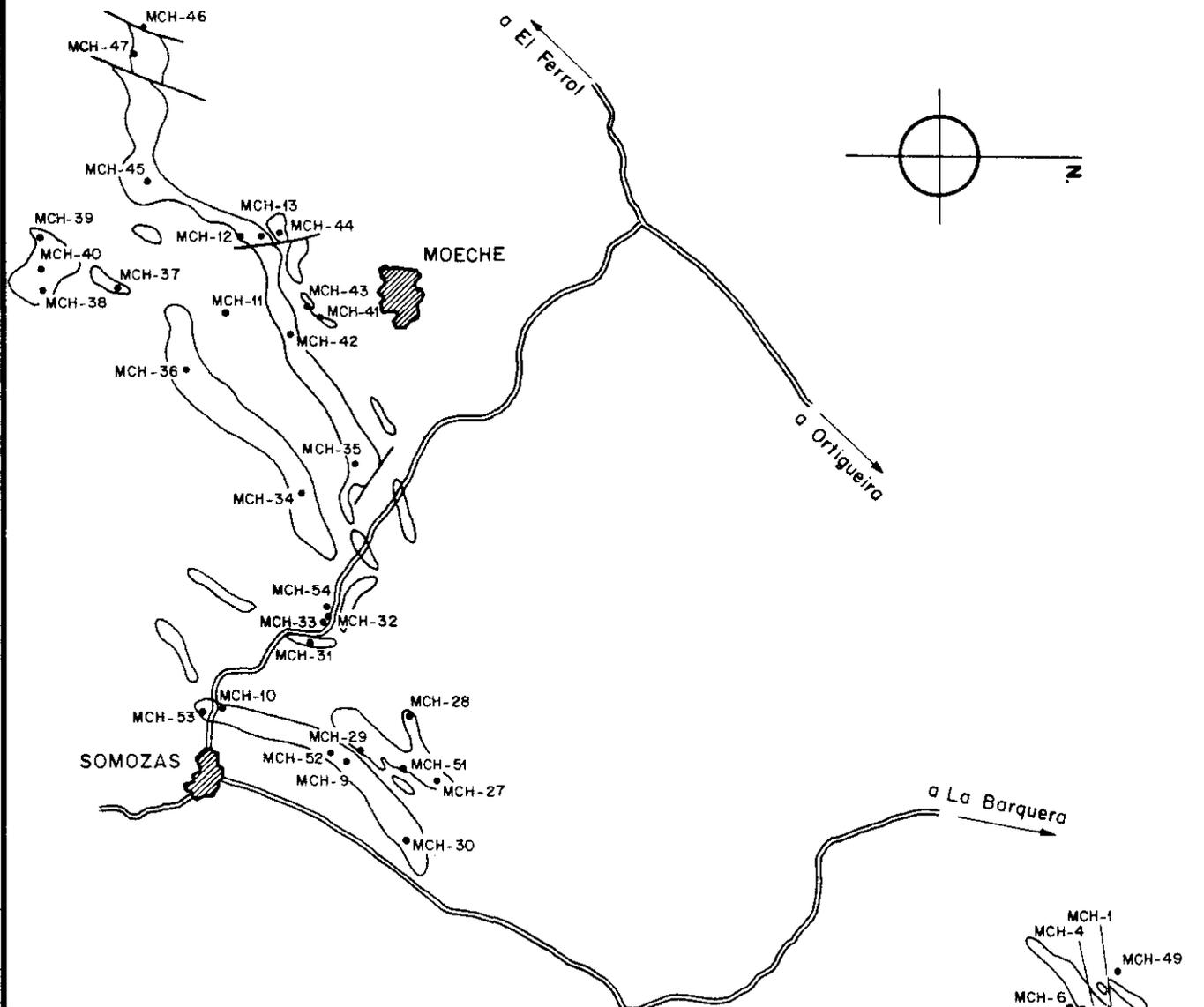
THAYER, T.P., (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. Econ. Geol., 59: 1497-1524.

VOGEL, D.E. (1967).- Petrology of an eclogite -and pyrigarnite- bearing polymetamorphic rock Complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 40: 121-213.

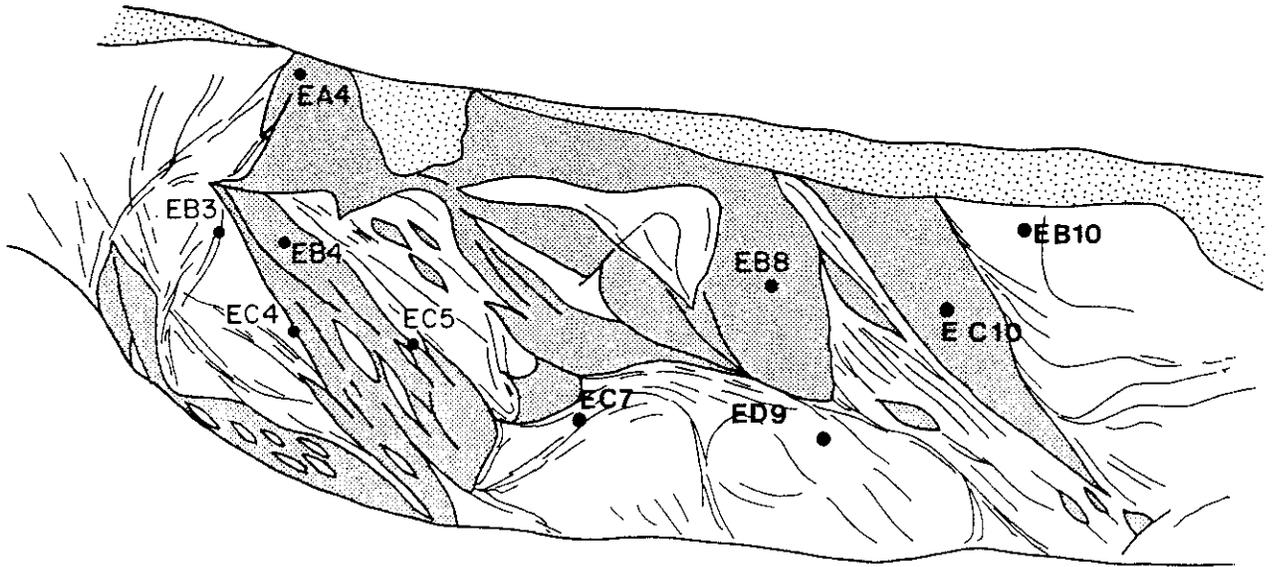
- WARNAARS, F.W. (1967).- Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro-bearing polyorogenic terrain NW Santiago de Compostela (Spain). Thesis. Univ. Leiden: 208 pp.
- WEGEN, G. van der (1978).- Garnet-bearing metabasites from the blastomylonitic graben, Western Galicia, Spain. Scripta Geol., 45: 1-95.
- WICKS, F.J. y WITTHAKER, E.J.W. (1977).- Serpentine textures and serpentinization. Can. Mineral., 15: 459-488.
- WICKS, F.J., WITTHAKER, E.J.W. y ZUSSMAN, J. (1977).- An idealized model for serpentine textures after olivine. Can. Mineral., 15: 446-458.
- WILLIAMS, P.J. (1983).- The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenex Complex, Spain. Journ. Geol. Soc. Londres, 140: 877-882.
- ZWART, H.J. (1967).- The duality of orogenic belts. Geol. Mijnbouw, 46: 283-309.

APENDICE I

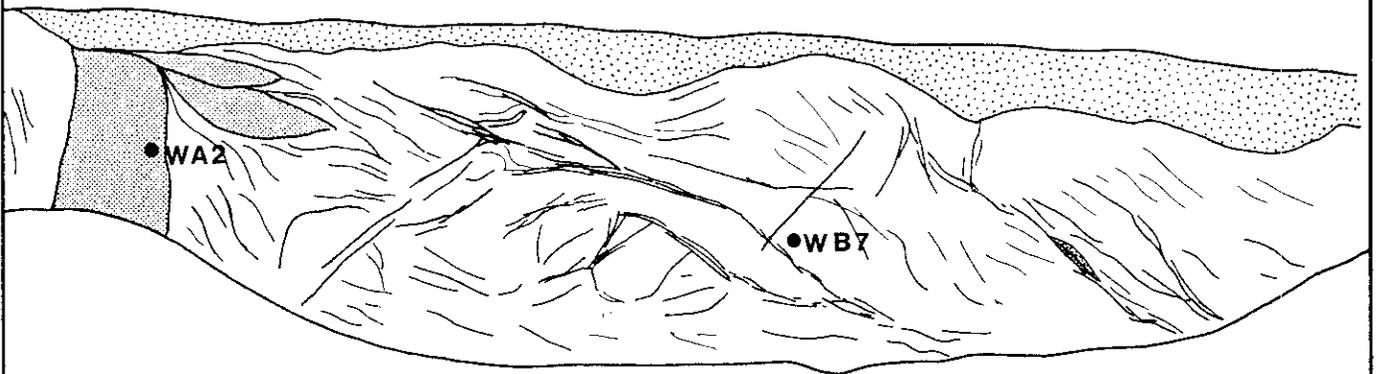
MAPAS DE SITUACION DE MUESTRAS



PARED NE.



PARED SW.



1

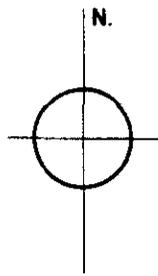


2

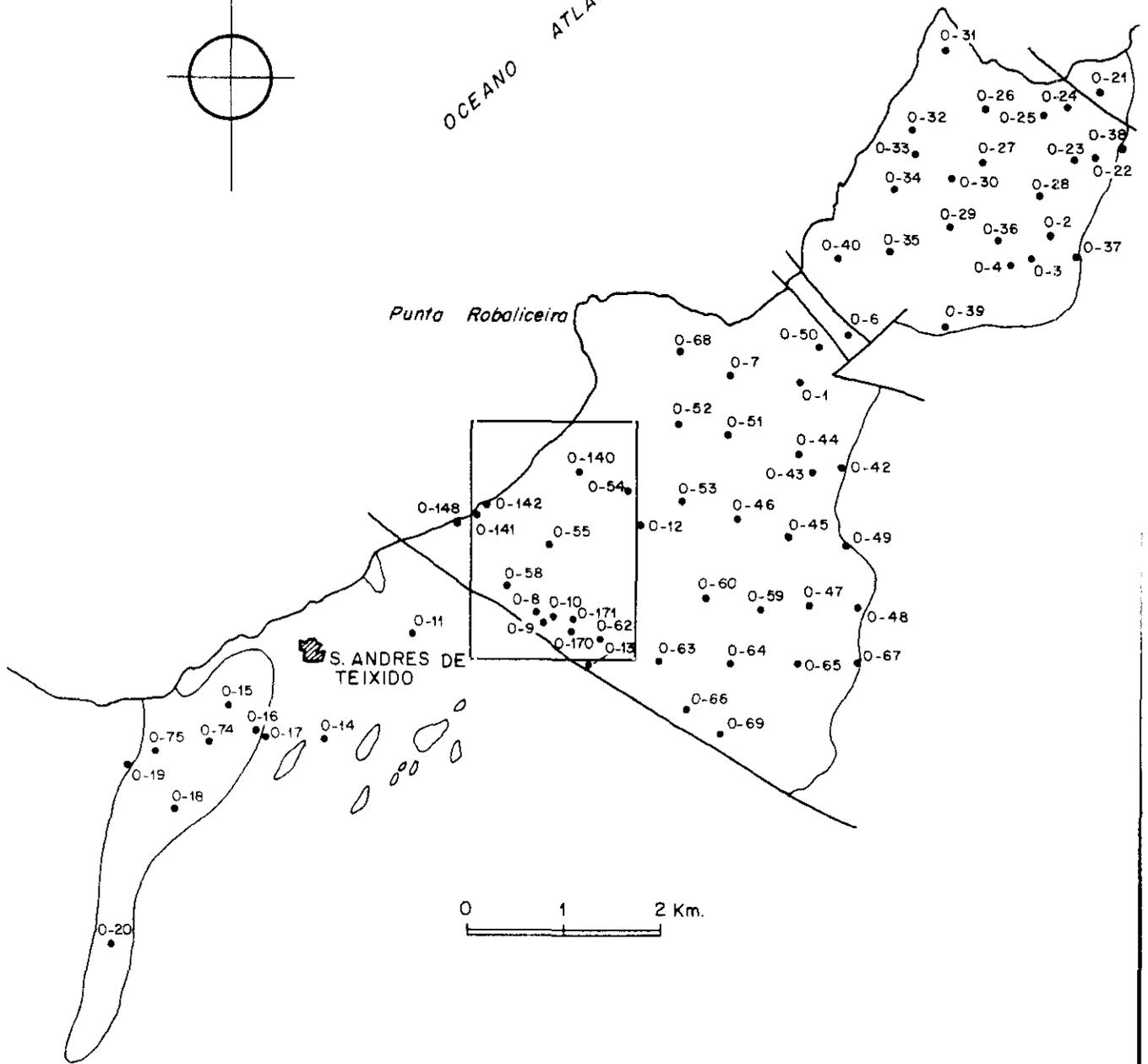


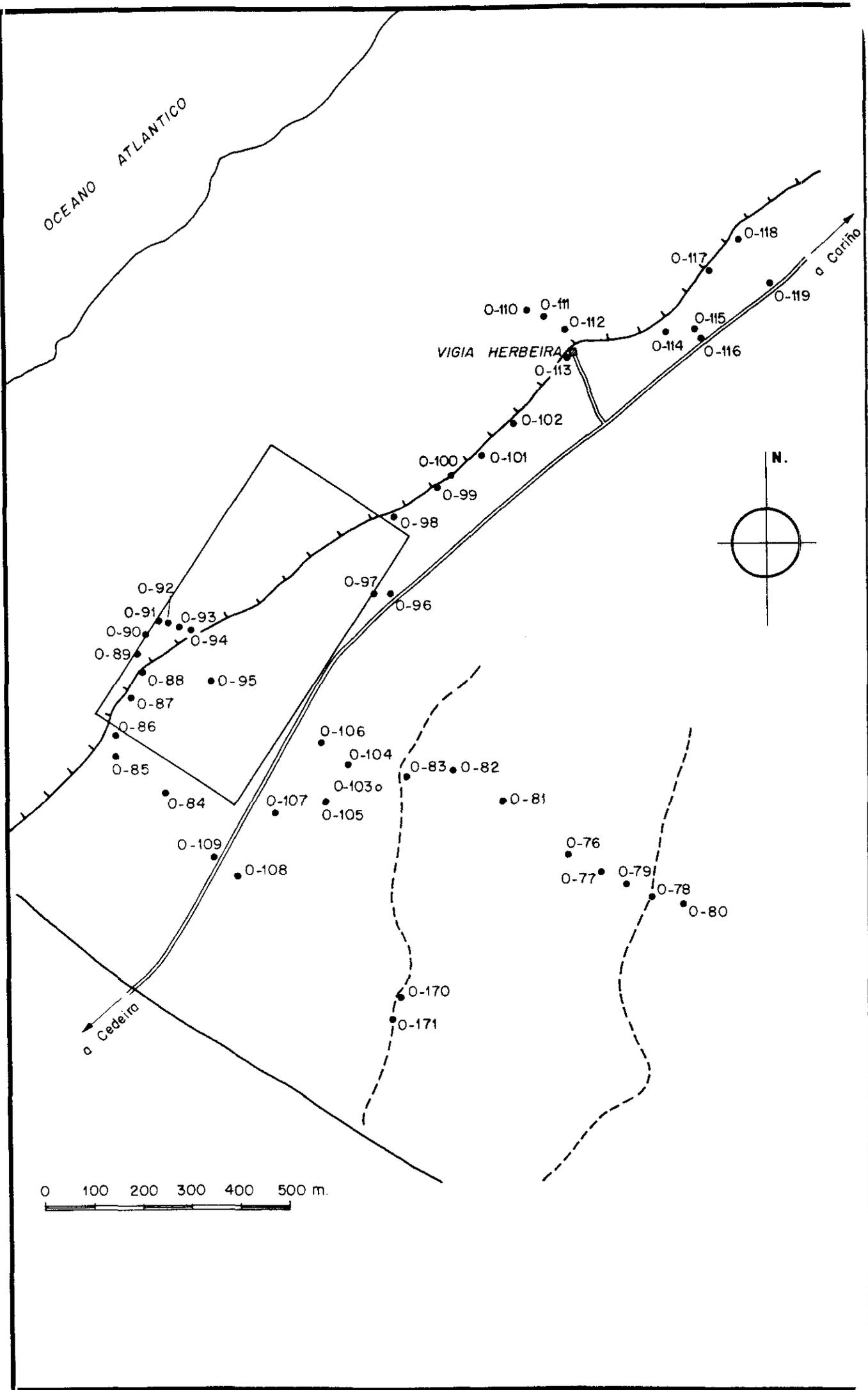
3

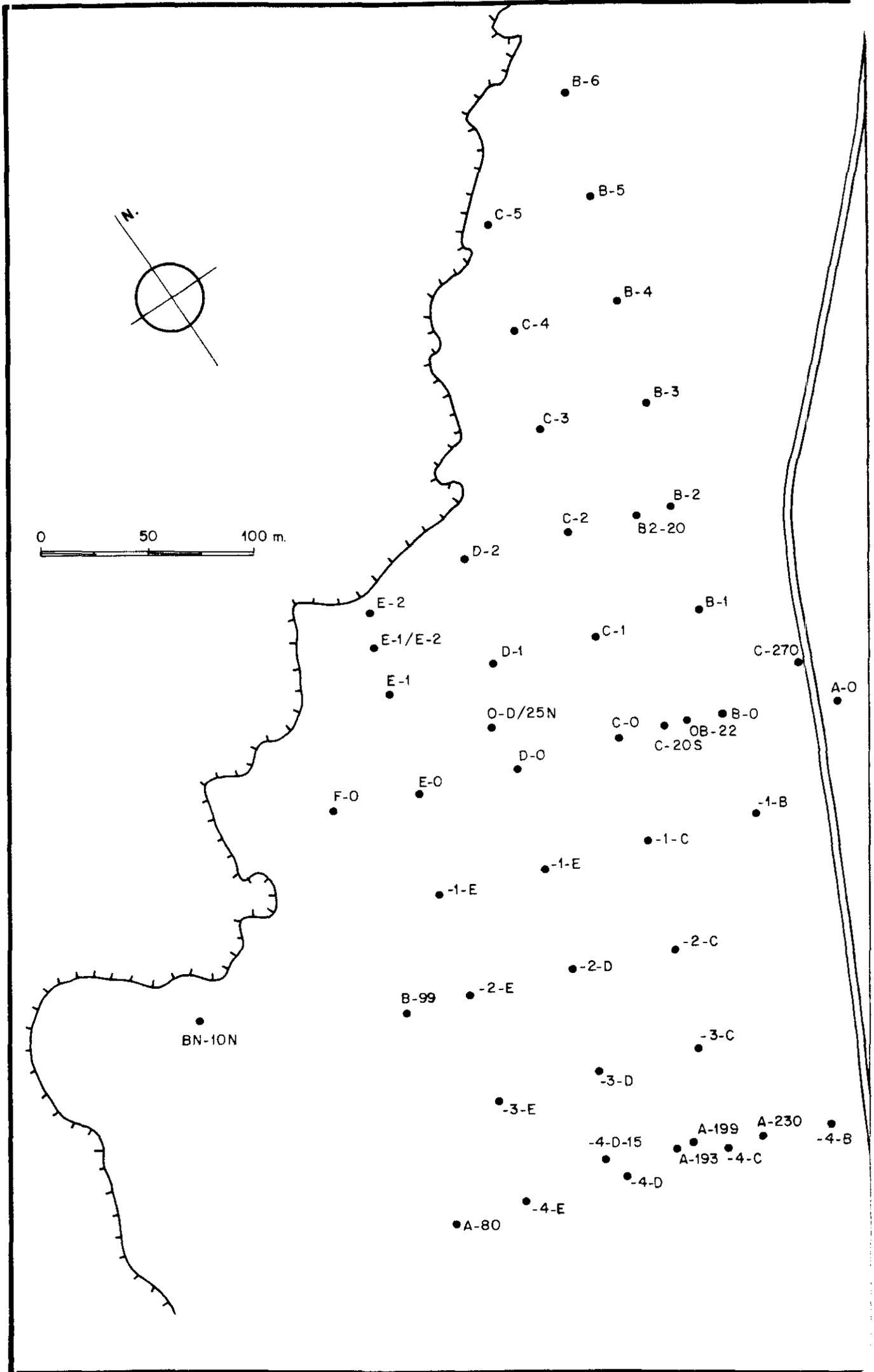


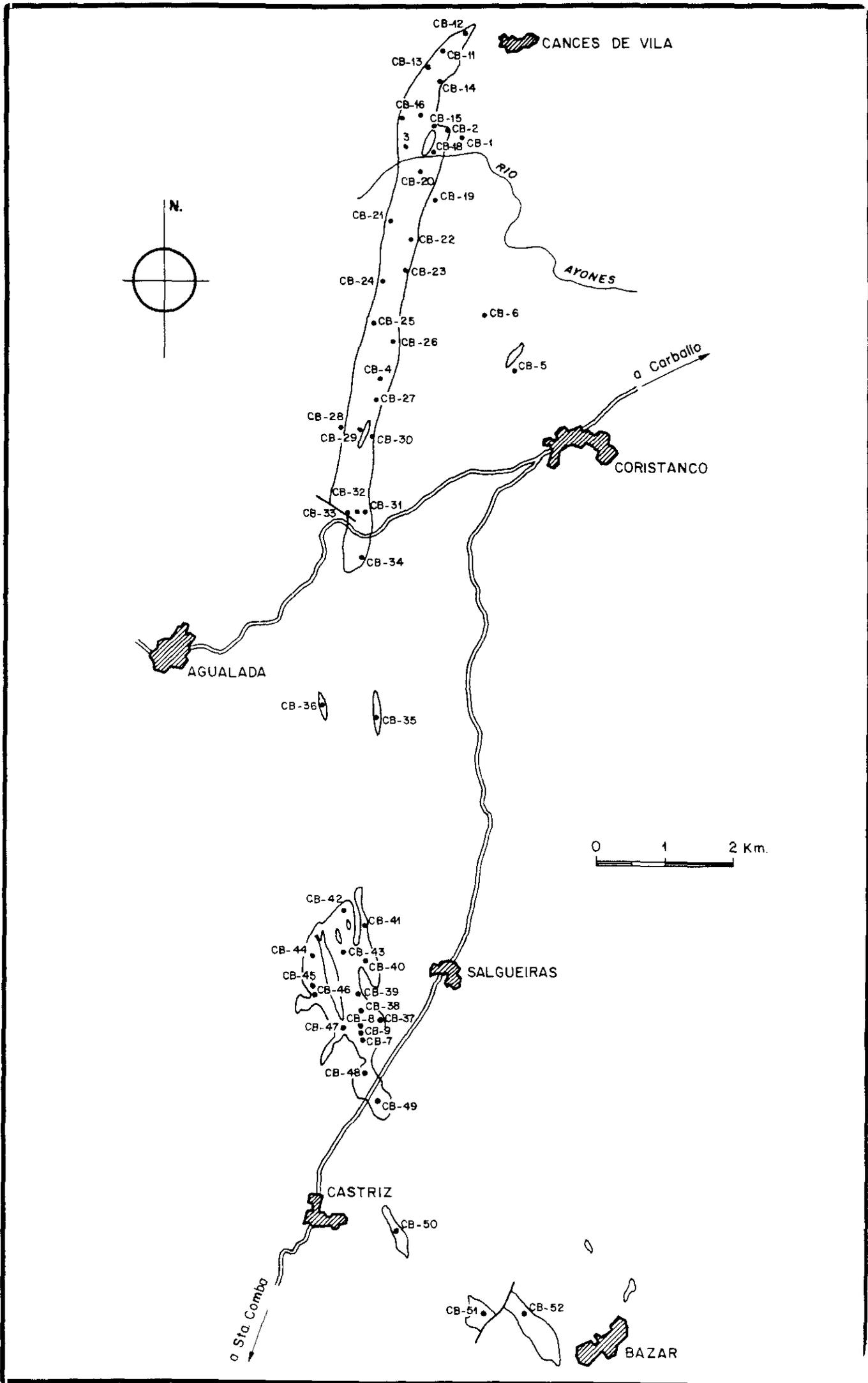


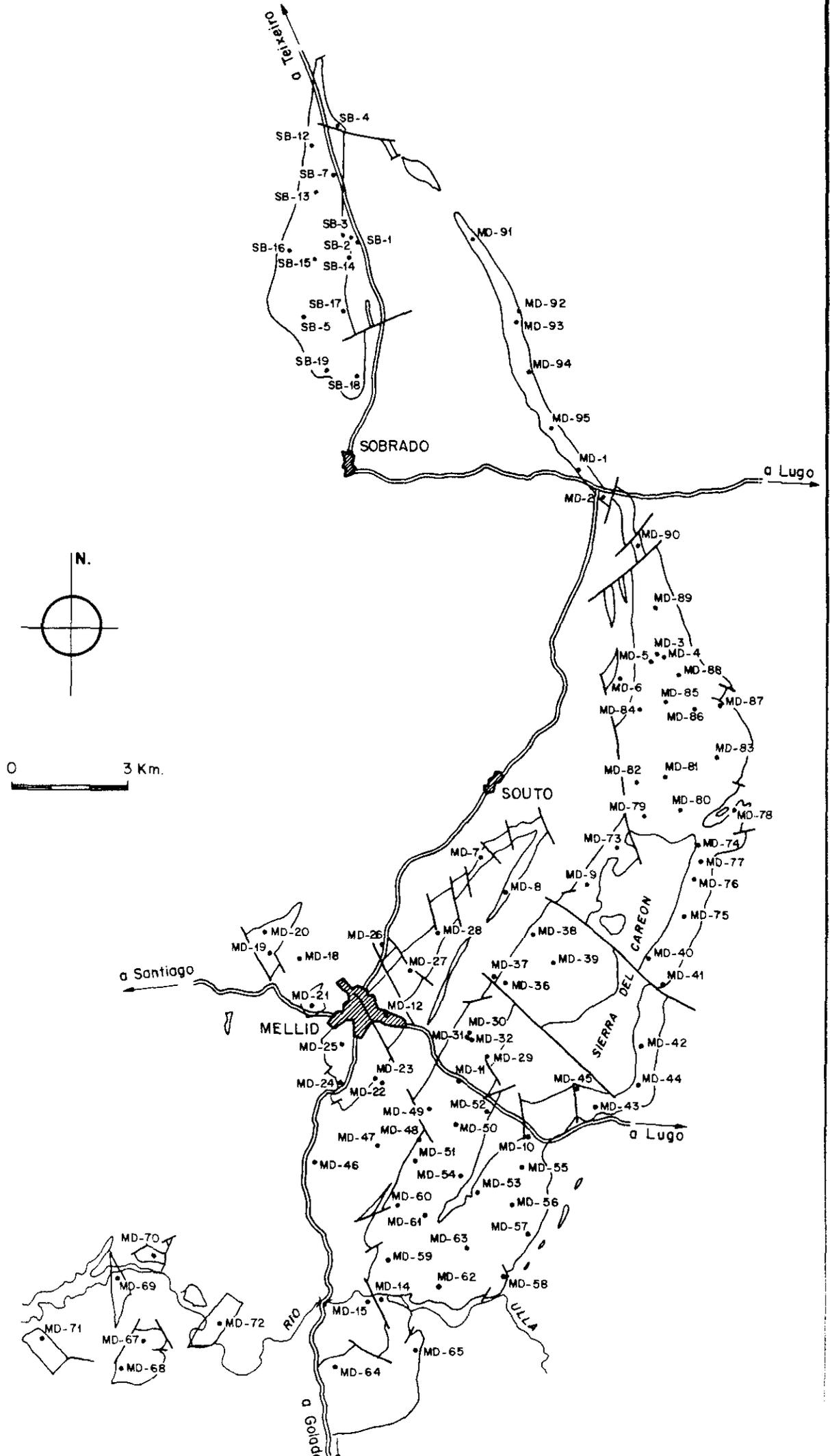
OCEANO ATLANTICO











APENDICE II

ANALISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA

Cromita.

| | MCH38-1 | MCH26-1 | C205-6 | C205-7 | C205-8 | O52-9 | O62-6 |
|-------|---------|---------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO2 | .00 | .00 | .00 | .00 | .03 | .07 | .04 |
| TiO2 | .10 | .00 | .49 | .39 | .46 | .44 | .21 |
| Al2O3 | 17.68 | 28.31 | 18.56 | 22.02 | 20.03 | .80 | 31.15 |
| V2O3 | .31 | .17 | .46 | .43 | .42 | .70 | .39 |
| Cr2O3 | 50.93 | 41.23 | 34.80 | 33.68 | 33.21 | 4.31 | 23.09 |
| Fe2O3 | 1.55 | 2.34 | 14.43 | 12.97 | 14.62 | 60.55 | 12.44 |
| MgO | 11.03 | 15.67 | 7.24 | 9.89 | 7.63 | .48 | 9.16 |
| CaO | .00 | .00 | .01 | .16 | .02 | .23 | .07 |
| MnO | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .22 | .24 |
| FeO | 17.58 | 12.59 | 23.36 | 19.50 | 22.95 | 28.99 | 21.69 |
| NiO | .06 | .05 | .07 | .18 | .12 | .05 | .25 |
| ZnO | .14 | .01 | .14 | .17 | .16 | .01 | .18 |
| Total | 99.39 | 100.36 | 99.55 | 99.38 | 99.64 | 96.85 | 98.92 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 |
| Al | .67 | .98 | .72 | .82 | .77 | .04 | 1.13 |
| V | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 | .02 | .01 |
| Cr | 1.29 | .96 | .90 | .84 | .85 | .13 | .56 |
| Fe | .04 | .05 | .36 | .31 | .36 | 1.79 | .29 |
| Mg | .52 | .69 | .35 | .47 | .37 | .03 | .42 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 | .01 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 |
| Fe | .47 | .31 | .64 | .52 | .62 | .95 | .56 |
| Ni | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.99 | 3.00 |

Olivinos

| | OD25N-1, | OD25N-2, | 025N-3, | OD25N-4, | OD25N-5 | O140-12, | O140-13 |
|-------|----------|----------|---------|----------|---------|----------|---------|
| SiO2 | 41.30 | 41.61 | 41.43 | 41.81 | 41.63 | 41.18 | 41.02 |
| TiO2 | .06 | .06 | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 |
| Al2O3 | .01 | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| MgO | 49.65 | 49.53 | 49.34 | 49.36 | 50.16 | 47.09 | 46.97 |
| CaO | .01 | .01 | .00 | .01 | .00 | .00 | .02 |
| MnO | .14 | .15 | .10 | .24 | .10 | .23 | .23 |
| FeO | 8.42 | 8.43 | 9.14 | 8.84 | 8.37 | 11.51 | 11.81 |
| NiO | .41 | .55 | .43 | .47 | .46 | .17 | .19 |
| Total | 99.99 | 100.33 | 100.45 | 100.72 | 100.75 | 100.19 | 100.25 |
| Si | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.80 | 1.79 | 1.79 | 1.78 | 1.81 | 1.73 | 1.73 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .17 | .17 | .19 | .18 | .17 | .24 | .24 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 | .00 |
| Tot | 2.99 | 2.98 | 3.00 | 2.98 | 3.00 | 3.00 | 2.99 |

| | 079-11, | 079-12, | A193-7, | A193-8 , | A80-9 , | A80-10, | A80-11 |
|--------|---------|---------|---------|----------|---------|---------|--------|
| SiO2 | 41.45 | 41.44 | 42.89 | 43.03 | 41.51 | 41.22 | 41.23 |
| TiO2 | .02 | .01 | .02 | .02 | .03 | .01 | .00 |
| Al2O3 | .00 | .01 | .02 | .00 | .00 | .00 | .01 |
| MgO | 48.12 | 48.22 | 53.34 | 53.36 | 47.94 | 47.79 | 47.79 |
| CaO | .01 | .01 | .00 | .03 | .01 | .01 | .01 |
| MnO | .17 | .11 | .08 | .04 | .14 | .21 | .17 |
| FeO | 10.13 | 9.67 | 4.05 | 4.10 | 10.98 | 11.44 | 11.73 |
| NiO | .34 | .28 | .51 | .68 | .08 | .16 | .33 |
| Total | 100.24 | 99.76 | 100.92 | 101.27 | 100.67 | 100.84 | 101.27 |
| Si | 1.01 | 1.02 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.75 | 1.76 | 1.88 | 1.87 | 1.74 | 1.74 | 1.74 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .21 | .20 | .08 | .08 | .22 | .23 | .24 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 | .00 | .01 |
| Total, | 2.98 | 2.98 | 2.99 | 2.99 | 2.99 | 2.99 | 2.99 |

Olivinos.

| | 079-3 | 079-5 | 079-6 | 079-7 | 079-8 | 079-9 | 079-1 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 40.81 | 41.74 | 41.54 | 41.45 | 41.57 | 41.65 | 41.63 |
| TiO2 | .02 | .00 | .04 | .02 | .01 | .00 | .00 |
| Al2O3 | .00 | .00 | .03 | .03 | .00 | .00 | .01 |
| MgO | 48.20 | 49.41 | 49.54 | 49.71 | 48.17 | 47.82 | 48.28 |
| CaO | .01 | .00 | .00 | .03 | .03 | .01 | .00 |
| MnO | .21 | .17 | .11 | .09 | .18 | .09 | .18 |
| FeO | 9.74 | 8.06 | 8.16 | 8.08 | 9.38 | 9.26 | 9.54 |
| NiO | .27 | .32 | .35 | .30 | .23 | .33 | .21 |
| Total | 99.25 | 99.71 | 99.79 | 99.73 | 99.57 | 99.17 | 99.86 |
| Si | 1.01 | 1.02 | 1.01 | 1.01 | 1.02 | 1.02 | 1.02 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.77 | 1.79 | 1.80 | 1.81 | 1.76 | 1.75 | 1.76 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .20 | .16 | .17 | .16 | .19 | .19 | .20 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 | .01 | .00 |
| Tot | 99.25 | 99.71 | 99.79 | 99.73 | 99.57 | 99.17 | 99.86 |

| | A230-5 | A230-6 | 0170-1 | 0170-2 | 0142-1 | 0142-2 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 40.71 | 41.17 | 41.10 | 41.23 | 41.32 | 41.58 |
| TiO2 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .02 |
| Al2O3 | .01 | .02 | .01 | .01 | .00 | .00 |
| MgO | 46.73 | 47.12 | 45.79 | 45.74 | 47.62 | 47.78 |
| CaO | .00 | .01 | .00 | .01 | .00 | .01 |
| MnO | .16 | .18 | .21 | .23 | .19 | .12 |
| FeO | 11.20 | 11.41 | 13.52 | 13.78 | 10.99 | 10.97 |
| NiO | .23 | .31 | .21 | .14 | .30 | .35 |
| Total | 99.04 | 100.22 | 100.83 | 101.12 | 100.42 | 100.83 |
| Si | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.73 | 1.73 | 1.68 | 1.68 | 1.74 | 1.73 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .16 | .18 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .23 | .23 | .28 | .28 | .23 | .22 |
| Ni | .00 | .01 | .00 | .00 | .01 | .01 |
| Tot | 2.99 | 2.99 | 100.83 | 101.12 | 100.42 | 100.83 |

Olivinos.

| | MD29-1 | ,MD59-1 | ,CB47-1 | ,MD28-1 | ,MD28-2 | ,MD40-1 | ,CB27-1 | ,CB29-2 |
|-------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO2 | 41.73 | 41.26 | 39.42 | 41.42 | 41.53 | 41.52 | 40.56 | 41.13 |
| TiO2 | .00 | .00 | .01 | .01 | .02 | .04 | .01 | .00 |
| Al2O3 | .00 | .03 | .00 | .00 | .00 | .02 | .00 | .00 |
| MgO | 48.89 | 48.77 | 41.97 | 48.42 | 48.51 | 48.97 | 45.46 | 47.93 |
| CaO | .02 | .00 | .05 | .00 | .02 | .00 | .00 | .03 |
| MnO | .55 | .07 | .19 | .09 | .18 | .17 | .16 | .31 |
| FeO | 9.19 | 19.08 | 8.19 | 9.98 | 9.98 | 9.00 | 14.22 | 10.00 |
| NiO | .49 | .35 | .13 | .32 | .35 | .36 | .20 | .33 |
| Total | 100.95 | 99.67 | 100.86 | 100.23 | 100.59 | 100.07 | 100.61 | 99.75 |
| Si | 1.01 | 1.01 | 1.00 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.77 | 1.78 | 1.59 | 1.76 | 1.76 | 1.78 | 1.68 | 1.76 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .01 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 |
| Fe | .19 | .19 | .40 | .20 | .20 | .18 | .30 | .21 |
| Ni | .01 | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 | .00 | .01 |
| Tot | 2.99 | 2.99 | 3.00 | 2.99 | 2.99 | 2.99 | 2.99 | 2.99 |
| fo | 89.89 | 90.36 | 79.56 | 89.55 | 89.52 | 90.48 | 84.93 | 89.26 |
| fa | 9.56 | 9.56 | 20.30 | 10.35 | 10.33 | 9.33 | 14.90 | 10.45 |
| fm | .10 | .10 | .20 | .10 | .11 | .10 | .15 | .11 |

| | 044-1 | , 065-7 | , 065-8 | , 080-3 | ,080-4 | ,080-5 | BEC5-6 |
|-------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 41.25 | 41.23 | 41.19 | 41.66 | 41.30 | 41.27 | 41.72 |
| TiO2 | .01 | .04 | .00 | .00 | .00 | .01 | .03 |
| Al2O3 | .02 | .01 | .01 | .02 | .02 | .00 | .01 |
| MgO | 49.13 | 49.32 | 49.46 | 49.31 | 49.16 | 48.81 | 52.33 |
| CaO | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 |
| MnO | .13 | .17 | .10 | .14 | .14 | .14 | .00 |
| FeO | 9.56 | 9.21 | 9.39 | 9.07 | 9.04 | 9.17 | 4.29 |
| NiO | .52 | .44 | .27 | .25 | .44 | .32 | .61 |
| Total | 100.61 | 100.42 | 100.43 | 100.46 | 100.10 | 99.71 | 99.00 |
| Si | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.78 | 1.79 | 1.79 | 1.78 | 1.79 | 1.78 | 1.88 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .19 | .19 | .19 | .18 | .18 | .19 | .09 |
| Ni | .40 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Tot | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.99 | 2.99 | 2.99 | 2.99 |

Olivino

| | 09-2 | 062-1 | 062-2 | 048-3 | ,048-4 |
|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 41.46 | 40.89 | 41.25 | 41.14 | 41.52 |
| TiO2 | .00 | .00 | .00 | .02 | .00 |
| Al2O3 | .01 | .01 | .00 | .00 | .00 |
| MgO | 47.22 | 46.40 | 46.41 | 48.58 | 49.12 |
| CaO | .02 | .02 | .00 | .00 | .04 |
| MnO | .16 | .10 | .13 | .13 | .12 |
| FeO | 11.49 | 12.17 | 12.05 | 9.72 | 9.82 |
| NiO | .34 | .34 | .16 | .42 | .37 |
| Total | 100.70 | 99.93 | 100.01 | 100.00 | 100.99 |
| Si | 19.38 | 1.01 | 1.02 | 1.01 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.72 | 1.72 | 1.71 | 1.77 | 1.78 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .24 | .25 | .25 | .20 | .20 |
| Ni | .01 | .01 | .00 | .01 | .01 |
| Tot | 2.98 | 2.99 | 2.98 | 2.99 | 2.99 |

| | 029-1, | 029-2, | 023-1 , | 023-2 , | 048-1 , | 048-2 |
|-------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|
| SiO2 | 41.37 | 41.97 | 41.80 | 41.73 | 42.21 | 42.33 |
| TiO2 | .00 | .00 | .01 | .00 | .02 | .00 |
| Al2O3 | .01 | .00 | .00 | .00 | .02 | .01 |
| MgO | 48.29 | 48.42 | 48.51 | 48.84 | 48.52 | 48.41 |
| CaO | .00 | .00 | .02 | .02 | .02 | .01 |
| MnO | .25 | .06 | .06 | .12 | .09 | .12 |
| FeO | 10.45 | 10.14 | 9.87 | 9.74 | 10.06 | 9.48 |
| NiO | .41 | .37 | .42 | .31 | .31 | .32 |
| Total | 100.78 | 100.98 | 100.70 | 100.75 | 101.24 | 100.67 |
| Si | 1.01 | 1.02 | 1.02 | 1.01 | 1.02 | 1.03 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.76 | 1.75 | 1.76 | 1.77 | 1.75 | 1.75 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .01 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .21 | .21 | .20 | .20 | .20 | .19 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Tot | 100.78 | 100.98 | 100.70 | 100.75 | 2.98 | 2.97 |

Olivino

| | 031-1 | 031-2 | 02-1 | 02-2 | 032-1 | 032-2 |
|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO2 | 41.44 | 41.45 | 41.73 | 41.34 | 41.95 | 41.71 |
| TiO2 | .00 | .02 | .00 | .00 | .00 | .01 |
| Al2O3 | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 | .01 |
| MgO | 48.15 | 48.17 | 48.46 | 48.00 | 48.74 | 48.45 |
| CaO | .00 | .00 | .01 | .00 | .01 | .02 |
| MnO | .13 | .07 | .08 | .07 | .08 | .14 |
| FeO | 9.55 | 10.17 | 9.96 | 9.93 | 9.89 | 10.36 |
| NiO | .33 | .43 | .44 | .34 | .31 | .37 |
| Total | 99.61 | 100.33 | 100.69 | 99.69 | 100.99 | 101.06 |
| Si | 1.02 | 1.01 | 1.01 | 1.02 | 1.02 | 1.01 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mg | 1.76 | 1.75 | 1.76 | 1.76 | 1.76 | 1.75 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .20 | .21 | .20 | .20 | .20 | .21 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Tot | 2.98 | 2.99 | 2.98 | 2.98 | 2.98 | 2.99 |

| | F0-8, | 057-19, | 057-20, | 057-21, | 057-22 |
|-------|--------|---------|---------|---------|--------|
| SiO2 | 40.52 | 40.41 | 40.18 | 40.72 | 40.65 |
| TiO2 | .00 | .00 | .03 | .00 | .03 |
| Al2O3 | .24 | .20 | .00 | .00 | .24 |
| Cr2O3 | .00 | .00 | .00 | .06 | .00 |
| FeO | 12.31 | 11.42 | 11.26 | 11.45 | 11.20 |
| MnO | .18 | .24 | .20 | .16 | .11 |
| MgO | 47.57 | 48.95 | 49.12 | 48.82 | 48.76 |
| CaO | .01 | .04 | .00 | .05 | .06 |
| NiO | .26 | .15 | .19 | .20 | .19 |
| Total | 101.08 | 101.41 | 100.97 | 101.46 | 101.23 |
| Si | .994 | .985 | .984 | .992 | .991 |
| Ti | .000 | .000 | .001 | .000 | .001 |
| Al | .007 | .006 | .000 | .000 | .007 |
| Cr | .000 | .000 | .000 | .001 | .000 |
| Fe2 | .253 | .233 | .231 | .233 | .228 |
| Mn | .004 | .005 | .004 | .003 | .002 |
| Mg | 1.740 | 1.779 | 1.793 | 1.773 | 1.771 |
| Ca | .000 | .001 | .000 | .001 | .002 |
| Ni | .005 | .003 | .004 | .004 | .004 |
| O | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Total | 3.002 | 3.012 | 3.016 | 3.008 | 3.005 |

Cromita.

| | MCH38-1 | MCH26-1 | C205-6 | C205-7 | C205-8 | O52-9 | O62-6 |
|-------|---------|---------|--------|--------|--------|-------|-------|
| SiO2 | .00 | .00 | .00 | .00 | .03 | .07 | .04 |
| TiO2 | .10 | .00 | .49 | .39 | .46 | .44 | .21 |
| Al2O3 | 17.68 | 28.31 | 18.56 | 22.02 | 20.03 | .80 | 31.15 |
| V2O3 | .31 | .17 | .46 | .43 | .42 | .70 | .39 |
| Cr2O3 | 50.93 | 41.23 | 34.80 | 33.68 | 33.21 | 4.31 | 23.09 |
| Fe2O3 | 1.55 | 2.34 | 14.43 | 12.97 | 14.62 | 60.55 | 12.44 |
| MgO | 11.03 | 15.67 | 7.24 | 9.89 | 7.63 | .48 | 9.16 |
| CaO | .00 | .00 | .01 | .16 | .02 | .23 | .07 |
| MnO | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .22 | .24 |
| FeO | 17.58 | 12.59 | 23.36 | 19.50 | 22.95 | 28.99 | 21.69 |
| NiO | .06 | .05 | .07 | .18 | .12 | .05 | .25 |
| ZnO | .14 | .01 | .14 | .17 | .16 | .01 | .18 |
| Total | 99.39 | 100.36 | 99.55 | 99.38 | 99.64 | 96.85 | 98.92 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 | .01 | .00 |
| Al | .67 | .98 | .72 | .82 | .77 | .04 | 1.13 |
| V | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 | .02 | .01 |
| Cr | 1.29 | .96 | .90 | .84 | .85 | .13 | .56 |
| Fe | .04 | .05 | .36 | .31 | .36 | 1.79 | .29 |
| Mg | .52 | .69 | .35 | .47 | .37 | .03 | .42 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 | .01 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 |
| Fe | .47 | .31 | .64 | .52 | .62 | .95 | .56 |
| Ni | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.99 | 3.00 |

Espinelas.

| | CALZ7-5 | CALZ3-1 | CALZ3-2 | CALZ3-3 | CALZ3-4 | CALZ5-1 |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO2 | .00 | .00 | .00 | .03 | .03 | .00 |
| TiO2 | .09 | .22 | .17 | .07 | .02 | .02 |
| Al2O3 | 18.28 | 28.78 | 28.57 | 9.71 | 9.57 | 28.55 |
| V2O3 | .16 | .14 | .10 | .29 | .20 | .16 |
| Cr2O3 | 47.24 | 39.88 | 41.32 | 59.22 | 59.22 | 60.52 |
| Fe2O3 | 2.59 | 1.59 | 1.03 | .15 | .19 | .72 |
| MgO | 8.11 | 14.91 | 14.46 | 7.80 | 7.69 | 14.12 |
| CaO | .01 | .00 | .00 | .01 | .00 | .02 |
| MnO | .96 | .12 | .12 | .55 | .53 | .16 |
| FeO | 20.89 | 13.29 | 14.24 | 20.63 | 21.32 | 14.72 |
| NiO | .00 | .03 | .11 | .00 | .00 | .06 |
| ZnO | .19 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 98.52 | 98.96 | 100.14 | 98.45 | 100.09 | 99.95 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .71 | 1.01 | 1.00 | .39 | .38 | 1.00 |
| V | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 | .00 |
| Cr | 1.22 | .94 | .97 | 1.59 | 1.61 | .97 |
| Fe | .06 | .04 | .02 | .00 | .00 | .02 |
| Mg | .40 | .66 | .64 | .40 | .39 | .63 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .03 | .00 | .00 | .02 | .01 | .00 |
| Fe | .57 | .33 | .35 | .59 | .60 | .37 |
| Ni | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |

Espinelas.

| | BN10N-1 | BN10N-2 | O148-1 | O148-2 | CALZ7-1 | CALZ7-2 | CALZ7-3 |
|-------|---------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|
| SiO2 | .01 | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 |
| TiO2 | .18 | .12 | .27 | .19 | .16 | .07 | .09 |
| Al2O3 | 17.75 | 18.40 | 20.28 | 23.70 | 25.97 | 20.52 | 19.59 |
| V2O3 | .16 | .13 | .13 | .13 | .14 | .15 | .16 |
| Cr2O3 | 49.09 | 47.34 | 45.17 | 41.56 | 39.49 | 45.14 | 46.58 |
| Fe2O3 | 4.11 | 5.67 | 5.80 | 5.49 | 2.94 | 2.02 | 2.56 |
| MgO | 12.28 | 12.99 | 12.44 | 13.23 | 10.20 | 8.39 | 7.72 |
| CaO | .02 | .04 | .00 | .00 | .02 | .02 | .03 |
| MnO | .16 | .19 | .28 | .17 | .76 | .84 | .85 |
| FeO | 15.65 | 14.59 | 15.92 | 15.14 | 19.15 | 20.62 | 22.17 |
| NiO | .00 | .02 | .02 | .08 | .00 | .00 | .00 |
| ZnO | .00 | .00 | .05 | .00 | .34 | .40 | .30 |
| Total | 99.41 | 99.49 | 100.35 | 99.69 | 99.19 | 98.17 | 100.05 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .66 | .68 | .74 | .86 | .95 | .79 | .74 |
| V | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Cr | 1.23 | 1.18 | 1.11 | 1.01 | .97 | 1.16 | 1.19 |
| Fe | .10 | .13 | .14 | .13 | .07 | .05 | .06 |
| Mg | .58 | .61 | .58 | .60 | .47 | .41 | .37 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .01 | .00 | .02 | .02 | .02 |
| Fe | .41 | .38 | .41 | .39 | .50 | .56 | .60 |
| Ni | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 |
| Total | 99.41 | 99.49 | 100.35 | 99.70 | 99.19 | 98.17 | 100.05 |

Espinelas.

| | O140-9 | O-140-10 | O140-11 | A230-1 | A230-2 | A230-3 | A230-4 |
|-------|--------|----------|---------|--------|--------|--------|--------|
| SiO2 | .05 | .02 | .00 | 5.68 | .07 | .05 | .04 |
| TiO2 | .63 | .27 | .18 | .61 | .72 | .89 | .67 |
| Al2O3 | 5.01 | 15.66 | 23.94 | 13.41 | 9.71 | 10.35 | 12.78 |
| V2O3 | .62 | .38 | .26 | .84 | .88 | .89 | .75 |
| Cr2O3 | 20.72 | 31.00 | 28.06 | 27.88 | 29.14 | 29.41 | 33.51 |
| Fe2O3 | 41.66 | 20.89 | 14.70 | 20.13 | 26.68 | 24.25 | 19.03 |
| MgO | 1.55 | 4.92 | 6.35 | 6.31 | 4.60 | 4.82 | 5.60 |
| CaO | .03 | .02 | .03 | .99 | .06 | .02 | .00 |
| MnO | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| FeO | 29.57 | 26.20 | 25.34 | 22.83 | 24.53 | 23.92 | 23.80 |
| NiO | .21 | .19 | .00 | .33 | .38 | .16 | .18 |
| ZnO | .10 | .25 | .29 | .10 | .27 | .29 | .16 |
| Total | 100.16 | 99.80 | 99.15 | 99.11 | 97.04 | 95.05 | 96.52 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .19 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .02 | .01 | .00 | .01 | .02 | .02 | .02 |
| Al | .22 | .62 | .91 | .52 | .41 | .44 | .53 |
| V | .02 | .01 | .01 | .02 | .03 | .02 | .02 |
| Cr | .60 | .83 | .72 | .72 | .82 | .84 | .93 |
| Fe | 1.14 | .53 | .36 | .49 | .72 | .66 | .50 |
| Mg | .08 | .25 | .31 | .31 | .24 | .26 | .29 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .05 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .90 | .74 | .69 | .62 | .73 | .72 | .70 |
| Ni | .01 | .01 | .00 | .01 | .01 | .00 | .01 |
| Zn | .00 | .01 | .01 | .00 | .01 | .01 | .00 |
| Total | 2.99 | 3.00 | 3.00 | 2.92 | 2.99 | 2.99 | 2.99 |

Espinelas.

| | MD28-3 | MD40-4 | CB27-4 | CB59-4 | MD29-3 | MD29-4 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO2 | .01 | .00 | .00 | .04 | .06 | .00 |
| TiO2 | .00 | .01 | .02 | .09 | .18 | .05 |
| Al2O3 | 53.99 | 34.72 | 64.74 | 19.68 | 14.50 | .03 |
| V2O3 | .09 | .15 | .02 | .38 | .35 | .00 |
| Cr2O3 | 11.27 | 31.11 | 1.83 | 44.50 | 40.93 | 2.16 |
| Fe2O3 | 3.13 | 2.24 | .43 | 4.71 | 12.15 | 68.03 |
| MgO | 17.48 | 12.01 | 18.60 | 7.86 | 5.26 | .50 |
| CaO | .01 | .01 | .01 | .03 | .01 | .03 |
| MnO | .11 | .22 | .06 | .36 | .50 | .20 |
| FeO | 13.05 | 18.35 | 13.19 | 22.35 | 24.97 | 29.84 |
| NiO | .36 | .11 | .29 | .06 | .13 | .66 |
| ZnO | .18 | .17 | .00 | .50 | .40 | .08 |
| Total | 99.68 | 99.10 | 99.19 | 100.55 | 99.41 | 101.56 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | 1.70 | 1.22 | 1.95 | .74 | .58 | .00 |
| V | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 | .00 |
| Cr | .24 | .73 | .04 | 1.13 | 1.09 | .06 |
| Fe | .06 | .05 | .01 | .11 | .31 | 1.93 |
| Mg | .69 | .53 | .71 | .38 | .26 | .03 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 |
| Fe | .29 | .46 | .28 | .60 | .71 | .94 |
| Ni | .01 | .00 | .01 | .00 | .00 | .02 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 | .00 |
| Total | 3.00 | 3.0 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |

Cromitas.

| | EA4-1 | EA4-2 | EA4-3 | EA4-4 | CB18-2 | CB47-B |
|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO2 | .04 | .07 | .07 | .04 | .01 | .00 |
| TiO2 | .02 | .03 | .00 | .04 | 3.28 | .06 |
| Al2O3 | 7.59 | 7.64 | 7.74 | 7.64 | .21 | 57.38 |
| V2O3 | .12 | .19 | .24 | .22 | .44 | .11 |
| Cr2O3 | 64.86 | 65.60 | 64.28 | 65.74 | 28.33 | 8.34 |
| Fe2O3 | 1.08 | .41 | .92 | .90 | 37.43 | 1.23 |
| MgO | 14.33 | 13.88 | 13.69 | 13.77 | 1.74 | 14.88 |
| CaO | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 | .02 |
| MnO | .11 | .14 | .17 | .21 | 1.02 | .14 |
| FeO | 10.71 | 11.53 | 11.53 | 12.20 | 27.34 | 17.97 |
| NiO | .19 | .15 | .19 | .04 | .21 | .20 |
| ZnO | .04 | .18 | .12 | .00 | .46 | .19 |
| Total | 99.09 | 99.83 | 98.96 | 100.79 | 100.47 | 100.53 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .09 | .00 |
| Al | .29 | .29 | .30 | .29 | .01 | 1.80 |
| V | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 | .00 |
| Cr | 1.68 | 1.69 | 1.67 | 1.68 | .83 | .18 |
| Fe | .03 | .01 | .02 | .02 | 1.04 | .02 |
| Mg | .70 | .67 | .67 | .66 | .10 | .59 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .01 | .03 | .00 |
| Fe | .29 | .31 | .32 | .33 | .84 | .40 |
| Ni | .01 | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 |
| Zn | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 |
| Total | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.97 | 3.00 |

Espinelas.

| | 044-11 | 044-12 | 044-13 | B99-1 | B99-2 | B99-3 | 080-7 |
|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | .04 | 7.95 | .00 | .03 | .04 | .02 | .00 |
| TiO2 | .04 | .02 | .06 | .56 | .54 | .37 | .14 |
| Al2O3 | 55.75 | 45.31 | 53.17 | 9.94 | 9.08 | 10.03 | 30.04 |
| V2O3 | .09 | .09 | .14 | .22 | .25 | .20 | .12 |
| Cr2O3 | 9.56 | 8.99 | 11.53 | 41.23 | 40.92 | 41.41 | 31.69 |
| Fe2O3 | 3.39 | 7.89 | 4.06 | 16.55 | 17.48 | 16.38 | 6.89 |
| MgO | 18.31 | 17.81 | 17.82 | 5.50 | 5.29 | 5.64 | 6.89 |
| CaO | .33 | 5.00 | .00 | .03 | .03 | .03 | .00 |
| MnO | .16 | .06 | .10 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| FeO | 11.74 | 5.78 | 12.51 | 24.08 | 24.05 | 23.74 | 19.55 |
| NiO | .36 | .30 | .35 | .15 | .18 | .13 | .04 |
| ZnO | .10 | .30 | .14 | .30 | .36 | .36 | .20 |
| Total | 99.86 | 99.49 | 99.88 | 98.59 | 98.23 | 98.30 | 99.65 |
| Si | .00 | .21 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 | .00 |
| Al | 1.73 | 1.40 | 1.67 | .41 | .38 | .41 | 1.07 |
| V | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .12 |
| Cr | .20 | .19 | .24 | 1.13 | 1.14 | 1.14 | .76 |
| Fe | .07 | .16 | .08 | .43 | .46 | .43 | .16 |
| Mg | .72 | .69 | .71 | .29 | .28 | .29 | .50 |
| Ca | .01 | .14 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .26 | .13 | .28 | .70 | .70 | .69 | .50 |
| Ni | .01 | .01 | .01 | .00 | .01 | .00 | .00 |
| Zn | .00 | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 | .00 |
| Total | 3.00 | 2.92 | 3.00 | 8.59 | 98.23 | 98.30 | 3.00 |

Espinelas.

| | CAL4-1 | CAL4-2 | CAL4-3 | CAL4-4 | CAL4-5 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO2 | .02 | .01 | .00 | .00 | .00 |
| TiO2 | .20 | .23 | .15 | .14 | .25 |
| Al2O3 | 26.99 | 26.85 | 19.97 | 11.87 | 26.65 |
| V2O3 | .24 | .19 | .28 | .32 | .24 |
| Cr2O3 | 40.65 | 40.93 | 49.54 | 57.56 | 41.01 |
| Fe2O3 | 2.03 | 2.71 | .00 | .00 | 2.49 |
| MgO | 13.94 | 14.09 | 6.05 | 6.42 | 13.85 |
| CaO | .00 | .00 | .01 | .01 | .01 |
| MnO | .19 | .10 | .16 | .31 | .15 |
| FeO | 14.32 | 14.08 | 22.75 | 21.52 | 14.41 |
| NiO | .04 | .14 | .07 | .06 | .13 |
| ZnO | .00 | .29 | .16 | .00 | .12 |
| Total | 98.70 | 99.62 | 99.14 | 98.21 | 99.32 |
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .00 | .01 | .00 | .00 | .01 |
| Al | .96 | .95 | .77 | .48 | .95 |
| V | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 |
| Cr | .97 | .97 | 1.27 | 1.55 | .98 |
| Fe | .05 | .06 | .00 | .00 | .06 |
| Mg | .63 | .63 | .29 | .33 | .62 |
| Ca | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 |
| Fe | .36 | .35 | .62 | .61 | .36 |
| Ni | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 |
| Zn | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 98.70 | 99.62 | 99.14 | 98.21 | 99.32 |

| Anf. | OD25N-6 | OD25N-7 | OD25N-8 | OD25N-9 | OD25N-10 | O65-12 | O65-17 | O65-18 |
|-------|---------|---------|---------|---------|----------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 46.51 | 46.51 | 46.51 | 47.27 | 46.76 | 45.65 | 47.01 | 45.39 |
| TiO2 | .17 | .17 | .17 | .14 | .19 | .36 | .20 | .33 |
| Al2O3 | 10.98 | 10.98 | 10.98 | 10.56 | 11.19 | 13.47 | 11.16 | 12.35 |
| Cr2O3 | 1.50 | 1.50 | 1.50 | 1.25 | 1.47 | .69 | .61 | .52 |
| MgO | 18.81 | 18.81 | 18.81 | 19.31 | 18.80 | 18.26 | 18.57 | 18.32 |
| CaO | 12.52 | 12.52 | 12.52 | 12.59 | 12.49 | 13.18 | 12.68 | 12.56 |
| MnO | .05 | .05 | .05 | .00 | .00 | .04 | .06 | .00 |
| FeO | 4.02 | 4.02 | 4.02 | 3.78 | 3.89 | 4.40 | 3.92 | 4.68 |
| Na2O | 2.11 | 2.11 | 2.11 | 2.05 | 2.04 | 1.75 | 1.45 | 1.60 |
| K2O | .96 | .96 | .96 | .78 | .96 | 1.06 | .76 | .94 |
| H2O | 2.11 | 2.11 | 2.11 | 2.12 | 2.12 | 2.14 | 2.10 | 2.09 |
| Total | 99.74 | 99.74 | 99.74 | 99.85 | 99.91 | 100.99 | 98.53 | 98.75 |

Cationes en base a 24(O,OH)

| | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 6.60 | 6.60 | 6.60 | 6.68 | 6.61 | 6.41 | 6.70 | 6.50 |
| Ti | .02 | .02 | .02 | .02 | .02 | .04 | .02 | .04 |
| Al | 1.84 | 1.84 | 1.84 | 1.76 | 1.87 | 2.23 | 1.88 | 2.09 |
| Cr | .17 | .17 | .17 | .14 | .16 | .08 | .07 | .06 |
| Mg | 3.98 | 3.98 | 3.98 | 4.07 | 3.96 | 3.82 | 3.95 | 3.91 |
| Ca | 1.90 | 1.90 | 1.90 | 1.91 | 1.89 | 1.98 | 1.94 | 1.93 |
| Mn | .01 | .01 | .01 | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 |
| Fe | .48 | .48 | .48 | .45 | .46 | .52 | .47 | .56 |
| Na | .58 | .58 | .58 | .56 | .56 | .48 | .40 | .44 |
| K | .17 | .17 | .17 | .14 | .17 | .19 | .14 | .17 |
| Total | 15.75 | 15.75 | 15.75 | 15.71 | 15.72 | 15.74 | 15.57 | 15.67 |

O48-9 O79-13 O79-1

| | | | |
|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 46.30 | 47.41 | 46.20 |
| TiO2 | .44 | .13 | .17 |
| Al2O3 | 11.22 | .83 | .91 |
| Cr2O3 | .78 | 18.81 | 18.33 |
| MgO | 18.05 | 12.72 | 12.79 |
| CaO | 13.07 | .11 | .03 |
| MnO | .00 | 4.05 | 4.23 |
| FeO | 4.38 | 2.07 | 2.13 |
| Na2O | 1.68 | .57 | .61 |
| K2O | .43 | 2.11 | 2.10 |
| H2O | 2.09 | | |
| Total | 98.44 | 99.40 | 98.51 |

Cationes en base a 24 (O,OH)

| | | | |
|-------|-------|-------|-------|
| Si | 6.63 | 6.72 | 6.63 |
| Ti | .05 | .01 | .02 |
| Al | 1.89 | 1.77 | 1.86 |
| Cr | .09 | .09 | .10 |
| Mg | 3.86 | 3.97 | 3.92 |
| Ca | 2.01 | 1.93 | 1.97 |
| Mn | .00 | .01 | .00 |
| Fe | .52 | .48 | .51 |
| Na | .47 | .57 | .59 |
| K | .08 | .10 | .11 |
| Total | 15.60 | 15.76 | 15.72 |

Piroxenos

| | 065-1 | 065-2 | 065-3 | 065-4 | 065-5 | 065-6 | 048-7 | 048-8 |
|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO2 | 57.80 | 57.30 | 56.75 | 56.22 | 56.13 | 55.89 | 57.54 | 55.95 |
| TiO2 | .07 | .03 | .01 | .00 | .05 | .03 | .02 | .06 |
| Al2O3 | 1.80 | 1.48 | 1.63 | 2.53 | 2.61 | 2.69 | 1.96 | 1.82 |
| Cr2O3 | .17 | .00 | .15 | .10 | .18 | .42 | .11 | .19 |
| Fe2O3 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .11 |
| MgO | 34.22 | 33.57 | 34.00 | 33.70 | 33.61 | 32.94 | 33.75 | 33.12 |
| CaO | .25 | .16 | .23 | .13 | .15 | .16 | .21 | .16 |
| MnO | .15 | .17 | .25 | .14 | .17 | .23 | .16 | .35 |
| FeO | 6.39 | 6.74 | 6.48 | 6.45 | 6.68 | 6.76 | 7.38 | 7.37 |
| Na2O | .02 | .00 | .01 | .00 | .03 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 100.88 | 99.46 | 99.50 | 99.28 | 99.61 | 99.13 | 101.11 | 99.12 |

Cationes en base a 6 oxigenos

| | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | 1.97 | 1.98 | 1.97 | 1.95 | 1.94 | 1.95 | 1.97 | 1.96 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Al | .07 | .06 | .07 | .10 | .11 | .11 | .08 | .07 |
| Cr | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | .00 | .01 |
| Fe | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .11 |
| Mg | 1.74 | 1.73 | 1.76 | 1.74 | 1.74 | 1.71 | 1.72 | 1.73 |
| Ca | .01 | .01 | .01 | .00 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Mn | .00 | .01 | .01 | .00 | .00 | .01 | .00 | .01 |
| Fe | .18 | .20 | .19 | .19 | .19 | .20 | .21 | .22 |
| Na | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 3.99 | 3.98 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 3.99 | 3.99 | 4.00 |

| | 065-13 | 065-14 | 065-15 | 065-16 | 0293-9 | A80-8 | A80-12 | A80-1 |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO2 | 53.90 | 53.49 | 54.01 | 54.45 | 55.16 | 57.26 | 54.20 | 54.64 |
| TiO2 | .07 | .15 | .04 | .05 | .00 | .01 | .06 | .07 |
| Al2O3 | 1.72 | 2.09 | 1.55 | 1.23 | .49 | 1.53 | 1.46 | 1.10 |
| Cr2O3 | .32 | .39 | .17 | .16 | 1.21 | 33.62 | .29 | .13 |
| Fe2O3 | .00 | .00 | .00 | .00 | .50 | .20 | .98 | 1.37 |
| MgO | 16.73 | 16.73 | 16.88 | 17.10 | 17.79 | .20 | 17.13 | 17.54 |
| CaO | 24.58 | 24.63 | 24.91 | 24.50 | 24.78 | 7.88 | 24.96 | 24.97 |
| MnO | .06 | .05 | .04 | .06 | .00 | .01 | .06 | .15 |
| FeO | 1.95 | 1.93 | 1.84 | 1.73 | 1.12 | | 1.48 | 1.17 |
| Na2O | .11 | .10 | .07 | .07 | .30 | 100.71 | .17 | .18 |
| Total | 99.45 | 99.57 | 99.53 | 99.36 | 101.35 | 1 | 100.80 | 101.34 |

Cationes en base a 6 Oxigenos

| | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|--|------|------|
| Si | 1.97 | 1.95 | 1.97 | 1.98 | 1.98 | | 1.96 | 1.96 |
| Ti | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | | .00 | .00 |
| Al | .07 | .09 | .07 | .05 | .02 | | .06 | .05 |
| Cr | .01 | .01 | .00 | .00 | .03 | | .01 | .00 |
| Fe | .00 | .00 | .00 | .00 | .01 | | .03 | .04 |
| Mg | .91 | .91 | .92 | .93 | .95 | | .92 | .96 |
| Ca | .96 | .96 | .97 | .96 | .95 | | .97 | .96 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | | .00 | .00 |
| Fe | .06 | .06 | .06 | .05 | .03 | | .04 | .04 |
| Na | .01 | .01 | .01 | .01 | .02 | | .01 | .01 |
| Total | 3.99 | 4.00 | 4.00 | 3.99 | 4.00 | | 4.00 | 4.00 |

| | ABO-1 | ABO-2 | ABO-3 | ABO-4 | ABO-5 | ABO-6 | ABO-7 |
|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| SiO2 | .01 | .00 | .03 | .00 | .03 | .00 | .04 |
| TiO2 | .55 | .54 | .30 | .36 | .29 | .40 | .38 |
| Al2O3 | 22.96 | 20.46 | 25.28 | 25.11 | 26.47 | 25.06 | 24.43 |
| V2O3 | .47 | .45 | .43 | .50 | .39 | .46 | .41 |
| Cr2O3 | 27.43 | 29.20 | 28.45 | 29.39 | 29.92 | 30.65 | 30.14 |
| Fe2O3 | 17.23 | 17.41 | 14.78 | 14.43 | 11.24 | 12.83 | 13.61 |
| MgO | 7.39 | 6.72 | 10.02 | 10.03 | 8.80 | 8.59 | 8.29 |
| -CaO | .00 | .01 | .19 | .03 | .00 | .01 | .00 |
| MnO | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| FeO | 23.97 | 24.06 | 19.90 | 20.17 | 22.19 | 22.49 | 22.65 |
| NiO | .19 | .11 | .21 | .11 | .16 | .27 | .15 |
| ZnO | .06 | .40 | .06 | .34 | .18 | .28 | .46 |
| Total | 100.26 | 99.36 | 99.67 | 100.45 | 99.65 | 101.03 | 100.57 |

Cationes en base a 4 Oxigenos

| | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| Si | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Ti | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Al | .86 | .79 | .93 | .92 | .98 | .92 | .91 |
| V | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 | .01 |
| Cr | .69 | .75 | .70 | .72 | .74 | .76 | .75 |
| Fe | .41 | .43 | .35 | .34 | .26 | .30 | .32 |
| Mg | .35 | .33 | .47 | .46 | .41 | .40 | .39 |
| Ca | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Mn | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 |
| Fe | .64 | .66 | .52 | .52 | .58 | .59 | .60 |
| Ni | .00 | .00 | .01 | .00 | .00 | .01 | .00 |
| Zn | .00 | .01 | .00 | .01 | .00 | .01 | .01 |
| Total | 2.99 | 2.99 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |

Cloritas.

| | 079-1 | 079-2 |
|-------|-------|-------|
| SiO2 | 29.67 | 30.33 |
| TiO2 | .04 | .09 |
| Al2O3 | 18.37 | 19.30 |
| Cr2O3 | 1.51 | 1.12 |
| MgO | 31.78 | 32.59 |
| CaO | .03 | .00 |
| MnO | .06 | .02 |
| FeO | 3.22 | 3.46 |
| K2O | .02 | .00 |
| H2O | 12.32 | 12.65 |
| Total | 97.04 | 99.56 |

Cationes en base a 36 (O,OH)

| | | |
|-------|-------|-------|
| Si | 13.87 | 14.18 |
| Ti | .01 | .01 |
| Al | 4.21 | 4.31 |
| Cr | .23 | .17 |
| Mg | 9.22 | 9.21 |
| Ca | .01 | .00 |
| Mn | .01 | .00 |
| Fe | .52 | .55 |
| K | .00 | .00 |
| Total | 20.00 | 20.00 |

Reunido el Tribunal que suscribe
en el día de la fecha acordó cali-
ficar la presente Tesis Doctoral
con la censura de -

APTO CON LAUDE POR UNANIMIDAD

Madrid, 8 de junio 19 91

~~Antonio Hualde~~ ~~Francisco~~
Galaf ~~M. M.~~

Impresario