

*José Torres Ruiz*

**LOS YACIMIENTOS DE HIERRO DE  
LA COMARCA DEL MARQUESADO  
DEL ZENETE:  
Alquife y Las Piletas  
(Granada, Cordilleras Béticas)**



LOS YACIMIENTO DE HIERRO DE  
LA COMARCA DEL  
MARQUESADO DEL ZENETE:  
ALQUIFE Y LAS PILETAS  
(GRANADA, CORDILLERAS BETICAS)

R. 48.722  
8-131-61

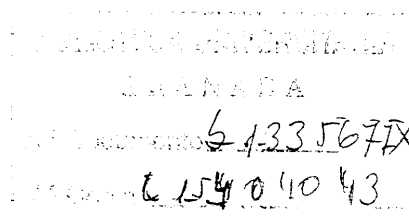
C

UNIVERSIDAD DE GRANADA  
Facultad de Ciencias

LOS YACIMIENTO DE HIERRO DE  
LA COMARCA DEL  
MARQUESADO DEL ZENETE:  
ALQUIFE Y LAS PILETAS  
(GRANADA, CORDILLERAS BETICAS)

José Torres Ruiz

Tesis Doctoral



GRANADA, 1980







*Tesis Doctoral dirigida por la Profesora Dra. Purificación Fenoll Hach-Alí. Fue leída el día 1 Julio de 1980 ante el tribunal formado por los Profesores: Dr. J. M. Fontboté, Universidad de Barcelona; Dr. A. Arribas, Universidad de Salamanca; Dr. M. Rodríguez Gallego, Universidad de Granada; Dra. P. Fenoll Hach-Alí, Universidad de Granada; Dr. A. Esteve, Universidad de Granada; Dr. P. Omenetto, Universidad de Padua. Obtuvo la calificación de Sobresaliente cum laude.*

EL AUTOR  
Y  
LA UNIVERSIDAD DE GRANADA  
A TRAVES DEL  
DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA  
Y MINERALOGIA  
AGRADECE A  
LA EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL  
DE GRANADA  
SU APORTACION ECONOMICA  
EN LA PRESENTE EDICION

## FE DE ERRATAS Y OMISIONES ADVERTIDAS

<u>Pag.</u>	<u>Parrafo</u>	<u>Linea</u>	
9	5	2	Dice Padova, debe decir Padua.
27	3	3	Dice rextuales, debe decir textuales.
37	1	2	Dice ubico, debe decir ubicuo.
54	4	1	Dice Mármo es, debe decir Mármoles.
67	2	8	Dice fig., debe añadirse nº 13.
70	3	7	Dice com nuy, debe decir con muy.
85			La figura corresponde a la nº 16.
99			La figura corresponde a la nº 23.
105			La figura corresponde a la nº 25.
129	4	1	Dice Es un, debe decir En un.
155	3	8	Dice comrendida, debe decir comprendida.
158	4	2	Dice indiomorfos, debe decir idiomorfos.
159	2	5	Dice microsonda, debe decir microscopia.
200	2	7	Dice profundidad, debe decir profundidad.
220	3	5	Dice mámoles, debe decir mármoles.
221	2	1	Dice encaiantes, debe decir encajantes.
247	2	7	Dice hece, debe decir hace.
249	1	9	Dice carbonat, debe decir carbonatos.
258	3	2	Dice oro, debe decir or.
266	2	7	Dice coloidales, debe decir coloides.
269	2	4	Dice ceanos, debe decir oceanos.
279	2	9	Dice Compl jo, debe decir Complejo.
291	3	6	Dice fundamentales, debe decir fundamental_mente.

A M<sup>re</sup> Isabel,  
a mis padres.

## AGRADECIMIENTOS.

Han sido muy numerosas las personas que, de un modo u otro, han contribuido con su ayuda a la realización de este trabajo. A todas ellas quiero expresar mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar quiero mencionar a la directora de la Tesis, Profra. Dra. P. Fenoll Hach-Alf, Agregada del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada. Su constante apoyo, estímulo y sugerencias han permitido resolver las dificultades de todo tipo que se han ido planteando durante la realización de la Tesis. Así mismo, le agradezco la supervisión del manuscrito.

Al Prof. Dr. M. Rodríguez Gallego, Catedrático y Director del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada, por su continuo apoyo y comentarios críticos acerca de determinados aspectos del trabajo.

A la Compañía Andaluza de Minas (C.A.M.), representada en Alquife por D. E. Rodríguez y D. F. López, sin cuya ayuda en todos los órdenes difícilmente se hubieran podido conseguir los fines propuestos. En especial deseo agradecer las facilidades prestadas en cuanto a la posibilidad de disponer de toda la información y datos que he necesitado. Muchas han sido las personas de la citada Compañía que me han ofrecido su colaboración. Quiero hacer una especial mención a D. J.F. Zubiaur, D. C. Gómez, D. J.M. González y D. C. González. Así mismo a D. A. Gordillo quien durante su estancia en la C.A.M. me brindó su ayuda y estimuló a seguir en este tema.

Al Prof. P. Omenetto, Catedrático de Yacimientos Minerales de la Universidad de Padua (Italia). Mi colaboración con dicho Profesor, iniciada en el año 1978 con la visita a los yacimientos estudiados, se ha mantenido estrechamente facilitándome su ayuda y consejos en cuantas ocasiones ha sido posible. Así mismo, posibilitó mi estancia en la Universidad de Padua durante los meses de abril y mayo de 1979. Mi agradecimiento, también, a todo el personal del Instituto de Cristalografía y Mineralogía de la citada Universidad y en especial al Prof. Sassi y D. Visonà.

Al Prof. Dr. D. A. Estevez por sus comentarios y sugerencias en el campo y por la revisión crítica de los aspectos tectónicos.

Al Prof. Dr. D. J.M. Fontboté por su estímulo e interés en seguir de cerca la evolución de este trabajo.

Al Dr. D. J. Yañez del C. S. I. C. por su ayuda en la determinación de algunos elementos traza.

A mis colegas y compañeros de la Sección de Geología de la Universidad de Granada: M. Orozco, L. García-Rossell, A. Díaz de Federico, F. Delgado y J. M. Martín. A M. T. Gómez-Pugnaire por su colaboración y ayuda en el campo. A mis compañeros y amigos del Departamento de Cristalografía y Mineralogía: A. García-Cervigón, F. López-Aguayo, N. Velilla, E. Sebastian, J. D. Martín, M. Ortega, G. Ruiz de Almodovar, A. Acosta, F. Nieto, A. Rueda y M. V. García, de los que he recibido las ayudas más diversas. En especial deseo agradecer a mi compañero y amigo J. Rodríguez Gordillo la ayuda prestada en el capítulo de determinaciones analíticas por absorción atómica.

Así mismo, a mis amigos L. Pérez del Villar y R. Arana, antiguos miembros y compañeros del Departamento de Cristalografía y Mineralogía con quienes me inicié en estudios de metalogenia.

Finalmente, quiero manifestar desde estas líneas mi más profunda consideración y gratitud a mi mujer, M<sup>a</sup> Isabel, cuyo estímulo, ayuda, comprensión y paciencia desde el inicio de la Tesis, han representado para mí un apoyo de difícil valoración y agradecimiento con palabras. Así mismo, a ella se debe la mecanografía de la Tesis.

## INDICE DE ABREVIATURAS

Ab : Albita.

Ank : Ankerita.

Calc : Calcita.

Cl : Clorita.

Dol : Dolomita.

Ep : Epidota.

G<sub>asim</sub> : Grado de asimetría.

Gr : Granate.

Hm : Hematites.

Hm. espec : Hematites especular.

Mo : Moscovita.

Mgt : Magnetita.

Q : Cuarzo.

Rut : Rutilo.

Tur : Turmalina.



## 1ª PARTE

- Introducción. Planteamiento y objetivos.
- Metodología.
- Situación geográfica.
- Contexto geológico regional.
- Antecedentes geológico-mineros.

## I. INTRODUCCION. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS.

En la comarca del Marquesado del Zenete y sus alrededores, área situada entre las faldas de Sierra Nevada y Sierra de Baza, al SE de la Depresión de Guadix-Baza, se hallan diversas e importantes mineralizaciones de hierro y de hierro y cobre, la mayor parte de las cuales han sido explotadas o lo son en la actualidad. En conjunto, se pueden diferenciar tres grupos principales de yacimientos enclavados todos ellos en materiales del Complejo Nevado-Filábride.

Yacimientos en materiales de zócalo. - Están representados por los criaderos de Aldeire, Lanteira y Jeres del Marquesado. Las mineralizaciones están enclavadas en micaesquistos grafitosos pertenecientes al Manto del Veleta definido por PUGA et al. (1974). Son de carácter filoniano y presentan unos controles estructurales congruentes con sistemas de fracturación distensiva en Sierra Nevada. Las asociaciones minerales, constituidas por varias paragénesis, incluyen como menas principales: siderita, calcopirita, pirita, arsenopirita, cobres grises, hematites, goethita, calcosina, covellina, bornita y cobre nativo. La ganga está formada fundamentalmente por cuarzo y barita. Respecto a la génesis de estos criaderos, existen discrepancias, entre los distintos autores que los han estudiado, en cuanto al origen y edad de las soluciones mineralizantes. En los últimos años, ARANA (1973) y ARANA et al. (1979) aportan nuevas precisiones al respecto y consideran a los fluidos mineralizantes procedentes de segregación metamórfica.

Yacimientos en materiales de cobertura. - Están fundamentalmente representados por dos grupos principales a los que pertenecen los criaderos de Alquife y del "coto minero de Las Pitetas", el primero de los cuales es uno de los principales de España en cuanto a producción y reservas de mineral de hierro. Las mineralizaciones encajan en mica-

esquistos y mármoles de la parte superior de la cobertura permotriásica del Manto del Mulhacén definido por PUGA et al. (op. cit.). Sus características morfológicas son muy heterogéneas: estratiformes, masas irregulares y pequeños filones. Las menas principales están constituidas por óxidos, oxihidróxidos, carbonatos y sulfuros de hierro, y pequeñas cantidades de óxidos y carbonatos de manganeso.

Tanto el yacimiento de Alquife como el de Las Piletas han sido estudiados por diferentes autores (ver capítulo de antecedentes geológico-mineros), la mayor parte de los cuales han considerado a cada una de estas dos zonas mineras como entes aislados y sin relaciones entre sí. Entre las diversas hipótesis genéticas emitidas existen grandes discrepancias y en algunos casos son totalmente opuestas. Estas discrepancias no sólo se refieren a los modelos genéticos globales sino también a diferentes aspectos parciales como: a) relaciones geométricas entre mineralizaciones y rocas encajantes; b) relaciones con los procesos metamórficos; c) naturaleza de las asociaciones mineralógicas primarias; d) origen y naturaleza de las soluciones mineralizadoras, etc.

A raíz de unos primeros estudios que realicé sobre el yacimiento de Alquife, como tema de Tesis de Licenciatura, se aportaron una serie de nuevos datos y conclusiones de interés que abrían nuevas perspectivas y posibilidades de estudio y que, por tanto, aconsejaban la continuidad del trabajo sobre este tema. Así, sobre la base de los hechos anteriormente expuestos, se planteó esta Tesis con objeto de proseguir los estudios sobre los yacimientos de Alquife y de Las Piletas a fin de aportar la mayor cantidad de datos posibles a partir de los cuales elaborar un modelo genético como objetivo final. Lógicamente, para poder conseguirlo se plantearon una serie de objetivos parciales concretos, cuyo cumplimiento fuera configurando la hipótesis genética. En resumen, los diversos aspectos tratados en

este estudio han sido:

- Revisión bibliográfica de los conocimientos actuales sobre el contexto geológico regional. A este respecto se ha mantenido también una estrecha comunicación con diversos autores que, en la actualidad, realizan investigaciones sobre este tema.
- Revisión de los antecedentes geológico-mineros existentes.
- Estudio del contexto geológico local en el área de los yacimientos.
- Estudios morfológicos, estructurales, mineralógicos, petrológicos y químicos, de cada una de las mineralizaciones que componen estos yacimientos, así como de sus rocas encajantes.
- Comparación y correlación entre los dos sectores mineros de Alquife y Las Piletas.
- Comparación del estudio de estos criaderos con otros estudios sobre yacimientos de hierro más o menos análogos o con problemáticas similares. Esta comparación ha tenido por objeto primordial arrojar mayor luz sobre cuestiones de índole general -difícilmente abordables desde una perspectiva local- así como confrontar la evolución sufrida -por estos criaderos con la de otros situados en contex--tos similares.

## II. METODOLOGIA.

En este capítulo se describen brevemente los distintos métodos de estudio utilizados, haciendo sólo hincapié en aquellos que han estado condicionados por las características específicas de estos yacimientos.

### II.1. METODOS DE CAMPO.

Puesto que en su mayor parte los yacimientos objeto de estudio han sido explotados o están actualmente en explotación, los diversos sistemas empleados -en cantera o mediante galerías-, así como la disponibilidad de testigos de sondeos en algunos casos, han marcado los diferentes procedimientos a seguir.

#### CARTOGRAFIA.

En el yacimiento de Las Piletas he efectuado una cartografía geológica de la zona, que comprende las mineralizaciones, a escala aproximada 1:15.000. En cambio, en el yacimiento de Alquife no ha sido posible efectuar una cartografía de los afloramientos ya que, casi en su totalidad, se encuentra recubierto por materiales clásticos de relleno de la Depresión. No obstante, la existencia de una gran corta de explotación y el haber tenido acceso a la información procedente de los testigos de sondeos mecánicos, han permitido el desarrollo de la siguiente labor:

- Cartografías de morfologías de la mineralización en frentes de explotación, efectuada sobre composiciones fotográficas.
- Confección de planos de morfologías, en vertical y en planta, a partir de los datos de sondeos.

## TOMA DE MUESTRAS.

En el yacimiento de Las Piletas. - Una vez efectuada la cartografía y una primera recogida general de muestras de las diferentes rocas aflorantes en el sector, se procedió a realizar un muestreo detallado de las mineralizaciones y rocas encajantes según direcciones paralelas y verticales a las masas mineralizadas. Esta labor se efectuó tanto en afloramientos naturales como en galerías de minas y calicatas.

Dado que son innumerables los puntos donde aparecen las mineralizaciones en mayor o menor grado, se hizo una selección previa de acuerdo con: a) magnitud de cada uno de estos puntos, b) buenas condiciones de afloramiento y acceso y c) que cada uno de los diferentes tipos de mineralizaciones existentes estuviesen suficientemente representados en el total de las zonas muestreadas. El número de éstas ha sido de 25. Además se han recogido algunas muestras en escombros.

El total de muestras recogidas ha sido de 280.

En el yacimiento de Alquife. - Se han efectuado los siguientes muestreos:

- a) Muestreos en afloramientos naturales. - Estos se han reducido a la zona del Cerro de Alquife y proximidades, única zona aflorante.
- b) Muestreos en la cantera. - Las labores mineras se realizan según frentes de explotación de direcciones aproximadas N15-20W y N80-85E y con un espesor medio de 8m para cada frente.

Se han tomado muestras de roca encajante y de mineralización según la horizontal y vertical de cada masa mineralizada. La distancia entre muestras consecutivas ha varia-

do en cada caso de acuerdo con las dimensiones de las masas de mineral y las posibilidades de acceso. No obstante, estas distancias han sido del orden de varios metros en los muestreos generales y del orden decimétrico e incluso inferior en las zonas de contacto mineralización - roca encajante.

c) Muestreo en sondeos. - Previa revisión de numerosos sondeos con recuperación de testigo continuo y levantamiento de la columna litológica, se seleccionaron los más representativos e idoneos en cada caso según los fines perseguidos. Los criterios generales para su selección fueron:

- Situación del sondeo.
- Cota de inicio.
- Profundidad alcanzada.
- Porcentaje de recuperación.

Una vez seleccionados, de cada uno de los sondeos se tomaban muestras cada vez que el material cambiaba de naturaleza y, para cada tipo de material, cuando variaba cualquiera de sus características (color, compacidad, contenido en minerales accesorios.....).

Finalmente, aún dentro de cada tramo con idénticas características, se tomaban varias muestras si su espesor era suficientemente grande.

Además de estos muestreos sistemáticos, se han recogido también algunas muestras aisladas de diferentes sondeos, cuando sus características especiales así lo aconsejaban.

El total de muestras recogidas ha ascendido a 560.

#### MEDIDAS DE ESTRUCTURAS.

Se han obtenido medidas de esquistosidad, pliegues, fallas y diaclasas. El principal objeto de estas medidas ha sido el estudio comparativo entre las estructuras de las rocas encajantes y las de las mineralizaciones, así como observar si existen algunos controles de tipo tectónico sobre las mineralizaciones.



## II. 2. METODOS DE LABORATORIO.

### PREPARACION DE LAS MUESTRAS.

Ha consistido en una molienda y sucesivos tamizados, obteniéndose varias fracciones de diferentes tamaños (2-0,2 mm; 0,2-0,125mm; 0,125-0,050 mm y 0,050 mm), que se han utilizado diferentemente según las técnicas empleadas: separador isodinámico, rayos X, análisis químicos, etc.

### SEPARACION DE FASES MINERALES.

Estas técnicas se han utilizado en algunas muestras, bien para concentrar algunas fases minerales que eran muy minoritarias, o bien para obtener una fase determinada lo suficientemente pura que permitiera realizar estudios mineralógicos de detalle y análisis químicos.

El esquema seguido ha sido el siguiente:

- Separación manual de magnetita mediante un imán.
- Separación mediante separador isodinámico Frantz mod. L-1.
- Separación con líquidos densos.

### DIFRACCION DE RAYOS X.

Para este estudio se ha dispuesto de un difractómetro Philips, equipado con contadores proporcional y de centelleo y discriminador de altura de impulsos. Se han empleado radiaciones de  $\text{CuK}_\alpha$  y  $\text{CoK}_\alpha$ , con filtros de Ni y Fe respectivamente, según la naturaleza de las muestras. La radiación de Co y filtro de Fe se ha usado para muestras con altos contenidos en Fe. Se han obtenido diagramas de polvo y agregado orientado (A. O.).

## FLUORESCENCIA DE RAYOS X.

Se ha efectuado con un espectrógrafo universal de vacío Philips, con goniómetro de eje horizontal. Se han usado radiaciones de W y cristal analizador de Fli.

La mayor parte de los análisis efectuados han sido de tipo cualitativo. No obstante, algunas muestras de mineralización se han analizado cuantitativamente en los laboratorios de la C.A.M. Mediante esta técnica se ha determinado el contenido en P de dichas muestras.

## TINCIONES.

Gran número de muestras con carbonatos han sido sometidas a diferentes tinciones selectivas para poner de manifiesto la naturaleza de dichos carbonatos. Esto se ha efectuado sobre láminas delgadas lo que ha permitido observar al microscopio las relaciones texturales entre los diversos carbonatos.

Los métodos de tinción utilizados han sido:

- Tinción con rojo de alizarina y ferricianuro potásico. Mediante ella se pueden diferenciar calcita, calcita con Fe, dolomita y ankerita (EVAMY, 1963).
- Tinción con magneson II. Con este reactivo se pueden diferenciar calcita, dolomita, ankerita y siderita (SOUBIAS, 1973). Para este tipo de tinción, las láminas delgadas deben prepararse con Araldite u otro pegamento que pueda resistir la temperatura a la que se realiza dicha tinción y que es aproximadamente de 100° C.

## ESTUDIOS OPTICOS.

Este estudio se ha compuesto de:

- Examen con lupa binocular para la descripción de la morfología de algunos cristales aislados.
- Estudio sistemático de láminas delgadas.
- Estudio de probetas pulidas.

#### MICROSONDA ELECTRONICA.

Esta técnica se ha utilizado: para el estudio químico cuantitativo de algunos carbonatos de hierro, para determinar el contenido en Ti en algunas de las menas de hierro, y para el análisis de diferentes intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti.

Este estudio se ha llevado a cabo en el Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Padova (ITALIA).

#### ANALISIS QUIMICOS.

Los métodos empleados han sido diferentes según se tratara de elementos mayoritarios y minoritarios o de elementos traza, y según la naturaleza de las muestras (mineralización s. str., mármoles, micaes--quístos y minerales aislados).

#### Análisis de elementos mayoritarios y minoritarios.

Prácticamente la casi totalidad de estos análisis se han realizado en los laboratorios de la C. A. M.

Las muestras se han llevado a solución mediante los siguientes ataques:

- Ataque con  $\text{ClH}$ .
- Fusión con  $\text{CO}_3\text{Na}_2 + \text{B}_4\text{O}_7\text{Na}_2$ .
- Ataque con  $\text{FH} + \text{SO}_4\text{H}_2$ .

En las muestras mineralizadas y a partir de la disolución obtenida con el primer ataque, se ha analizado volumétricamente el hierro como  $\text{Fe}^{3+}$ .

Mediante absorción atómica se han analizado: Ca, Mg, Si, Al, Mn, K y Na.

En algunas muestras también se ha determinado P por colorimetría.

#### Análisis de micas.

Se ha seguido el método de SHAPIRO y BRANNOCK (1962) modificado por HUERTAS y LINARES (1972). Una vez puestas las muestras en disolución mediante:

- Disgregación ácida con  $\text{HF} + \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{HNO}_3$ .
- Disgregación básica con NaOH.

se procede a la determinación de elementos de la siguiente forma:

- Por complexometría: Al, Ti, Fe, Ca y Mg.
- Por fotometría de llama: Na y K.
- Por colorimetría: Si.

#### Análisis de elementos traza.

Sobre las mismas muestras analizadas para elementos mayoritarios y minoritarios, se ha realizado el análisis de diferentes elementos traza detectados en la mineralización.

De todos estos elementos y que son: Ti, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn,

Ba, Sr, Rb y Zr, se han analizado los ocho primeros. Las determinaciones se han efectuado por absorción atómica.

Para llevar a cabo estos análisis he seguido, básicamente, el método propuesto por SCOTT et al. (1967). No obstante, se han efectuado algunas modificaciones de acuerdo con el sistema adoptado por JONES (1977), o basadas en experiencias propias. A continuación se resume el procedimiento empleado:

Se parte, aproximadamente, de 2 gr de muestra secada a 110°C y se disuelve, según su naturaleza, de acuerdo con los siguientes procedimientos:

- a) Ataque con  $\text{ClH}$  concentrado o con mezcla de  $\text{ClH}$  y  $\text{NO}_3\text{H}$ . Este segundo ataque se ha efectuado para muestras con abundante magnetita y/o pirita. De estos ataques se obtienen las disoluciones que llamamos (A).
- b) Ataque con  $\text{FH} + \text{SO}_4\text{H}_2 + \text{NO}_3\text{H}$  en cápsula de teflón. En el caso de quedar residuos insolubles se ha realizado una fusión con  $\text{CO}_3\text{Na}_2$  y  $\text{B}_4\text{O}_7\text{Na}_2$  en crisol de platino. De estos ataques se obtienen las disoluciones que llamamos (B).

Las muestras mineralizadas y los mármoles han sido atacadas, en primer lugar, mediante el procedimiento a), atacándose posteriormente el residuo insoluble que hubiera mediante el procedimiento b).

Las muestras de micaesquistos se han disuelto según el procedimiento b).

En la disolución (A) correspondiente a las muestras mineralizadas ha sido necesario efectuar una extracción selectiva del Fe, debido a las grandes interferencias creadas por las altas concentraciones de este elemento. La extracción se ha realizado con acetato de isobutilo

en medio CIH concentrado con lo que se elimina el hierro férrico en más del 95%. El método es perfectamente selectivo para los demás elementos traza presentes excepto para el Ti el cual es parcialmente eliminado con el Fe. Este elemento, por tanto, sólo ha podido ser analizado en las disoluciones (B).

Tanto las disoluciones (A) como las (B) se enrasan a un volumen de 25 cc.

Dadas las fuertes diferencias de matriz existentes entre unas muestras y otras ha sido necesario, en primer lugar, subdividir las en diferentes lotes que poseyeran matrices más o menos análogas. De cada uno de estos lotes de muestras problema se prepararon dos disoluciones para analizar en una de ellas el Ba y Ti, ya que en este caso es necesario añadir un elemento fácilmente ionizable (K) que elimine las posibles interferencias de ionización de estos dos elementos.

Por otra parte, debido a la dificultad de conseguir patrones de matrices y contenidos análogos de los elementos a analizar, se han usado patrones standard de elementos puros. Con el fin de evitar, en lo posible, los errores debidos a esta causa se procedió a: 1) Comprobar en bibliografía los posibles efectos y 2) Efectuar diferentes experiencias para observar la influencia de los elementos mayoritarios, existentes en las muestras problema, sobre las medidas obtenidas.

Teniendo en cuenta todos estos hechos, se procedió a preparar grupos de patrones que poseyeran un medio lo más parecido posible a las muestras problema.

Con estos análisis de elementos traza no se ha pretendido, en modo alguno, efectuar un estudio geoquímico de detalle, ya que esta pretensión hubiera requerido un muestreo específico para tal fin y un

gran número de muestras analizadas, objetivo este que queda muy lejos del perseguido en este trabajo. No obstante, con ello se intenta cuantificar las cantidades de estos elementos traza en las mineralizaciones y en las rocas encajantes, a fin de hacer un estudio comparativo tanto entre los distintos tipos de mineralización como entre estas y las rocas de caja.

### TRATAMIENTOS ESTADÍSTICOS.

La mayor parte de los datos analíticos de elementos mayoritarios y minoritarios obtenidos en el yacimiento de Alquife, dado su gran número, han sido tratados, mediante ordenador, en el Centro de Cálculo de la Universidad de Granada. De esta forma se han obtenido histogramas de frecuencia, correlaciones lineales y rectas de regresión.

Se ha intentado también, en la medida de lo posible, representar los datos mediante gráficos y diagramas a fin de obtener una más amena comprensión y visualización de los resultados.



### III. SITUACION GEOGRAFICA.

El área donde se sitúan los yacimientos estudiados comprende la comarca del Marquesado del Zenete y proximidades. Se localiza en el extremo SE de la Depresión de Guadix-Baza y queda delimitada al N y al S por las primeras estribaciones de Sierra de Baza y Sierra Nevada, respectivamente.

En la fig. 1 se reproduce un plano de esta situación geográfica en el que se pueden observar los dos sectores mineros objeto de estudio, así como las diferentes posibilidades de acceso a los mismos.

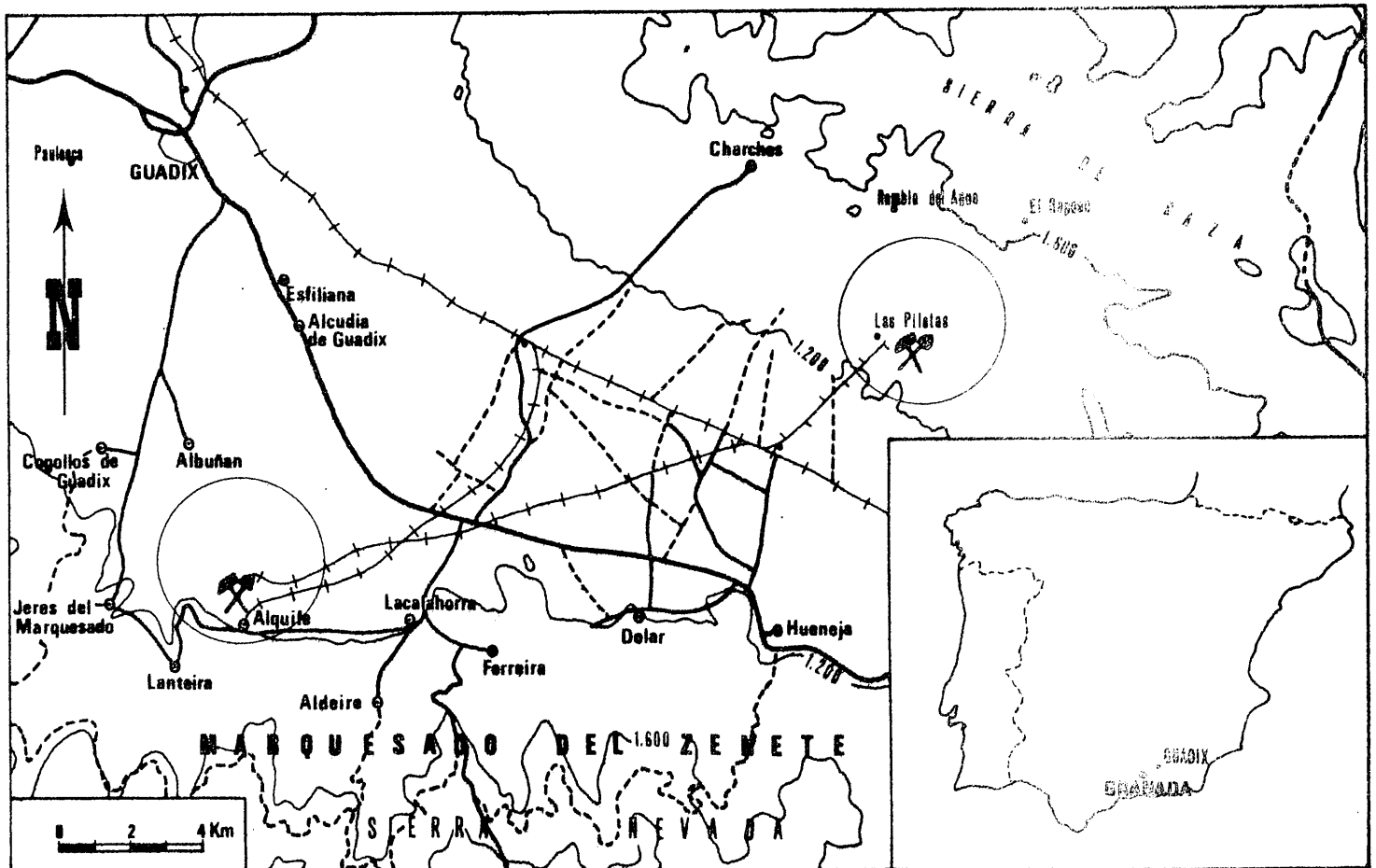


Fig. 1. - Localización geográfica de los yacimientos de Alquife y de Las Piletas.

#### IV. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL.

##### IV. 1. INTRODUCCION.

El área de estudio se encuentra comprendida en el dominio de la zona Bética y dentro de éste, en su parte más interna o zona Bética s. str. (fig. 2).

Desde finales del siglo pasado, las Cordilleras Béticas han sido objeto de numerosos estudios, la mayor parte de los cuales han sido realizados por dos grupos de trabajo, uno constituido por la escuela de la Universidad de Granada, y otro, formado por geólogos holandeses de diversas universidades, bajo la dirección de los profesores De Roever y Egeler.





EGELER y SIMON (1969) realizan una revisión bastante detallada de las investigaciones existentes hasta esa fecha. A partir de esta revisión se considera a la zona Bética s. str. dividida en cuatro grandes complejos estructurales que de inferior a superior se ordenan de la siguiente forma:

- Complejo Nevado-Filábride.
- Complejo Ballabona-Cucharón.
- Complejo Alpujárnide.
- Complejo Maláguide.

Sólo los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárnide afloran en este sector, siendo en el primero de ellos en donde se sitúan las mineralizaciones de hierro estudiadas.

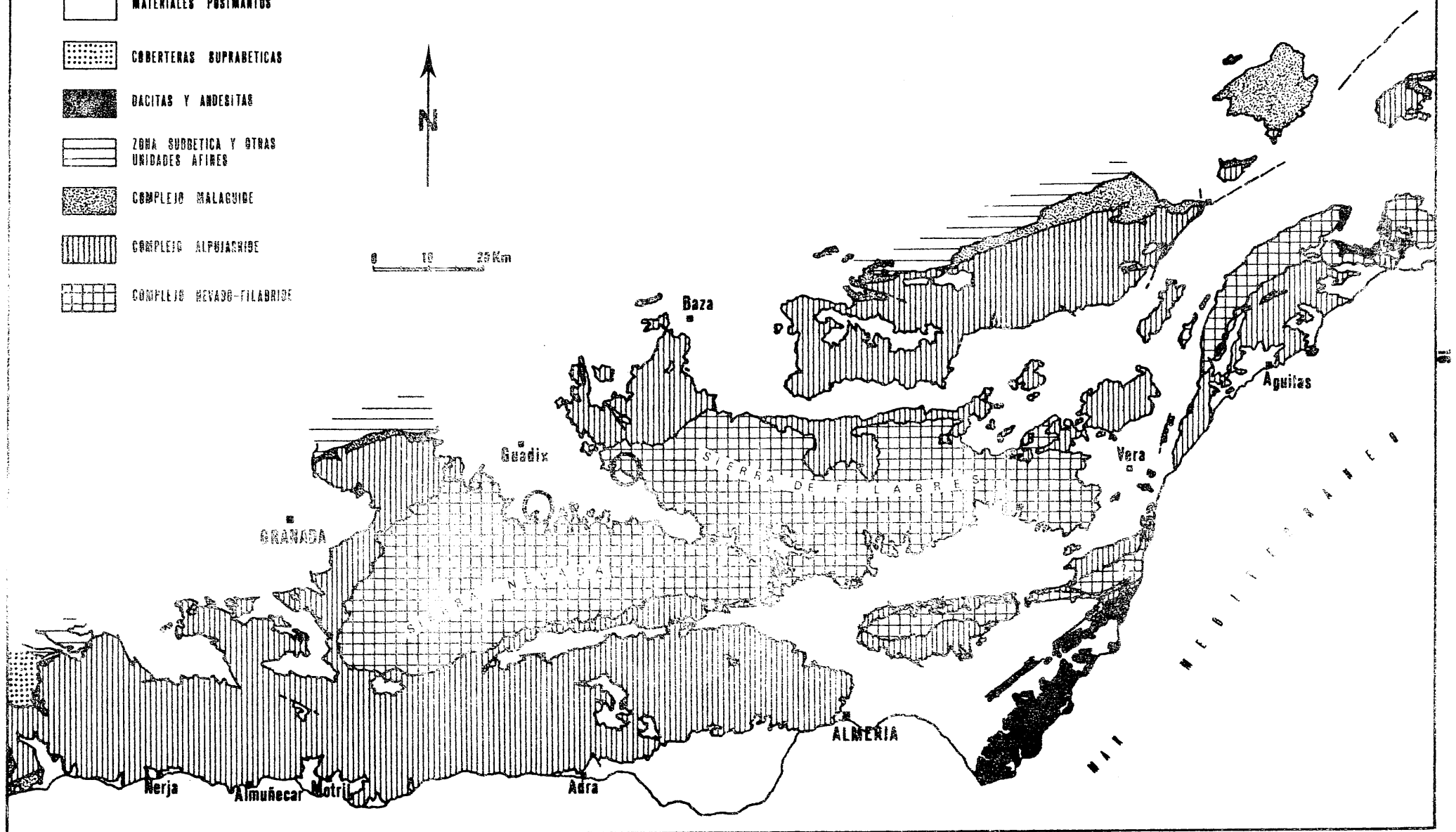
Fig.2. ESQUEMA TECTONICO DE LA ZONA BETICA

LEYENDA

-  MATERIALES POSTMANTOS
-  COBERTERAS SUPRABETICAS
-  DACITAS Y ANDEBITAS
-  ZONA SUBBETICA Y OTRAS UNIDADES AFINES
-  COMPLEJO MALAGUIDE
-  COMPLEJO ALPUJARRIDE
-  COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE



0 10 25 Km



#### IV. 2. COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE.

Las investigaciones más recientes efectuadas sobre este complejo ponen de manifiesto la existencia de varias interpretaciones sobre su evolución tectonometamórfica, en algunos aspectos sustancialmente diferentes.

##### IV. 2. 1. SUBDIVISION TECTONO-ESTRATIGRAFICA.

EGELER (1963) definió el Complejo Nevado-Filábride y englobó en él las dos Unidades definidas por BROUWER (1926) como "cristalino de Sierra Nevada" y "Mischungszone". El descubrimiento en la Sierra de los Filabres de un metaconglomerado en la base de la secuencia asimilables a una cobertera permo-triásica, llevó a este autor a interpretar como una discordancia estratigráfica las relaciones entre las dos unidades antes mencionadas, atribuyéndole a esta discordancia una edad hercínica.

De acuerdo con las investigaciones realizadas por diversos autores holandeses, y siguiendo la nomenclatura de HELMERS y VOET (1967), en el SW de la Sierra de los Filabres se pueden diferenciar cuatro unidades tectónicas denominadas (de abajo a arriba): Unidad de Nevado-Lubrin, Unidad de Chive-Macael, Unidad de Bédar y Unidad de Almocaizas. Todas estas unidades muestran un desarrollo litoestratigráfico parecido y en cada una de ellas se pueden diferenciar rocas "antiguas" y rocas "más jóvenes" asimilables a un zócalo paleozoico y a una cobertera permo-triásica respectivamente, separados ambos por un delgado y discontinuo paquete de metaconglomerados.

En el ámbito de Sierra Nevada, en su parte occidental, PUGA (1971) divide el Complejo Nevado-Filábride en tres Unidades superpuestas tectónicamente, y que de abajo a arriba denomina:

- Unidad de Sierra Nevada.
- Unidad de la Caldera.
- Unidad de las Sabinas.

La Unidad de Sierra Nevada incluye parte de los materiales del "Cristalino de Sierra Nevada" de BROUWER (1926), mientras que las Unidades de la Caldera y de las Sabinas engloban el resto de los materiales de aquel así como los pertenecientes a la Mischungszone.

Posteriores investigaciones en Sierra Nevada, llevaron a PUGA et al. (1974) a proponer una nueva terminología. Diferencian dos mantos principales, denominados, de abajo a arriba, Manto del Veleta y Manto del Mulhacén y los incluyen a ambos bajo el nombre de Complejo estructural de Sierra Nevada (1).

El Manto del Veleta está constituido por una sola Unidad, mientras que el del Mulhacén lo componen una o varias Unidades (hasta tres) según la transversal. Para la denominación de estas diferentes Unidades, PUGA et al. (op. cit.), proponen la asignación de un nombre local para cada sector, dadas las diferencias litológicas existentes entre los materiales de unas zonas a otras. A continuación se da la terminología propuesta para la Hoja Geológica nº 1011 (Guadix) a escala 1:50.000 y su relación con la nomenclatura dada por PUGA (1971) para las Unidades estructurales equivalentes:

	<u>PUGA et al. (1974)</u>	<u>PUGA (1971)</u>
M. Mulhacén	U. de Doler ----- U. del Cerro del Cardal -----	U. de las Sabinas U. de la Caldera
M. Veleta	U. de Ferreira -----	U. de Sierra Nevada

---

(1) La razón del cambio de denominación de Complejo Nevado-Filábride por el de Complejo de Sierra Nevada, para el ámbito de dicha sierra, la basan en las diferencias tanto petrológicas como de interpretación que existen entre las áreas de Sierra Nevada y Sierra de Filabres. No obstante he preferido seguir usando el término Nevado-Filábride por ser el más extendido en la bibliografía.

El Manto del Veleta está constituido por un potente zócalo de unos 6.000 m de potencia aparente, formado por una serie monótona de micaesquistos grafitosos con intercalaciones cuarcíticas, coronado por un paquete de 200 m de micaesquistos y cuarcitas feldespáticas.

El Manto del Mulhacén presenta una mayor variedad litológica que el del Veleta. De entre todos los materiales que componen las diferentes Unidades tectónicas que lo constituyen, sólo la parte basal de la Unidad de la Caldera, formada por unos 200 m de micaesquistos muy grafitosos, puede ser clasificada con seguridad como zócalo ( PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976).

Aparte de las Unidades ya mencionadas, en el Complejo Nevado-Filábride se encuentran otros afloramientos de los denominados "mármoles conglomeráticos y metacineritas" (DIAZ DE FEDERICO, 1974). Estos materiales, posteriormente llamados "Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos" (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976), se depositan -en su opinión- discordantemente sobre las Unidades Nevado-Filábrides durante un período de relativa calma orogénica, situado entre el primer y segundo acontecimiento metamórfico alpino. Su actual posición entre las diferentes Unidades es debida a la tectónica de superposiciones.

En la fig. 3 se reproduce un plano de Sierra Nevada con la distribución espacial de Unidades, según PUGA et al (1976). Así mismo en la tabla 1 se reproduce un esquema -de los mismos autores- con las litologías de las Unidades y las relaciones entre estas últimas.

En el área de la Sierra de Baza, estribación SW de la de los Filabres, GOMEZ-PUGNAIRE (1979) ha propuesto una nueva terminología basada en las diferencias tanto petrológicas como, sobre todo, de interpretación respecto a lo publicado en otras áreas. Así, divide al Complejo Nevado-Filábride en dos Unidades estratigráficas, inferior

y superior, denominadas Unidad de Cerro Bermudez y Unidad de Charches, respectivamente.

La Unidad de Charches, que se superpone tectónicamente a la de Cerro Bermudez, engloba a las de Caldera y Sabinas definidas por PUGA (1971). En su opinión, ésta última representa la parte superior de la cobertura permo-triásica, localmente superpuestas tectónicamente sobre los materiales más inferiores de la cobertura. Así mismo, considera a las rocas correlacionables con la Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos de PUGA et al. (1976) como sedimentos continentales intra triásicos depositados en cuencas restringidas con fuerte evaporación.

En la tabla 2 se da una síntesis de las litologías de los materiales más representativos que afloran en la comarca del Marquesado y se resumen las distintas sistematizaciones y terminologías de Unidades y Formaciones propuestas por diferentes autores.

#### IV. 2. 2. METAMORFISMO ALPINO.

Tanto las rocas del zócalo paleozoico como las de la cobertura permo-triásica han sido efectuadas por el metamorfismo regional desarrollado durante la orogenia alpina. En los zócalos, este metamorfismo se superpone a otro prealpino de carácter regional y, localmente, a un metamorfismo prealpino de carácter térmico (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976).

El metamorfismo alpino ha tenido un carácter polifásico y plurifásico. Se han desarrollado cuatro fases principales de deformación con desarrollo de pliegues y esquistosidades, de muy diferentes estilos según las fases, zonas y tipos de materiales. Cada fase ha ido acompañada por un mayor o menor desarrollo de blastesis sin y postectónicas.

Los primeros estudios de detalle sobre el metamorfismo alpino fueron realizados por NIJHUIS (1964) y DE ROEVER et al. (1964) en el



SW de Sierra de los Filabres. Estos autores establecen que se trata de un metamorfismo polifásico y plurifacial desarrollado en cuatro etapas sucesivas con las siguientes características: 1ª etapa (sincinemática) con desarrollo de facies de esquistos verdes con glaucofana; 2ª etapa (sincinemática) con desarrollo de facies de esquistos verdes, subfacies Q-Ab-Ep-Alm; 3ª etapa (postcinemática) con desarrollo de facies de esquistos verdes, subfacies Q-Ab-Mo-Cl y 4ª etapa (postcinemática) con desarrollo de facies de anfibolitas almandínicas.

Trabajos más recientes en el área de Sierra Nevada han permitido a PUGA et al. (1976) reagrupar la historia metamórfica de esta Sierra en dos grandes acontecimientos (Eoalpino y Alpino s. str.) cada uno de los cuales consta de varias etapas de deformación y blastesis. Ambos acontecimientos - según su opinión - están separados entre sí por una etapa de retrometamorfismo generalizado. Según PUGA et al. (op. cit.) el metamorfismo Eoalpino (probablemente Cretáceo Superior Paleoceno) desarrolla facies de esquistos verdes glaucofaníticos, con eclogitas del tipo C de Coleman et al., en el Manto del Mulhacén, y facies de esquistos verdes de presión intermedia en el Manto del Veleta. Las máximas condiciones termodinámicas alcanzadas durante este acontecimiento en el Manto del Mulhacén, deducidas de la asociación distena-zoisita-cuarzo y de la presencia de onfacita con 40% de jadeita, indican unas condiciones algo superiores a 10 Kb para una T<sub>e</sub> de 450<sup>o</sup> C. Sin embargo, nuevas determinaciones del contenido en jadeita de los piroxenos, así como la presencia de inclusiones de deerita en cristales de cloritoide, puestas de manifiesto por GOMEZ-PUGNAIRE (1979), llevan a esta última autora a estimar unas condiciones de presión mínimas del orden de 14 Kb.

El metamorfismo alpino s. str. (probablemente oligoceno.- Mioceno inicial) oblitera en gran parte las paragénesis Eoalpinas. Desarrolla facies de anfibolitas de albita-epidota a anfibolitas almandínicas en el Manto del Mulhacén, y facies de esquistos verdes a anfibo-

litas de albíta-epídota en el Manto del Veleta. Las máximas condiciones de presión y temperatura alcanzadas están comprendidas entre los márgenes de 500° C a 4,5 Kb y 550° C a 7,5 Kb (PUGA et al. 1976). GOMEZ-PUGNAIRE (1979) deduce unas condiciones de  $T^{\circ}$  más altas, por encima del límite superior de estabilidad de la estauroлита, que designan el climax térmico alcanzado en el metamorfismo alpino (615° C) producido en la fase estática post  $S_2$ .

Para PUGA et al. (op. cit.), ambos acontecimientos metamórficos son el resultado de sendas subducciones de una placa litosférica en las que el Manto del Mulhacén sería el más próximo a la geosutura. La existencia de esta segunda subducción explicaría la etapa de retrometamorfismo generalizado entre ambos acontecimientos metamórficos. GOMEZ-PUGNAIRE (op. cit.) no reconoce la existencia de esta etapa de retrometamorfismo y por tanto explica los dos procesos metamórficos mediante un sólo proceso de subducción. El segundo acontecimiento metamórfico, de menor presión y mayores temperaturas, se produciría por la lenta recuperación de las isotermas en respuesta a la ascensión de la placa litosférica subducida.

#### Fases metamórficas de deformación.

Como ya se ha dicho anteriormente, se distinguen cuatro fases sucesivas de deformación denominadas:  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  y  $D_4$ , la primera desarrollada en el acontecimiento Eoalpino y las otras tres durante el alpino s. str.

En la fase  $D_1$  se producen macro y micropliegues isoclinales de la estratificación ( $S_0$ ), con estilos que varían de paralelo a similar dependiendo de la competencia de los materiales afectados. Esta fase va acompañada de una fuerte blastesis y desarrollo de una esquistosidad continua ( $S_1$ ), de plano axial, a favor de cuyas superficies se producen transposiciones de la  $S_0$ . Las superficies  $S_1$  son paralelas

a las  $S_0$  en los flancos de los pliegues y por tanto a las alternancias de diferentes litologías.

Durante la fase  $D_2$  se originan pliegues  $P_2$  de estilos parecidos a los  $P_1$ . Acompañando a esta deformación se produce abundante blastesis y formación de una esquistosidad continua de crenulación ( $S_2$ ) paralela a los planos axiales de los pliegues  $P_2$ . En los flancos de estos pliegues hay una fuerte tendencia a la paralelización de las superficies  $S_2$  con las  $S_1$  y  $S_0$ . Las estructuras desarrolladas en estas fases son, en general, las más patentes. Son así mismo frecuentes las transposiciones de las estructuras  $S_0 + S_1$  a favor de las superficies  $S_2$ .

En las fases  $D_3$  y  $D_4$  se producen estructuras penetrativas mucho menos continuas que en las fases anteriores. Así mismo van acompañadas de escasa blastesis. Los pliegues  $P_3$  y  $P_4$  suelen ser más abiertos que los  $P_1$  y  $P_2$  y con planos axiales bastante verticales aunque también se pueden observar transiciones a pliegues de tipo isoclinal. Localmente estas fases de deformación van acompañadas de desarrollo de esquistosidad de fractura o crenulación, dependiendo de la competencia de los materiales afectados.

Fig. 3. - COMPLEJO DE SIERRA NEVADA EN LA PARTE CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BETICAS (Según PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976).

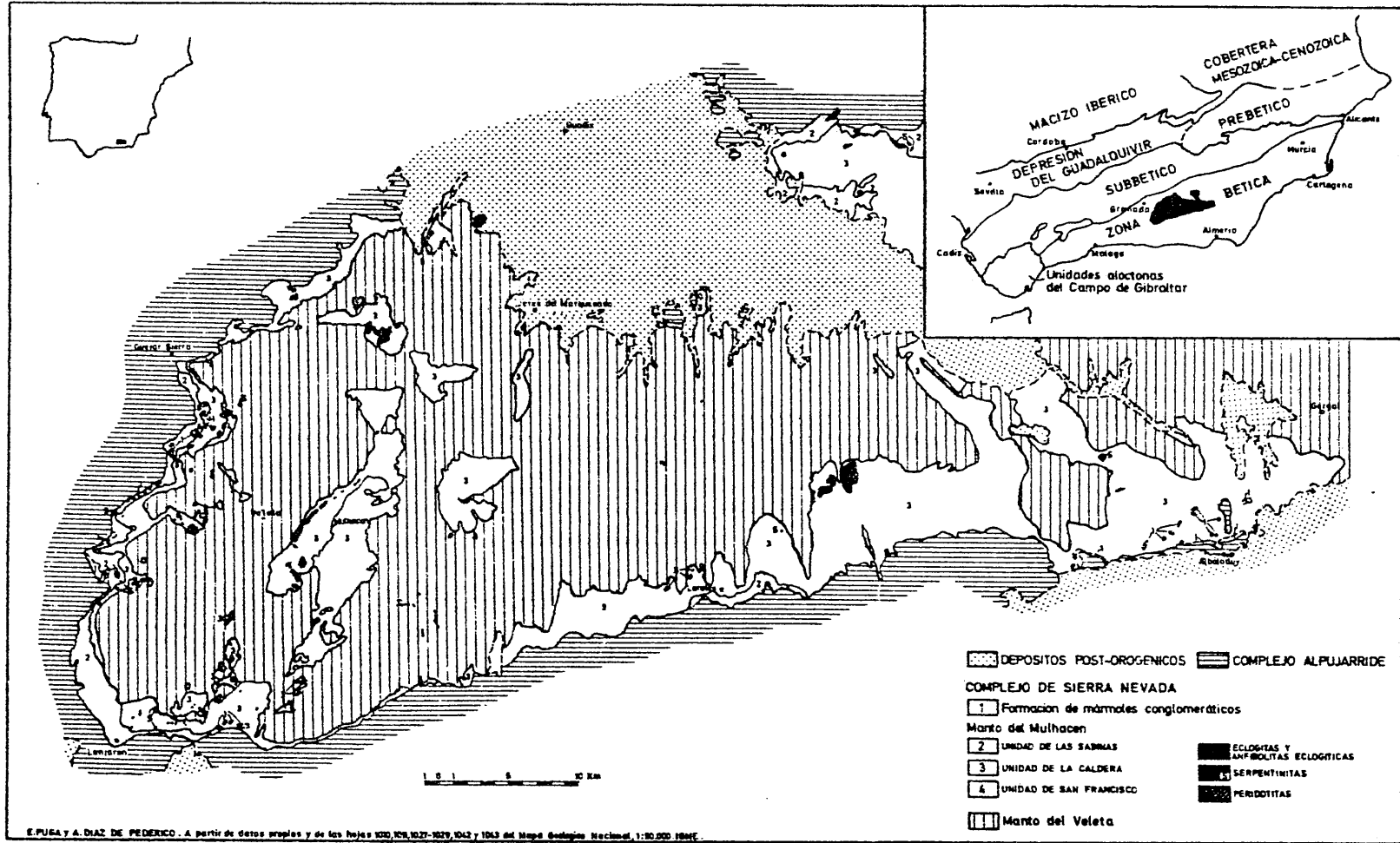


Tabla 1.- Relaciones entre Unidades Nevado-Filábrides y síntesis de las litologías de cada una de ellas. (Según PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976).

Unidades		Formaciones litológicas	Superficie separación	Potencia máxima	
<b>MANTOS ALPUJARRAIDES</b>					
MANTOS NEVADIDES (COMPLEJO DE SIERRA NEVADA)	MANTO DEL MULHACÉN	Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos.	Tramo de filitas y micasquistos de grano fino. Tramo de tufitas	corrimiento metros 40 m	
		Unidad de las Sabinas	Formación de mármoles	discordancia	100 m
			Formación de micasquistos		200 m
			Ortogneises fengíticos		40 m
			Serpentinitas		afloram. máx. de 400x200 m
	Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos	Tramo de filitas y micasquistos de grano fino. Tramo de tufitas	corrimiento	100 m 40 m	
	Unidad de la Caldera	Formación de mármoles con granates	discordancia	40 m	
		Formación de micasquistos faldespáticos y anfibólicos		300 m	
		Formación de micasquistos con grafito, cloritoide y distena		200 m	
		Anfibolitas eclogíticas		afloram. máx. de 2x1 Km metros	
Unidad de S. Francisco	Ortogneises moscov.	duplicación	25 m		
	Ortogneises pegmatoide		500x300 m		
	Serpentinitas		2,8x1,5 Km		
	Peridotitas				
Unidad de S. Francisco	Formación de micasquistos	corrimiento	200 m		
MANTO DEL VELETA		Formación de micasquistos y cuarcitas feldespáticos	corrimiento	200 m	
		Formación de micasquistos grafitosos Serpentinitas Anfibolitas	no visible	6.000 m 250x150 m metros	

Tabla 2. - Síntesis sobre las distintas sistematizaciones y terminologías de Unidades Nevado-Filábrides, utilizadas en el sector estudiado.

MATERIALES	PUGA et al. (1974) ( Area de Sierra Nevada )			GOMEZ-PUGNAIRE (1979) ( Area de Sierra de Baza )			BROUWER (1926)
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mármoles</li> <li>- Ortogneises</li> <li>- Micaesquistos y cuarcitas</li> </ul>	MANTO DEL MULHACEN	C o b e r t e r a	UNIDAD DE DOLAR ( U. de Las Sabinas )	UNIDAD DE CHARCHES	C o b e r t e r a	Formación de Las Piletas	M I S C H U N G S Z O N E
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Micaesquistos de grano fino</li> <li>- Mármoles conglomeráticos</li> </ul>			Formación de Tufitas y sedimentos intraorogénicos			Formación del Cerro de los Lobos	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mármoles</li> <li>- Micaesquistos feldespáticos y anfibólicos</li> <li>- Ortogneises</li> <li>Serpentinitas</li> <li>- Metabasitas</li> </ul>			MANTO DEL ZÓCALO			C o b e r t e r a	
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Micaesquistos grafitosos</li> </ul>	UNIDAD DE FERREIRA  ( U. de Sierra Nevada )	UNIDAD DE C. BERMUDEZ		Formación del Raposo	C R I S T A L I N O D E S I E R R A N E V A D A		
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Micaesquistos y cuarcitas feldespáticas</li> <li>- Micaesquistos grafitosos</li> </ul>	MANTO DEL VELETA	Zócalo; ¿C.?	UNIDAD DE FERREIRA  ( U. de Sierra Nevada )	U. DE C. BERMUDEZ		Zócalo	UNIDAD DE CERRO BERMUDEZ

## V. ANTECEDENTES GEOLOGICO-MINEROS DE LOS YACIMIENTOS.

Dado el carácter específico de esta Tesis, se ha creído conveniente efectuar una revisión, lo más completa posible, sobre los antecedentes tanto de labores mineras como de las ideas genéticas emitidas sobre estos yacimientos.

En la mayor parte de los trabajos efectuados con anterioridad, los yacimientos de Alquife y de Las Piletas han sido considerados como criaderos independientes y sin conexión. Sólo en ciertos casos se han efectuado algunos intentos de correlación entre ambos sectores mineros (FONTBOTE 1968, TORRES-RUIZ 1975). Es por ello que se hace obligado hacer esta revisión de antecedentes en dos apartados diferentes, correspondientes a cada uno de estos sectores.

Para una mayor brevedad y fidelidad en la síntesis de las ideas emitidas por diferentes autores, con frecuencia, recorro a reproducir párrafos rextuales.

### V. 1. COTO MINERO DE LAS PILETAS.

El primer trabajo de detalle encontrado es el que realiza MALDONADO (1922) sobre los yacimientos de hierro de las zonas de Huéneja y Dolar - Las Piletas. Para este autor aparecen tres clases de criaderos de hierro en esta zona:

"Unos encajando con las capas calizas, de origen metasomático, otros, formados por capas sedimentarias interestratificadas concordantemente entre otras de filadios talcosos y otros constituidos por rellenos de fracturas y, por tanto, de carácter francamente filoniano.

En los primeros, las calizas se encuentran sustituidas por los óxidos férricos, bajo las variedades de oligisto y hematites roja, hidratándose estos últimos y dando ello lugar a limonitas, en su variedad "hematites parda". En los segundos, el mineral que es fosforoso, aparece bajo la forma de hematites, tanto roja como parda, si bien predominando esta última varie-

dad. En los terceros, además de la hematites y oligisto, se encuentran los carbonatos de hierro con otros carbonatos y sulfuros como impurezas. Son, pues, estas clases de criaderos "protógenos" o de primera formación, y dentro de esta clasificación, epigenéticos, los de sustitución, y filonianos, por haber sido formados con posterioridad a las rocas donde encajan, y singenéticos, los que aparecen en capas sedimentarias por haberse constituido simultáneamente con ellas".

A continuación hace una descripción de los diferentes tipos de criaderos detallando las concesiones mineras que comprende cada tipo. Así mismo describe las diferentes labores mineras realizadas, estima la cubicación del mineral reconocido y probable, y especifica la situación de las minas respecto a las vías de comunicación.

Sobre las mineralizaciones que denomina en capas sedimentarias indica que la dirección y buzamiento de las capas metalíferas no se puede fijar de manera constante ya que los depósitos se han formado siguiendo las sinuosidades del terreno superficial. No obstante predomina la dirección NE a SE con inclinaciones variadas que empiezan en 25° en los primeros 100 m y después unos 5°, habiéndose reconocido tres capas de las cuales la inferior tiene una potencia de 3 a 5 m, la media de 6 a 8 m, y la superior oscila entre 3 y 4 m.

Respecto a las mineralizaciones que cataloga como debidas a sustitución de las calizas, dice que son aún menos determinables las características de dirección y buzamiento, ya que las sustituciones se han verificado en consonancia con las variaciones en los caracteres físicos de las calizas encajantes, dando lugar a bolsadas grandes en algunos lugares y a pequeñas vetas en otras.

SIERRA (1928), dentro de un estudio sobre "Hierros de Almería y Granada" (efectuado en colaboración con Guardiola), al referirse a los yacimientos del término de Huéneja, Coto de Las Piletas, dice tex-



tualmente:

"En la falda SO de la Sierra de Baza y en la parte del término de Huéneja, lindando con el de Charches, se hayan las concesiones que forman el grupo enclavado en la cortijada de Las Piletas. El número de concesiones es de 34 con un total de 1.316 hectáreas de las que sólo se han trabajado 6 ó 7 minas.....

..... Todos los yacimientos que en la zona de Las Piletas encontramos son de sustitución de las calizas. Debe no obstante dividirse en dos grupos: 1.- Yacimientos en las calizas triásicas inferiores y 2.- Yacimientos en las calizas tabulares interestratificadas con las pizarras talcosas".

Describe seguidamente cada uno de estos grupos de yacimientos y efectúa un análisis detallado de las concesiones y labores mineras, así como una evaluación económica de los criaderos.

En relación con el yacimiento localizado en las "calizas triásicas inferiores", indica que es el más extenso y el que ha dado lugar a todas las labores efectuadas superficialmente.

Respecto al yacimiento enclavado en las "calizas tabulares...." señala que consta de tres capas formadas por sustitución de dichas calizas.

DE ALBACETE MENDICUTI (1945) publica una breve reseña sobre el distrito minero de Granada en la que describe, entre otros, estos yacimientos. En sus opiniones muestra una perfecta concordancia de criterios con las emitidas anteriormente por Maldonado.

FONTBOTE (1968) es el primer autor que, al tratar el yacimiento de Alquife y antes de abordar el capítulo genético, efectúa una comparación de éste con los yacimientos de Las Piletas. Considera que este último yacimiento está constituido por dos grupos de mineralizaciones

enclavadas en la parte superior de la Mischungzone: 1) masas de sustitución, que forman las reservas más importantes y 2) lentejones estratiformes. Respecto al primer grupo al que considera de la misma génesis que el criadero de Alquife, dice lo siguiente:

"En las masas de sustitución, el mineral primario y principal es el oligisto, se presenta este mineral en su variedad especular y micacea, con frecuencia inalterado, aunque también se observan todos los grados de alteración hasta llegar a aparecer completamente transformado en limonita.....

En cuanto a la composición, hay pues parte del yacimiento que es totalmente idéntico a la de Alquife. Desde el punto de vista morfológico, la similitud es total, sin más diferencias que el tamaño de las masas mineralizadas, que es mucho menor. Su localización geológica es la misma que en Alquife, es decir que las masas arman en las calizas marmóreas - aquí más dolomíticas - de la parte superior de la Mischungzone".

Para este autor la sustitución se efectuó en forma de oligisto y debió ser relativamente precoz ya que la mineralización se encuentra afectada por la linearidad N15E general de las rocas metamórficas del sector. Para el origen de las soluciones mineralizantes invoca dos posibles causas: a) debido a removilización por vía hidrotermal, en relación con los procesos de metamorfismo, de un yacimiento estratiforme de tipo exhalativo-volcánico y que debió de existir previamente ó b) debido a un proceso hidrotermal metasomático precoz, coetaneo con los exhalativo-volcánicos antes aludidos. En su opinión la primera hipótesis es la más probable.

ARANA (1973) da algunos detalles de tipo mineralógico sobre algunas muestras tomadas de la mineralización aflorante en el Cerro de los Lobos y encajante en mármoles de la Mischungzone:

"La mineralización se dispone en bancos de 1-4 m de potencia, concordantes con la estratificación y está formada por hematites y goethita; la ganga es el mármol ya muy alterado. El

contacto de las capas mineralizadas es muy Irregular y hace suponer una cierta removilización de los minerales ya existentes con precipitación de nuevos óxidos de hierro".

Opina que gran parte de la mineralización es anterior al metamorfismo, ya que está afectada por la esquistosidad y le supone una temperatura de formación de 250°C, deducida de algunas experiencias de decrepitemetría sobre cristales de hematites especular. No obstante, no discute la incongruencia de estas dos afirmaciones.

PEREZ DEL VILLAR et al. (1974) publican una nota sobre los yacimientos de hierro de Las Piletas en la que estudian, fundamentalmente, la mineralización existente en la base de los mármoles cipolínicos de la Mischungzone superior, constituida por hematites especular. Basándose en las características texturales y estructurales de las menas, su concordancia con las rocas encajantes, y la escasa variedad entre los minerales de la mena, deducen que el yacimiento se debió formar por un proceso sedimentario y que posteriormente fué metamorfizado durante la orogenia alpina. Durante este último proceso se formaría la hematites especular a partir de óxidos y/o hidróxidos de hierro primarios. Le asignan una posible edad permo-triásica de acuerdo con lo generalmente admitido para la Mischungzone.

Finalmente TORRES-RUIZ (1975) estudia los yacimientos del sector norte de la zona de Las Piletas a los que correlaciona con el criadero de Alquífe sobre la base de la perfecta congruencia que existe entre las rocas encajantes de dichos sectores mineros y la presencia de ambos de algunos tipos de mineralizaciones idénticas mineralógica y químicamente. Divide las mineralizaciones de Las Piletas en tres tipos: a) Mineralización sedimentaria estratiforme afectada por el metamorfismo alpino. Está constituida por hematites especular y magnetita. b) Mineralización de reemplazamiento de rocas carbonatadas, constituida en la actualidad por hematites y goethita y c) Mineralización de relleno de cavidades cársticas. Considera a los dos últimas mineralizaciones derivadas de

las primeras.

## V.2. YACIMIENTO DE ALQUIFE.

Este yacimiento ha sido considerado clásicamente como un criadero de origen metasomático, encuadrado dentro del tipo mundial Bilbao B-1. Sucesivamente, autores como MALDONADO (1922), GUARDIOLA (1928), PASTOR (1948), MARIN (1949), ROZIERE (1959), DUPUY DE LOME (1959) y FONTBOTE (1968) se han mostrado partidarios de esta hipótesis si bien difieren entre sí en diversos aspectos como el origen de las soluciones mineralizantes y el modo en que se produce el reemplazamiento. MAILLOT (1971) propone un modelo genético muy diferente a los anteriores, basado en una hipótesis de tipo singenética sedimentaria paleocárstica.

A continuación efectuo un resumen de las principales ideas de tipo genético emitidas por diferentes autores sobre este criadero:

MALDONADO (1922) es el primer autor que trata directamente el yacimiento. Hace un estudio descriptivo, analiza las técnicas de laboreo y evalúa las reservas. Respecto a la génesis opina lo siguiente:

"Los criaderos de la zona de Alquife pertenecen a la categoría de yacimientos epigenéticos no filonianos, en rocas estratiformes. Las masas de mineral han sido formadas con posterioridad a las rocas que le sirven de caja mediante el reemplazamiento metasomático del carbonato cálcico por el ferroso.

La hipótesis más sencilla sobre este tipo de criaderos, es la que supone que los manantiales termales procedentes del interior de la tierra, cargados con carbonato ferroso, disueltos mediante un exceso de ácido carbónico que contenían las aguas, accionaron sobre las calizas, que fueron desalojadas por ser más fácilmente solubles en estas condiciones, quedando en su lugar el carbonato de hierro. Después, por la acción del tiempo y por la circulación con-

tinuada de aguas cargadas de oxígeno, el carbonato de hierro depositado que se encontraba no muy lejos de la superficie sufrió una descomposición, con pérdida de ácido carbónico sobreoxidándose en presencia de oxígeno para dar lugar a hematites".

Continúa este autor poniendo de manifiesto la dificultad de este tipo de criaderos para determinar su dirección, inclinación y buzamiento. Dice que parece deducirse que las aguas mineralizadoras circularon por el contacto de las calizas con las micacitas granatíferas que forman el estrato cristalino en estas zonas y penetraron por las fracturas ocasionadas en las calizas por los levantamientos posteriores, produciéndose los fenómenos de metasomatismo. Estas fracturas forman dos sistemas, uno de dirección E-W que llama longitudinales y otro transversal que cruzan a las anteriores. Las primeras fueron las más importantes. Finalmente pone de manifiesto la existencia de otro sistema de fracturas posteriores a la formación del yacimiento.

GUARDIOLA (1928) también sitúa este yacimiento entre los de origen metasomático. Lo interpreta como debido a la oxidación y doble descomposición de sulfuros metálicos de origen eruptivo y de carbonatos de cal sedimentarios respectivamente. En principio le atribuye una posible edad hercínica, pero más tarde, traslada la edad de la roca de caja al Muschelkalk. De su estudio cabe destacar:

"La caliza cristalina, roca madre en esta zona de importantes mineralizaciones, asoma en el caso de Alquife como un isleto al borde Sur de la Formación de Guadix. Sugiere esta particularidad la idea de su probable continuidad por bajo de ella, acompañada de minerales oxidados o carbonatados, según la situación que el nivel de estas aguas pudo alcanzar en los últimos periodos geológicos tan propensos a oscilaciones por movimientos epirogénicos.

..... Son los criaderos de este distrito ferrífero restos de extensa formación de origen metasomático que hemos supuesto hercínicos, porque vemos una cierta relación entre ella y las interposiciones o intrusiones de rocas

hipogénicas de aquella misma edad, como son los asomos de diabasas de Bayarcal, Paterna y Puerto de Huéneja al Sur y Este de Sierra Nevada, que si bien se encuentran a grandes distancias de estos criaderos, tampoco aparecen en sus proximidades rocas de otra especie, no pudiendo excluirse la hipótesis de que aquellos asomos se repitan bajo la extensa llanura aluvial de Guadix próximos a los criaderos con que se relacionan. Dichas rocas hipogénicas son todas de la misma naturaleza y procedencia: es decir, del mismo magma profundo regional.....".

Para este autor resulta evidente una relación y dependencia entre los filones de carbonatos de hierro y sulfuros polimetálicos existentes en las proximidades de Guejar Sierra, Aldeire, Lanteira, Capileira y Jeres del Marquesado y las masas ferríferas de Alquífe. Las fracturas de las pizarras servirían de conductos de ascenso, y las calizas supuestas de zona de expansión a las metalizaciones.

Piensa, así mismo, que en virtud de acciones secundarias, oxidaciones e hidrataciones que tienen lugar por encima del nivel hidrotático, los carbonatos que formaban el relleno primitivo se han transformado en sesquióxidos anhidros e hidratados.

DE ALBACETE MENDICUTI (1945), en su reseña del distrito minero de Granada, al tratar este yacimiento, menciona prácticamente las mismas ideas genéticas emitidas por Maldonado con las que está en perfecto acuerdo.

CAYEUX (1948) realiza un estudio microscópico sobre algunas muestras pertenecientes a este criadero y dice textualmente:

"Hématites rouges imprégnés partiellement de martite qui, en lumière réfléchi, montrent un aspect métallique; on observe aussi la présence, dans certains zones, d'hématites brunes. La calcite y est présente avec beaucoup plus d'abondance que ne pourrait le faire croire l'examen aculaire. Sur le bord des inclusions calcaires les hématites rouges prennent plus

ou moins nettement des formes rhomboédriques et, dans leur intérieur, on constate nettement parfaits. Ces cristaux ont invariablement les caractères optiques de la calcite et jamais de la sidérose<sup>11</sup>.

PASTOR (1948) inicia su trabajo sobre este criadero haciendo una revisión y crítica de algunas de las conclusiones emitidas por Guardiola con quién no está de acuerdo en dividir los tramos carbonatados de esta zona en dos: uno inferior marmóreo perteneciente al estrato cristallino y otro de calizas triásicas. Este autor niega la existencia de los anteriores mármoles y se inclina a considerar como triásicas a todas las calizas de Alquife, La Calahorra y Huéneja. Considera así mismo a las calizas de los Cerros del Castillo de La Calahorra y Juan Canal como prolongaciones de la misma banda calcarea de Alquife. En lo referente al aspecto genético dice:

<sup>11</sup> En Alquife, el proceso de formación de sus mineralizaciones oxidadas, sin resto alguno de siderosa pero con abundantes muestras de pseudomorfismo de este elemento y escasísimos minerales sulfurados, puede interpretarse bien por oxidación y doble descomposición entre sulfuros metálicos de origen eruptivo y carbonatos de cal sedimentarios, o bien por oxidación de la siderosa depositada directamente en terrenos calizos por una solución carbonatada. Nos inclinamos a admitir la primera y más corriente de estas dos soluciones, y aunque, de igual manera que la segunda, no justifique suficientemente la ausencia notable del carbonato de hierro y la misma escasez en azufre.

La falta de siderosa que corrientemente suele constituir la base o fondo de los criaderos de hierro de igual naturaleza que el de Alquife, solo la concebimos como consecuencia de que las acciones secundarias (oxidaciones e hidrataciones) que la debieron convertir en hematites roja - y que hay que suponer solamente posibles por encima del nivel hidrostático -, ocurrieron coincidentemente con grandes oscilaciones de este nivel acuffero, que, al menos durante el tiempo preciso para terminar la reacción oxidante, debió quedar por debajo de las zonas alcanzadas hasta hoy por las labores y sondeos más profundos del yacimiento.

Por su parte, la escasez de elementos sulfurados pudiera provenir de que la avenida metalífera que cristalizó en Alquife, viniera ya en forma de carbonato (solución no

imposible que antes descartamos a sentimiento), o por el hecho de que, aún siendo sulfurada, los compuestos que originó precipitaran en zonas más profundas que las actuales o fueran eliminados **per** descensum por efecto de un prolongado meteorismo local".

En cuanto a las posibles relaciones o dependencias entre el yacimiento de Alquife y los filonianos de sus cercanías (Lanteira, Jeres y Aldeire), opina que hay que admitirlas en mayor o menos grado aunque este sea un punto poco estudiado. Piensa que estos filones alpinos podrían haber sido las chimeneas o vías de acceso de las soluciones.

MARIN (1949) efectúa una revisión de los distritos mineros más importantes de España en la revista Minería y Metalurgia. Según su opinión, los criaderos de hierro del Cerro de Alquife y el Marquesado forman una provincia metalogénica que tiene su prolongación en otros muchos yacimientos de las provincias de Granada y Almería. En la mayoría, el mineral de hierro se presenta bajo la forma metasomática, en las calizas superiores del Trias, y apunta que no se puede dejar de considerar la probable conexión de estos yacimientos con otros que se presentan en la región en forma de filones atravesando las pizarras antiguas, como los de Lanteira, Jeres, Aldeire, y los más lejanos de Gergal y Olula de Castro. Así mismo, conecta, al mismo distrito minero y provincia metalogénica, todos los yacimientos de Sierra Filabres y los de las vertientes del Sur de Sierra Nevada, como los del Conjuro, Canjayan, Beines, etc.

Restringiéndose al criadero de Alquife dice:

"Las menas de Alquife son de hematites ricas y puras, y como todos los minerales sometidos a fuerte oxidación y metasomatismo, bastante limpios en fósforo y con una riqueza en hierro del 52 al 54%. Es muy interesante que tampoco existen en estos minerales ni azufre ni arsénico, de donde se deduce que no debe tener conexión con piritas. No existe nada de siderosa. Se presenta el mineral en masas calizas del Muschelkalk.



..... Por otra parte, el metal de hierro es como la sílice mineral ubíco, es decir, que se presenta en todas las fases de consolidación de un magma. Conviene repitamos que no se percibe alrededor roca eruptiva que haya podido formar por su diferenciación emulsiones mineralizantes.

Es indudable que el metasomatismo ha existido; la sustitución de la caliza por el mineral ha sido un hecho, ¿pero en qué forma?, ¿cómo era la masa magmática que aportó los mineralizantes?".

Después de analizar las diferentes hipótesis mencionadas, se inclina por las ideas de Pastor, o sea, por la acción de sulfuros metálicos sobre carbonatos de cal.

Así mismo piensa que de igual modo que las soluciones aprovecharon diaclasas y huecos en la caliza, estos fueron caminos fáciles para que llegaran los agentes exteriores al mineral y dieran lugar a las fuertes oxidaciones que presentan estos minerales, sin dejar resto alguno de siderita (sólo algunas pseudomorfosis) ni de azufre. Añade finalmente que los movimientos alpinos, desde el Eoceno al Mioceno, son los que han hecho ascender al magma, que debe haberse repartido en batolitos por todo el SE de nuestra península, dando origen a criaderos de diferente constitución.

DUPUY DE LOME (1959) efectua un informe geológico, (inédito), sobre las posibilidades de ampliación del criadero. En su estudio llega a la conclusión de que las calizas mineralizantes corresponden a la Mischung zone y no al Trias Alpujarride como algunos autores anteriores habían supuesto. A su juicio el criadero es de indudable origen metasomático y formado por sustitución de las calizas por carbonatos de hierro. Esta sustitución la sitúa con anterioridad, al menos, al último plegamiento de las Formaciones de la Mischungzone y a las fracturas de distensión subsiguientes.

La ausencia total de siderita la explica por el hecho de que las acciones oxidantes que la convirtieron en hematites tuvieron lugar por en-

cima del nivel hidráulico subterráneo. Considera, así mismo, muy probable la relación directa entre los filones de siderita y sulfuros polimetálicos que atraviesan el Paleozoico y el metasomatismo de las calizas de la Mischungzone. Para este autor la mineralización se produjo con anterioridad a las principales etapas metamórficas siendo estas las responsables de la oxidación de los carbonatos y sulfuros.

ROZIERE (1959) es de la misma opinión que los autores anteriores al considerar a este yacimiento producido por sustitución de las calizas de la Mischungzone por siderita, que posteriormente se transforma en hematites.

FONTBOTE (1968) se muestra también partidario de la hipótesis de sustitución sin bien difiere de los anteriores autores, sustancialmente, sobre la forma de producirse este reemplazamiento y el origen de las soluciones mineralizantes. Efectúa una comparación de este criadero con el de Las Piletas y dice literalmente:

"Según la nueva interpretación, los yacimientos de Alquife, -como el de Las Piletas en la parte de los mismos que se presenta en masas de sustitución - resultan esencialmente de un proceso hidrotermal que produjo la sustitución metasomática de parte de las calizas marmóreas (eventualmente mármoles dolomíticos) de la Mischungzone por oligisto. Esta es la que se puede considerar como mineralización primaria".

Continúa diciendo que con posterioridad al proceso de sustitución de las calizas se han desarrollado otros de removilización y alteración, siendo los primeros de alcance limitado, mientras que los segundos han tenido una gran importancia en el yacimiento de Alquife y han sido los responsables del reemplazamiento de la mineralización primaria por hematites roja de neoformación y limonita. Esta alteración es de origen supergénico.

Sobre la procedencia de las soluciones hidrotermales que originaron la mineralización primaria presenta dos hipótesis probables inclinán-

dose por la primera de ellas aunque dice no haber argumentos decisivos: a) removilización por vía hidrotermal en relación con los procesos de metasomatismo, de un yacimiento estratiforme vulcano-exhalativo de edad pérmica y/o triásica y b) proceso hidrotermal metasomático precoz, coetaneo de los exhalativos-volcánicos antes aludidos.

Esta removilización hidrotermal en ambos casos se efectuaría con anterioridad al desarrollo de la linealidad principal, que afecta a todas las rocas del sector, y que es contemporánea a la etapa metamórfica sincinemática a la que pertenecen las paragénesis de metamorfismo reconocidas como más antiguas en las rocas encajantes.

MAILLOT (1971) propone una nueva hipótesis genética radicalmente opuesta a las anteriores. Sobre la base del conocimiento geológico regional y local -según las interpretaciones de FALLOT (1948) y FALLOT et al. (1960)-, la morfología del yacimiento y caracteres del mineral, y la revisión de las teorías genéticas, propone para este yacimiento un origen singenético sedimentario paleocárstico producido durante varias etapas sucesivas de regresiones y transgresiones.

Respecto al origen del hierro apunta dos posibles interpretaciones: una sedimentaria detrítica y otra vulcano-sedimentaria.

TORRES-RUIZ (1975) realiza un estudio mineralogenético de este criadero y llega a la conclusión de que estas mineralizaciones no responden, en la actualidad, a un único proceso mineralogenético, sino que son el resultado de la asociación de varias mineralizaciones con características (morfológicas, texturales, mineralógicas.....) diferentes y que responden cada una al principal proceso que las ha conformado. Distingue las siguientes mineralizaciones:

- Mineralización en masas y bolsadas, formadas por reemplazamiento de las rocas carbonatadas marmóreas de la Unidad de Dolar.
  
- Mineralización detrítica de relleno de cavidades cársticas existentes en los mármoles anteriores.
  
- Mineralización en grietas y geodas.
  
- Mineralización en filones.

Relaciona este yacimiento con el de Las Piletas y propone un mismo origen primitivo sedimentario para ambos criaderos. Con posterioridad a las principales fases de metamorfismo alpino, y en relación con éste, se producen sucesivas removilizaciones que dan lugar a la formación de los diferentes tipos antes reseñados. Para el origen del hierro sugiere una procedencia volcánica relacionada con las manifestaciones ígneas de carácter básico tan abundante en las zonas Béticas y Subbética.

Además de los trabajos que he comentado en este capítulo de antecedentes, existen algunas otras referencias bibliográficas sobre estos criaderos entre las que se incluyen mapas metalogénicos, reseñas provinciales o regionales de minería, plan nacionales de minería, etc. En estos trabajos se recogen los datos e ideas de algunos de los diferentes autores anteriormente citados, razón por la cual no los he incluido en estos antecedentes aunque, no obstante, quedan recogidas en el capítulo final dedicado a la bibliografía.

## 2ª PARTE

- Descripción y estudio del yacimiento de Las Piletas.
- Descripción y estudio del yacimiento de Alquife.

## DESCRIPCION Y ESTUDIO DE LOS YACIMIENTOS.

Para la exposición de este capítulo he creído conveniente dividirlo en dos subcapítulos pertenecientes a cada uno de los dos sectores mineros estudiados: sector de Alquife y sector de Las Piletas.

La justificación de esta división se basa en los siguientes aspectos:

- Cada uno de estos sectores mineros tiene suficiente entidad individual como para, en un principio, ser considerados aisladamente.
  
- Entre ambos existen grandes similitudes en sus contextos geológicos y en algunos de los tipos de mineralizaciones que los constituyen lo que, como veremos más adelante, ha permitido correlacionarlos. No obstante, existen también sustanciales y grandes diferencias entre un yacimiento y otro, por lo que para una mejor claridad en la exposición he considerado exponer los resultados por separado.
  
- Así mismo esta división puede quedar justificada en función del orden con que se ha desarrollado este trabajo. En efecto, si bien es verdad que ya desde la obtención de un número suficiente de datos se presumía la buena correlación, incluso a nivel genético, de los yacimientos de ambas zonas, la constatación de este hecho ha sido la consecuencia del detallado estudio de cada una de las diversas mineralizaciones que los componen.

## VI. DESCRIPCION Y ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE LAS PILETAS.

Al norte del término Municipal de Huéneja, lindando con el de Charches, se encuentran diversas mineralizaciones de hierro que en conjunto constituyen el denominado "Coto minero de Las Piletas". Dichas mineralizaciones, consideradas aquí como un único yacimiento, muestran diferentes afloramientos que se extienden por una franja de terreno comprendida entre la Rambla del Agua y el Cortijo del Cura (ver fig. 6 ). Hacia el S y SW tanto las mineralizaciones como los materiales Nevado-Filábride están fosilizados por los materiales postorogénicos de relleno de la Depresión de Guadix.

En relación con el contexto geológico en donde se encuentran las mineralizaciones, en el capítulo IV se han expuesto ya las diferentes interpretaciones existentes sobre la subdivisión tectono-estratigráfica del Complejo Nevado-Filábride. De ellas he adoptado la subdivisión realizada por GOMEZ-PUGNAIRE (1979) por ser, en mi opinión, la más congruente con los hechos por mí observados en esta zona.

### VI. 1. DESCRIPCION DE LAS SERIES METAMORFICAS.

De acuerdo con criterios de tipo petrológico y estructural, GOMEZ-PUGNAIRE (1979) divide el Complejo Nevado-Filábride en el área de Charches en dos Unidades estratigráficas, superpuestas tectónicamente, denominadas de abajo a arriba:

- Unidad de Cerro Bermudez.
- Unidad de Charches.

### VI. 1. 1. UNIDAD DE CERRO BERMUDEZ.

Los materiales de esta Unidad afloran al E del sector estudiado, con una potencia máxima visible de 200 m y en su totalidad son atribuibles a un zócalo prepérmico (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979).

Esta Unidad está constituida por un paquete basal muy monótono de micaesquistos grafitosos ricos en biotita. Hacia la parte superior de la secuencia estos micaesquistos alternan con tramos de cuarcitas y micaesquistos feldespáticos.

### VI. 1. 2. UNIDAD DE CHARCHES.

Todas las rocas aflorantes en el sector estudiado pertenecen a esta Unidad. Se superpone tectónicamente a la Unidad de Cerro Bermudez y puede ser subdividida a su vez en cuatro Formaciones que de abajo a arriba se denominan:

- 1- Formación del Raposo.
- 2- Formación de La Rambla del Agua.
- 3- Formación del Cerro de Los Lobos.
- 4- Formación de Las Piletas.

La Formación del Raposo está constituida en su totalidad por materiales pertenecientes a un zócalo prepérmico, mientras que las demás Formaciones están compuestas exclusivamente por rocas de la cobertura permo-triásica.

Respecto a la edad de las diferentes Formaciones que constituyen esta cobertura los únicos argumentos que se pueden utilizar están basados en correlaciones litoestratigráficas con las secuencias de materiales Alpujarrides. Así la Formación de La Rambla del Agua podría corres-



ponderarse con la cobertera pelítica del Complejo Alpujarride que se extiende desde el Pérmico al Triás medio. A la Formación de Las Piletas, por su parte, podría atribuirse una edad Triás-medio-superior (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979).

En la columna litológica de la fig. 4 se esquematizan, en su posición geométrica actual, los distintos materiales que constituyen la Unidad de Charches en el sector estudiado. Así mismo, en las figs. 5 y 6 se muestran unos esquemas cartográficos con la distribución de las distintas formaciones y materiales que componen esta Unidad.

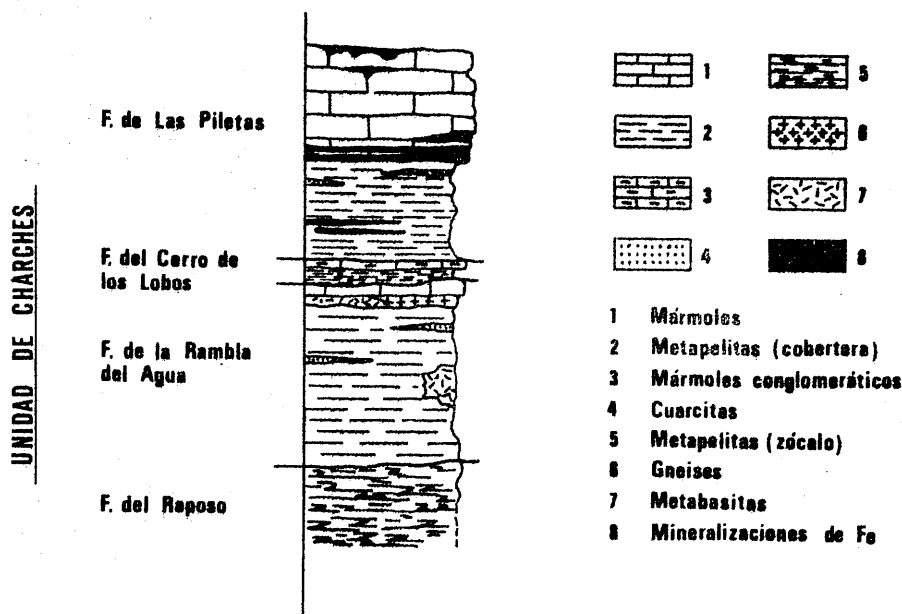


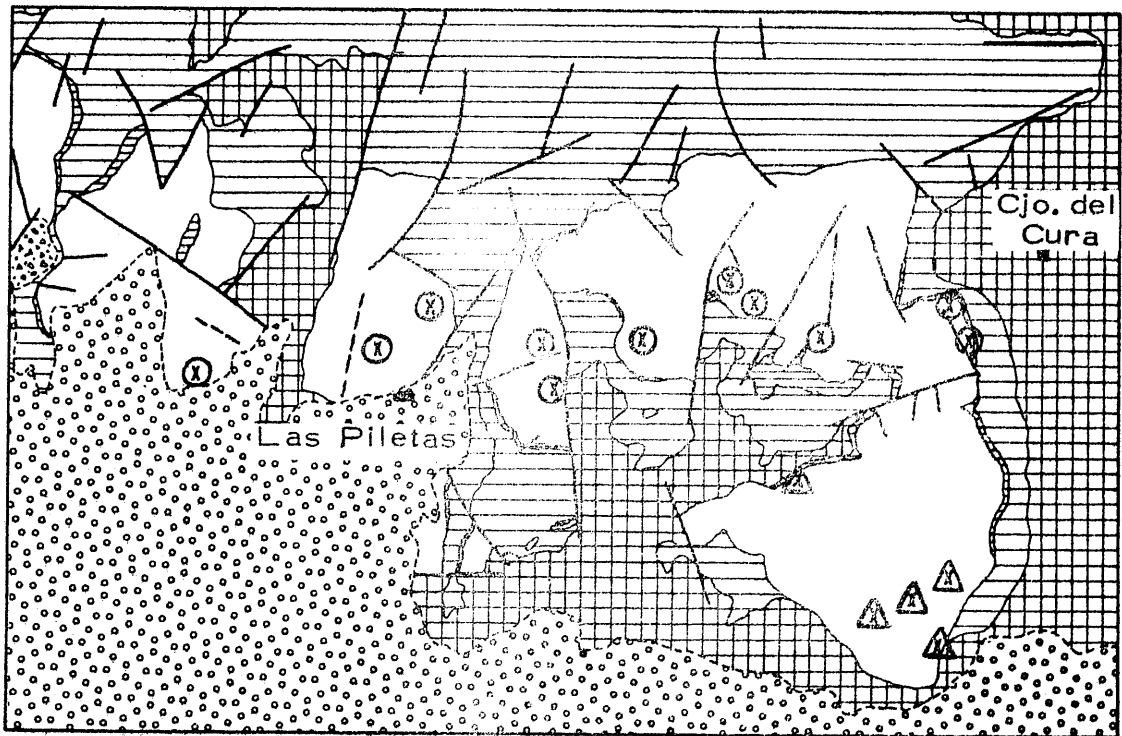
Fig. 4. - Columna litológica de la Unidad de Charches en el sector estudiado.







- |                            |       |                        |  |                                    |
|----------------------------|-------|------------------------|--|------------------------------------|
| 1- Micasquistos            | ----- | (Formación del Raposo) | 5- Mármoles conglomeráticos y micasq.- | (Formación del Corro de los Lobos) |
| 2- Micasquistos            | ----- | de la Rambla del Agua) | 6- Micasquistos                        | ( " de Las Piletas)                |
| 3- Mármoles                | ----- | " " "                  | 7- Mármoles                            | " "                                |
| 4- Metabasitas y/o gneises | ----- | " " "                  |  |                                    |
- MATERIALES POSTOROGENICOS**
- |                    |                           |
|--------------------|---------------------------|
| 8- Brecha calcárea | 9- Aluviones y coluviones |
|--------------------|---------------------------|

Fig. 5

Fig. 6-ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE FORMACIONES



-  Formación del Raposo  
 " " de la Rambla del Agua  
 " " del Cerro de los Lobos  
 " " de Las Piletas  
 X Principales zonas de mineralización

Δ.- Principales afloramientos de mineralización en relación con micaesquistos.

○.- Principales afloramientos de mineralización en relación con rocas carbonatadas.

### VI. 1. 2. 1. Formación del Raposo.

De modo análogo a la secuencia litológica de la Unidad de Cerro Bermudez, ésta Formación, de aproximadamente 200 m de potencia aparente, está constituida fundamentalmente por un paquete de micaesquistos grafitosos que hacia su parte superior alternan con niveles de cuarcitas (fig. A).

Entre los micaesquistos, GOMEZ-PUGNAIERE (1979) distingue, varios tipos, desde un punto de vista mineralógico, aunque sin distribución espacial definida: con biotita como único mineral identificable a visu, con granate y cloritoide y con granate y/o plagioclasa. Localmente en el muro de la serie se encuentra un tipo especial de micaesquistos caracterizados por la presencia de nódulos de granates, porfidoblastos de estaurolita y agregados de distena que pseudomorfizan a andalucita (quiasolita). Este tipo de roca ha sido interpretado por PUGA et al. (1975) como rocas corneánicas. De la paragénesis térmica constituida por: andalucita, estaurolita, cloritoide, granate, biotita, cuarzo y mica incolora, sólo el cloritoide y el granate permanecen estables durante el metamorfismo alpino (GOMEZ-PUGNAIRE op. cit.).

### VI. 1. 2. 2. Formación de La Rambla del Agua.

Aunque en el sector de Las Piletas, el contacto entre ésta Formación y la del Raposo es aparentemente "normal", al NE de esta zona este contacto está definido por la existencia de un metaconglomerado que ha sido interpretado como un depósito ligado a una discordancia erosiva (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979),

La secuencia litológica (fig. 4) está constituida por un paquete de  $\approx$  160-170 m de micaesquistos con algunas intercalaciones de cuarcitas hacia la base. Entre los micaesquistos predominan los feldespáticos y anfibólicos de tonalidad clara. Dentro de esta secuencia pelítica se

encuentran diversas intercalaciones y cuerpos intrusivos de rocas ígneas básicas (metabasaltos, metagabros, etc) en algunos de los cuales son aún reconocibles las texturas ígneas originales.

La parte alta de esta Formación está representada por un tramo de mármoles muy impuros de 10 m de potencia máxima. En muchos casos, en el contacto entre estos mármoles y la serie pelítica inferior se encuentran algunos niveles tanto de gneises bandeados como de anfibolitas, con potencias máximas de 2 a 3 metros. Más esporádicamente, también en el contacto con los mármoles, se pueden observar algunos cuerpos estratoides de ortoserpentinitas, en general con muy escasa continuidad lateral.

#### VI. 1. 2. 3. Formación del Cerro de Los Lobos.

Los materiales que constituyen esta Formación están representados por un paquete inferior de metapelitas de grano muy fino, de color gris azulado y sin apenas minerales diferenciables a simple vista, y por un paquete superior de mármoles muy detríticos de aspecto conglomerático, con tonalidades amarillentas y aspecto poco compacto. .

Los mármoles son muy característicos y distintivos y, como se verá más adelante, han sido utilizados en más de una ocasión como un nivel guía. Están constituidos por una matriz de carbonatos, generalmente calcítica, en otras ocasiones calizo-dolomítica, que incluyen abundantes cristales dispersos de diferentes minerales, entre los que destacan, por su abundancia, las plagioclasas, así como cantos de rocas de diversa naturaleza. Estos cantos son tanto metapelitas de esta Formación como cuarcitas, micaesquistos y metabasitas de las Formaciones supra e infrayacentes.

Respecto a esta Formación de rocas existen aún grandes problemas de interpretación, no existiendo acuerdo entre los diferentes au

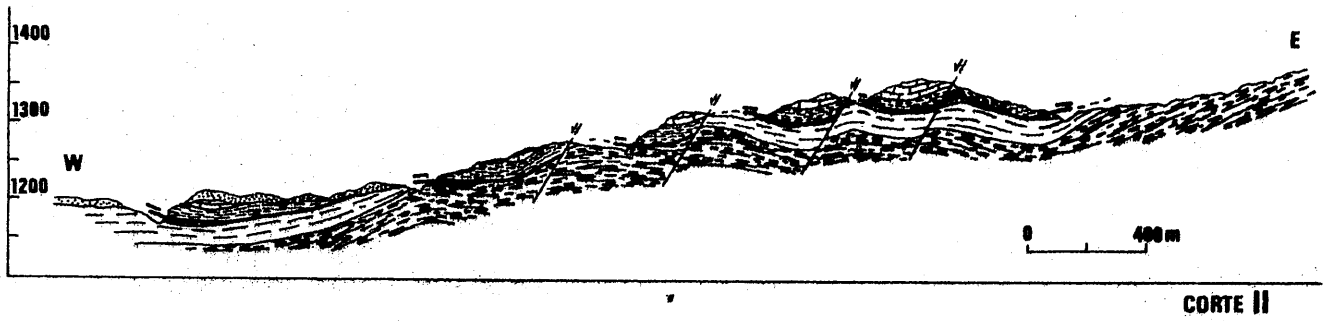
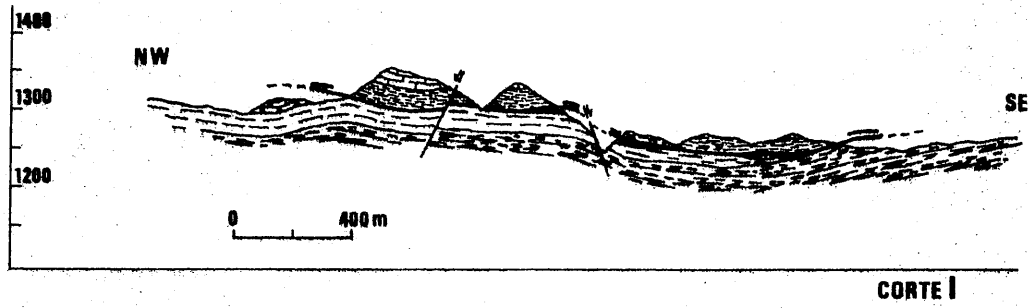
tores que las han estudiado. Así para LEINE (1968) se trata de brechas tectónicas a las que califica de "Rauwhacas polimícticas". Como ya se ha comentado en el capítulo IV, en otros sectores PUGA et al (1975) califican a rocas análogas a estas como "Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos". Finalmente GOMEZ-PUGNAIRE (1979) piensa que estos depósitos podrían estar en relación con un nivel de erosión producido por un levantamiento de la cuenca después del depósito de la Formación de La Rambla del Agua y que el aspecto conglomerático de los mármoles y la naturaleza de algunos de los cantos que engloban parecen indicar que, al menos en parte, se trata de brechas tectónicas.

#### VI. 1. 2. 4. Formación de Las Piletas.

La secuencia litológica de esta Formación (fig. 4) está constituida por un paquete inferior de micaesquistos de tonos grises claros y tamaño de grano fino, con algunas delgadas intercalaciones de otros más grafitosos con granate y/o con cloritoide. Hacia su parte superior, en algunas zonas, se encuentran niveles de cuarcita blancas muy puras. En conjunto este paquete inferior alcanza una potencia máxima de unos 30-35 m. Encima de este paquete pelítico se encuentra otro, compuesto fundamentalmente por mármoles bastante puros con una potencia máxima de unos 50 m. La zona de contacto entre los mármoles y micaesquistos está jalonada por mineralizaciones de hierro.

Esta Formación se superpone tectónicamente a la del Cerro de Los Lobos, superposición que se pone de manifiesto tanto por la existencia de contactos mecánicos como por la formación de rocas cataclásticas a ambos lados del contacto. En algunos afloramientos esta Formación se superpone directamente sobre la de La Rambla del Agua no existiendo argumentos que pongan de manifiesto la naturaleza tectónica de dicho contacto.

En la fig. 7 se muestran dos cortes geológicos (cortes I y II de la fig. 5) generales de la zona estudiada.










-  Materiales detríticos cuaternarios
- UNIDAD DE CHARCHES
-  Formación de Las Piletas (mármoles)
-  " " " " " " (micasquistos)
-  " " del Cerro de los Lobos
-  " " de la Rambla del Agua (mármoles)
-  " " " " " " " " (micasquistos)
-  Formación del Raposo

FIG.7

## VI. 2. DESCRIPCION DE LAS ROCAS ENCAJANTES. (FORMACION DE LAS PILETAS).

### VI. 2. 1. MICAESQUISTOS.

Son las rocas más abundantes de la parte inferior de esta Formación. Constituyen las rocas encajantes de uno de los tipos de mineralizaciones de hierro así como el muro de otro de los tipos. Hacia su parte superior, aunque no de forma sistemática, alternan con niveles de cuarzos y calcoesquistos.

Las antiguas superficies de estratificación ( $S_0$ ) son reconocibles en los afloramientos, debido a alternancias de tramos de diferente composición.

No obstante la estructura más patente, "de visu", es una esquistosidad continua que se corresponde con la  $S_2$  regional alpina.

Las superficies de la esquistosidad  $S_1$  son también visibles, en muchos casos en las charnelas de pliegues  $P_2$ , y en otros gracias a la orientación de los filosilicatos que definen superficies más continuas que la  $S_2$  y que son oblicuas a ellas.

El estudio de algunas muestras tomadas en las proximidades de las mineralizaciones han puesto de manifiesto la siguiente composición mineralógica: mica incolora, cuarzo, clorita, epidota, calcita, granate rico en almandino, cloritoide, albita, turmalina, biotita, rutilo, zircón y menas metálicas (hematites, intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti, magnetita, goethita).



Al microscopio se observa como, en la mayor parte de las muestras, la esquistosidad  $S_2$  oblitera casi por completo a la  $S_1$  (foto 1 ), siendo ésta, en muchos casos, sólo reconocible como pequeñas charnelas transpuestas y como inclusiones en porfidoblastos. En la mayor parte de los casos son así mismo patentes las etapas de deformación  $D_3$  y  $D_4$ . La primera produce un microplegado de las estructuras anteriores con desarrollo local de una esquistosidad de crenulación  $S_3$ , de plano axial de los pliegues  $P_3$ . La deformación  $D_4$ , localmente, suele desarrollar dos sistemas conjugados de esquistosidad de fractura, bastante discontinua, que producen en las muestras una compartimentación en amigdalas.

En la tabla 3 se muestra la composición mineralógica de éstas rocas, así como los minerales originados en cada una de las etapas de blastesis.

Localmente, en el techo de estas rocas y en las proximidades de las mineralizaciones, se encuentran algunos niveles, del orden de varios cms de espesor, en donde se presentan concentraciones de diminutos granates ricos en espesartita (siempre inferiores a 1 mm de diámetro) asociados con porfidoblastos de magnetita, rutilo e intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti (foto 2 ). Estos granates suelen presentar un núcleo rico en menas metálicas que a veces define una esquistosidad  $S_i = S_1 \neq S_2$ , y un borde sin inclusiones recrecido en la fase post  $S_2$  (foto 3 ).

A excepción de la goethita, que es un mineral tardío de hidratación de otras menas de hierro, los demás óxidos de Fe y/o Fe y Ti se encuentran preferencialmente orientados definiendo las esquistosidades continuas  $S_1$  y  $S_2$ . Así mismo se encuentran recristalizadas en fase estática post  $S_2$ , especialmente la magnetita, englobando diversos minerales de la matriz.

En algunas muestras se observan filoncillos y/o venas con una paragénesis compuesta por albita, epidota, clorita, cuarzo y carbonato.

Ocasionalmente llegan a ser monominerálicas de Ab, epidota y/o clorita. En su mayoría son discordantes respecto a las estructuras metamórficas penetrativas aunque también se observan concordantes con las superficies de esquistosidad principal. Las deformaciones que presentan los planos de macla en los cristales de Ab demuestran que han sufrido los efectos de una posterior etapa de deformación (fotos 4 y 5).

Tabla 3

	Fase F <sub>1</sub>	Fase F <sub>2</sub>	Fases F <sub>3</sub> y F <sub>4</sub>
Mineralogía	Deformación D <sub>1</sub> Esquistosidad S <sub>1</sub> Sin S <sub>1</sub> Post S <sub>1</sub>	Deformación D <sub>2</sub> Esquistosidad S <sub>2</sub> Sin S <sub>2</sub> Post S <sub>2</sub>	Deform. D <sub>3</sub> y D <sub>4</sub> Esquist. S <sub>3</sub> y S <sub>4</sub>
Mica incolora			-----
Granate			
Cuarzo			
Albita			
Oligoclasa		-----	
Cloritoide			
Epidota			
Clorita			-----
Biotita			-----
Menas metálicas			-----

### VI. 2. 2. MARMOLES.

Se sitúan encima del paquete de micaesquistos descritos en el apartado anterior y constituyen, al menos en la zona de Las Piletas, el techo de la Formación de Las Piletas.

Se trata de mármoles cipolínicos, en general bastante puros, entre los que se encuentran esporádicamente algunas intercalaciones de micaesquistos y/o calcoesquistos, siendo más frecuentes en su parte inferior.

De acuerdo con su aspecto y la naturaleza de los carbonatos se pueden diferenciar varios tipos principales:

Mármoles de naturaleza calcítica. - Son muy compactos y con colores blancos, amarillentos y grisáceos. En algunos niveles presentan un aspecto fajeado definido por la alternancia de lechos claros y oscuros. El orden de magnitud de estas alternancias es muy variable oscilando desde varios milímetros al orden decimétrico. Este bandeado de diferentes colores debe estar sin duda relacionado con variaciones en las condiciones originales de depósito por lo que estas superficies del bandeo se corresponderían con las primitivas de estratificación ( $S_0$ ). Precisamente a causa de estas alternancias de diferentes coloración, en algunos casos, se observan pliegues milimétricos a centimétricos de abiertos a isoclinales (foto 6). Debido a las transposiciones originadas a favor de las superficies  $S_1$  y  $S_2$ , sólo ocasionalmente, y en las charnelas de estos pliegues, pueden ser diferenciadas unas estructuras de otras ya que en los flancos,  $S_0$ ,  $S_1$ , y  $S_2$  tienden a paralelizarse.

La calcita se presenta con un grado de recristalización muy variable de unas muestras a otras, con tamaños más frecuentes de cristales comprendidos entre 200-500  $\mu$ . Las texturas son granoblásticas con cristales, en la mayor parte de los casos, orientados preferencialmente según la esquistosidad más patente de la roca. En otros casos esta orientación desaparece debido a una recristalización estática post  $S_2$ .

Mármoles dolomíticos. - De acuerdo con su aspecto y tamaño de grano se pueden distinguir dos tipos:

- Mármol es dolomítico de colores claros, con texturas y tamaños de cristales análogos a los mármoles calizos antes mencionados.
- Mármoles dolomíticos de color amarillento y poco compactos. La dolomita suele presentar una textura granoblástica sin orientación preferencial visible y los tamaños de los cristales suelen ser inferiores a 100  $\mu$ . En algunos niveles no sobrepasan las 50  $\mu$ .

Ambos tipos de mármoles dolomíticos se encuentran fundamentalmente en la parte inferior del paquete marmóreo, intercalados con los de naturaleza calcítica. Su espesor máximo no sobrepasa los 3 m. En algunas zonas se encuentran parcialmente calcitizados, proceso éste que comentaré más adelante.

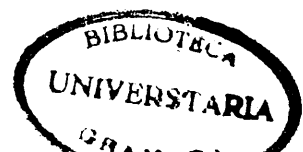
Los niveles próximos a las mineralizaciones de hierro están en mayor o menor grado impregnados de óxidos y/o hidróxidos de hierro lo que les confiere una coloración pardo-rojiza, a veces muy intensa, aunque en la mayor parte de los casos ésta impregnación es bastante superficial.

No hay diferencias en cuanto a los minerales accesorios existentes en los mármoles calizos y los dolomíticos aunque, en términos generales, los mármoles dolomíticos de grano muy fino suelen ser más puros. Dichos minerales accesorios son:

- Mica incolora, cuarzo, epidota, albita, clorita, mica amarilla, turmalina, talco, rutilo y menas metálicas opacas (hematites, magnetita, goethita y pirita).

El número y la abundancia de cada uno de estos minerales es extremadamente variable de unas muestras a otras y se suelen presentar bien dispersos entre los cristales de carbonato o concentrados en finos lechos paralelos a las alternancias de color de los mármoles ya comentadas. En los lechos más pelíticos los cristales de carbonatos presentan un menor tamaño que en el resto de la muestra. La causa de éste hecho es posiblemente debida a la mayor concentración de material pelítico el cual inhibiría, en parte, la recristalización de los carbonatos.

En general, la mica incolora y el cuarzo son los dos únicos



minerales casi siempre presentes aunque en proporciones variables de unos lechos a otros. La media de la suma de ambos minerales no suele pasar del 8-10%, aunque en algunos lechos se supera ampliamente este porcentaje. Los demás minerales son más esporádicos que los anteriores, aunque se encuentran con relativa frecuencia.

Si bien la abundancia relativa de algunos de éstos minerales accesorios podría utilizarse para distinguir variedades de mármoles, no lo he hecho así ya que no existe ningún tipo de distribución espacial entre ellos y, además, tal distinción habría que hacerla a una escala estrechamente pequeña.

A continuación comento brevemente algunas características de éstos minerales accesorios:

- La mica incolora se trata de moscovita polítipo  $2M_1$  puesta de manifiesto mediante difracción de rayos X. Se encuentra en la mayor parte de las muestras, aunque en proporciones muy variables, bien como cristales aislados dispersos entre los carbonatos, o concentrada en finos lechos paralelos que por estiramiento, ocasionalmente, llega a dar formas de pequeños husos más o menos individualizados. En la mayor parte de los casos se encuentra orientada preferencialmente definiendo la esquistosidad de la roca. Esporádicamente se pueden observar dos esquistosidades:  $S_1$  y  $S_2$ , siendo la primera visible en forma de charnelas transpuestas por la segunda. El tamaño de los cristales es muy variable y oscila entre 50 y 200  $\mu$  de longitud máxima.

- El cuarzo también se encuentra presente en la mayor parte de las muestras y en proporciones muy variables. Los cristales, por lo general aislados y xenomorfos, se encuentran dispersos entre los carbonatos. Ocasionalmente se pueden hallar algunos cristales perfectamente idiomorfos producto de recristalización estática post  $S_2$ . En algunos ni-

veles de mármoles más impuros, el cuarzo se presenta en forma de agregado de cristales con bordes interpenetrados.

- La albita es en general bastante escasa. Se presenta en forma de cristales aislados, de xenomorfos a idiomorfos, dispersos en toda la roca.

- La epidota es de la variedad pistacita. Se encuentra como cristales prismáticos alargados según la esquistosidad y concentrada en los lechos más pelíticos.

- La clorita es muy escasa y esporádica. Aparece bien como cristales aislados o como agregados y, en general, sin ningún tipo de orientación preferencial.

- En algunos niveles tanto de naturaleza calcítica como dolomítica aparece un filosilicato de color amarillo en lugar de la mica incolora. Sus características ópticas son las siguientes:

Angulo de extinción  $\approx 0^\circ$

Pleocroísmo:  $N_g = N_m =$  amarillo a pardo-amarillo.

$N_p =$  crema suave a incoloro.

Angulo  $2V = 0-5^\circ$ .

Gran parte de los cristales se encuentran parcialmente transformados a clorita a favor de los planos de exfoliación.

Para realizar una mejor caracterización de este mineral, se procedió a su separación y a su posterior estudio difractométrico. Los resultados obtenidos se recogen a continuación:

Tipo de diagrama	Espaciados basales. (En Å).					
A. O.	24,8	12,1	8,3	4,95	3,45	3,08
A. O. + E. G.	25,1	12,0	8,4	4,96	3,48	3,05
A. O. + 550° C.		10,1			3,33	

Del análisis de estos resultados se deduce que se trata de un interestratificado regular de mica-vermiculita. De acuerdo con los datos de THOREZ (1975), este mineral podría clasificarse pues como una hidrobiotita o como stilpnomelana.

- La turmalina y el rutilo se encuentran en forma de pequeños cristales idiomorfos, concentrados en los lechos más micáceos, y siguiendo las superficies de esquistosidad definidas por las micas.

- El talco sólo lo he detectado en dos muestras de mármoles, uno dolomítico y el otro calizo-dolomítico. Su identificación se ha efectuado mediante difracción de rayos X. En ambos casos está en muy pequeña proporción.

Especial mención, dada la naturaleza de este trabajo, merecen también las menas metálicas contenidas en éstos mármoles. Aunque ellas serán estudiadas con detalle al tratar las mineralizaciones s. str., a continuación describo las principales especies encontradas:

- Magnetita. - Se presenta esporádicamente en algunos niveles de mármoles próximos a las mineralizaciones, en los que se suele disponer en los lechos más impuros asociada con moscovita, clorita y/o epidota. Estos lechos en algunos casos están afectados por pliegues  $P_2$ . Los

cristales suelen presentarse como porfidoblastos muy idiomorfos (foto 7 ). Está parcialmente martitizada con intensidad variable de unos lechos a otros. Esta martitización se produce bien según formas irregulares (bordes de cristales, fracturas), así como según las direcciones de los planos de exfoliación octaédrica (111)

- Hematites especular. - Del mismo modo que la magnetita, se encuentra en algunos niveles de mármoles próximos a las mineralizaciones aunque independientes de los que contienen la magnetita. Los cristales, de hábito tabular, se presentan bien dispersos entre los carbonatos o concentrados en finos lechos con un espesor máximo de 1-2 cms. Se comporta como una mica frente a las deformaciones orientándose preferencialmente y definiendo, junto con ella, la esquistosidad más patente de la roca.

- Hematites + Goethita. - Ambas especies se presentan íntimamente asociadas y relacionadas con diferentes procesos tales como:

- Impregnación intergranular.
- Rellenando cavidades y fracturas.
- Reemplazando a los carbonatos.
- Como producto de desdolomitización. En éste caso se observan, en ocasiones, texturas relictas de romboedros (de dolomita ferrosa) compuestos por limonita y calcita.

Todos estos procesos serán comentados con detalle en el capítulo dedicado a las mineralizaciones.

- Pirita. - Este mineral se presenta, en la casi totalidad de las muestras, pseudomorfizado a hematites-goethita. Aunque los cristales muestran gran heterometría, el tamaño más frecuente oscila entre 100 y 200  $\mu$  (foto 8 ). Su hábito es muy idiomorfo y se dispone, bien en cristales aislados, o con textura sinneutica concentrada en lechos paralelos a las superficies  $S_0 + S_1$  definidas por el fajeado de color que presen-



tan los mármoles.

En algunos pseudomorfos de hematites y goethita según pirita se observan perfectamente las sucesivas zonas concéntricas de transformación (foto 9 ). Todos estos cristales, una vez separados de la roca, muestran un hábito pentagonododecaédrico.

En algunas muestras se han encontrado cristales de pirita sin transformar. En éste caso se presentan en lechos de mármol de color gris oscuro, que contienen grafito.

#### Procesos de calcitización de los mármoles.

Con posterioridad a las principales fases de metamorfismo alpino se produce, en algunas zonas, un proceso de calcitización, que incluye una parcial desdolomitización, con una intensidad muy variable de unos puntos a otros. Este proceso se dá fundamentalmente en zonas de mármoles que han sufrido los efectos de una mayor o menor tectonización.

La calcita reemplaza a la dolomita observándose todos los estados de reemplazamiento desde un mármol dolomítico a otros sustituidos casi en su totalidad por calcita. Esta dedolomitización se inicia por los espacios intergranulares, así como por fracturas y exfoliaciones de los cristales, conservándose en muchos casos la textura granoblástica primitiva, aunque normalmente la calcita se presenta como un agregado de cristales de menor tamaño de grano. En algunas ocasiones se observan texturas relictas de romboedros idiomorfos de dolomita reemplazada por calcita y que suelen presentar material limonítico, dispuesto en la zona externa del cristal y en los planos de exfoliación (foto 10 ).

El material Ilmonfítico producido por y durante la dedolomización, aveces, se encuentra íntimamente asociado a la calcita con formas irregulares dando a estas zonas dedolomitizadas unos tonos paruzcos y aspecto nublado.

Además de este proceso de reemplazamiento de la dolomita por calcita, este último mineral rellena fracturas y huecos en cuyo caso suele presentar cristales de mayor tamaño de grano, hipidiomorfos y bastante limpios. Así mismo la calcita reemplaza a otros minerales de diferente naturaleza entre los que se encuentran plagioclasas, cuarzo y magnetita (fotos 11 y 12 ).

En este tipo de reemplazamientos, la calcita suele disponerse como un fino agregado de cristales de inferior tamaño que el mineral reemplazado, conservándose en conjunto la forma primitiva de este (fig 8 ). A este respecto, las observaciones efectuadas sobre la geometría coinciden con la descripción de reemplazamientos pseudomórficos realizada por AMSTUTZ (1967), quien afirma que no se conocen ejemplos simples de perfecta geometría entre los minerales reemplazantes y reemplazados. El espacio del mineral previo es relleno siempre por un agregado del nuevo mineral y no por un simple cristal. Solo en casos en que el nuevo mineral es un polimorfo, u otra sustancia estrechamente relacionada, se pueden encontrar idénticas relaciones texturales. Incluso en una comparación grano por grano, un proceso de reemplazamiento no es nunca tan mimético que su simetría no pueda ser reconocido como diferente de la primitiva.

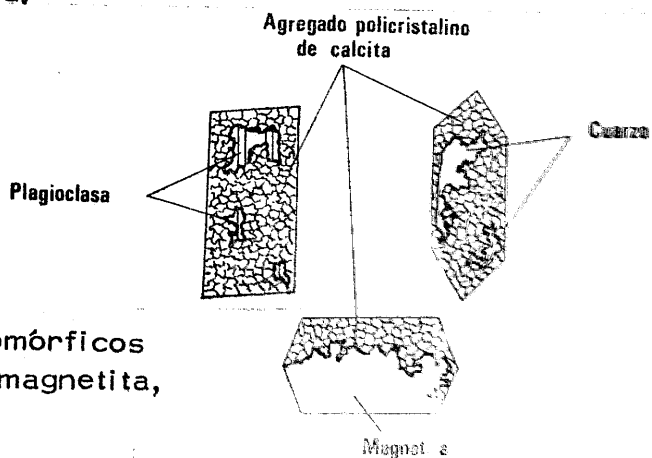


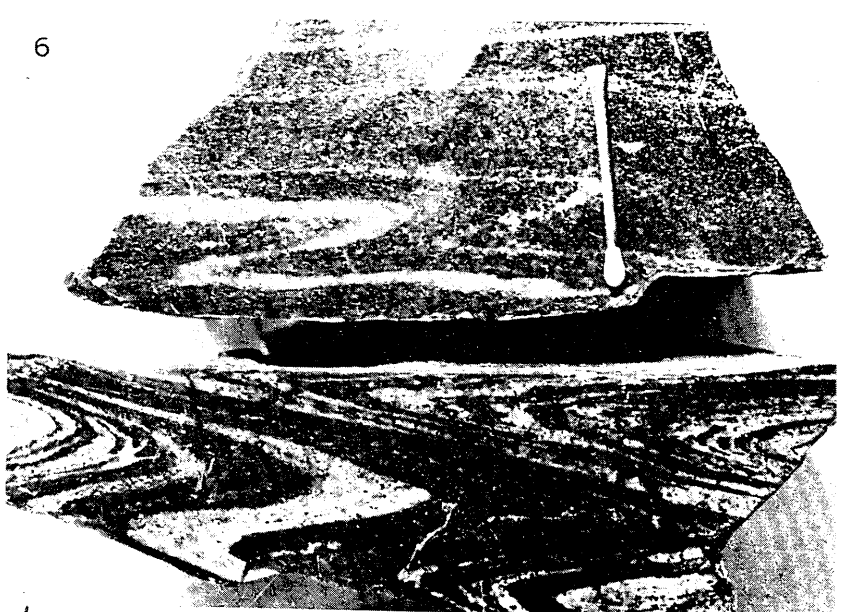
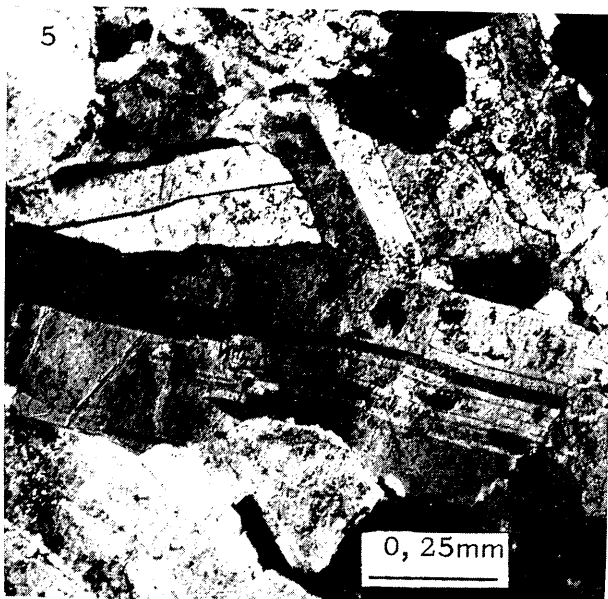
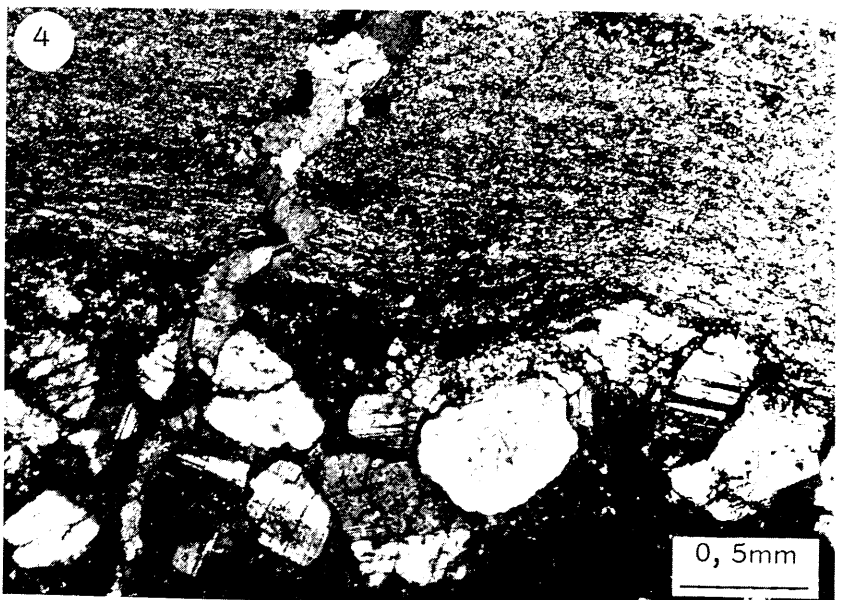
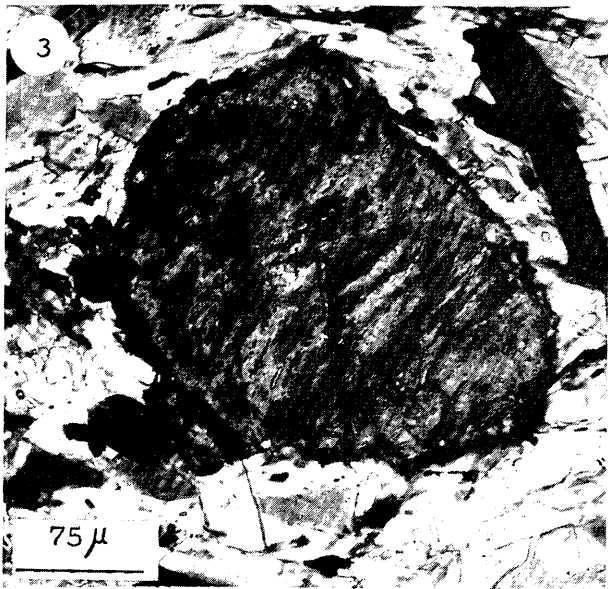
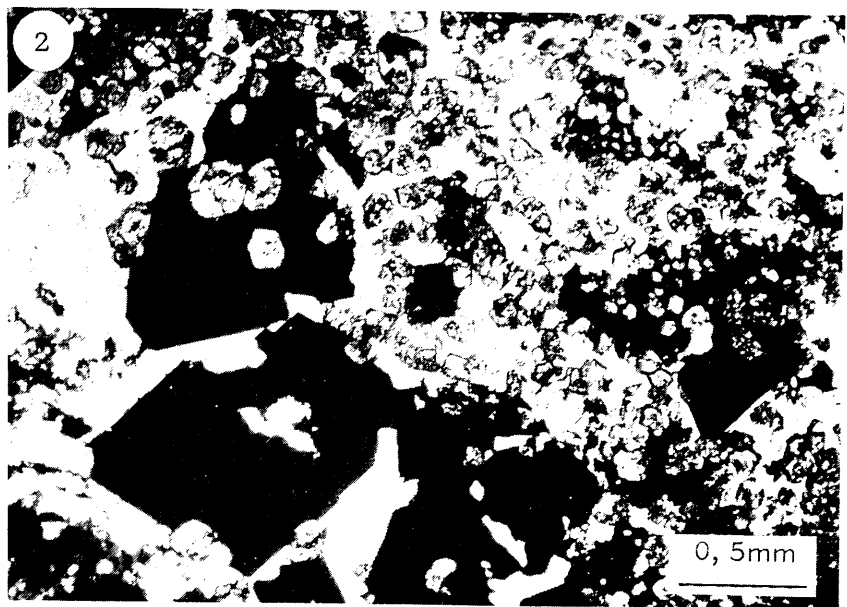
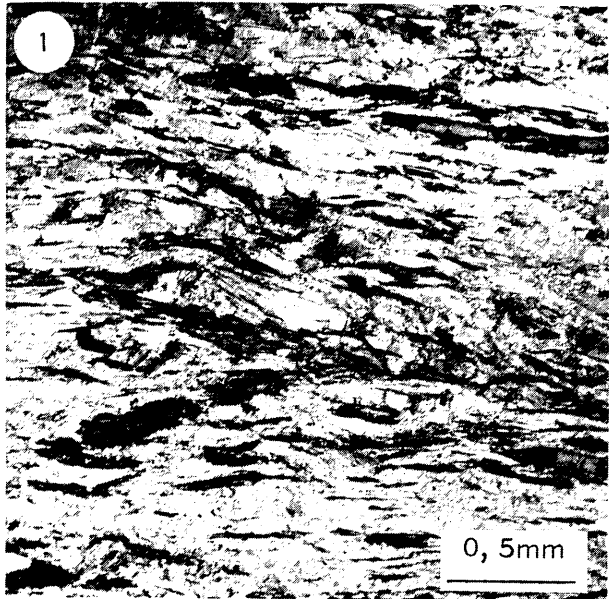
Fig. 8. - Reemplazamientos pseudomórficos de plagioclasa, cuarzo y magnetita, por calcita.

### VI. 3. ASPECTOS TECTONICOS.

Las estructuras de corrimientos y las relaciones entre Unidades y/o Formaciones de rocas ya han sido comentadas en los capítulos precedentes. Así mismo, las estructuras penetrativas y fases de de formación desarrolladas durante el metamorfismo son idénticas a las generales de los materiales de cobertura Nevado-Filábride ya descritas en el capítulo IV.

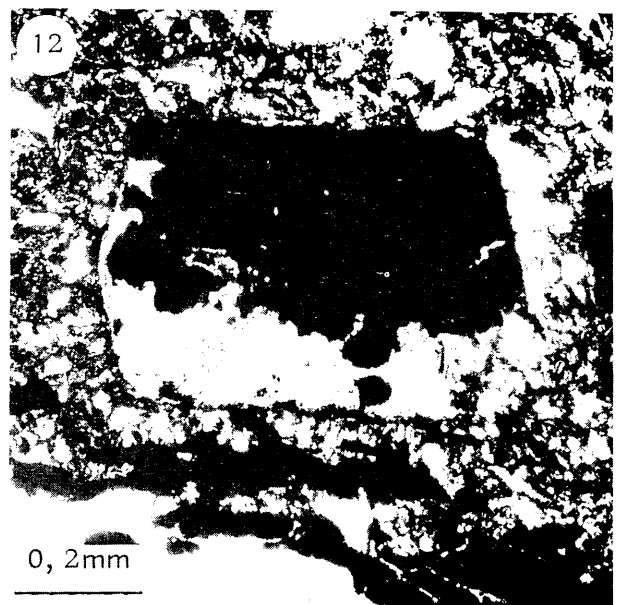
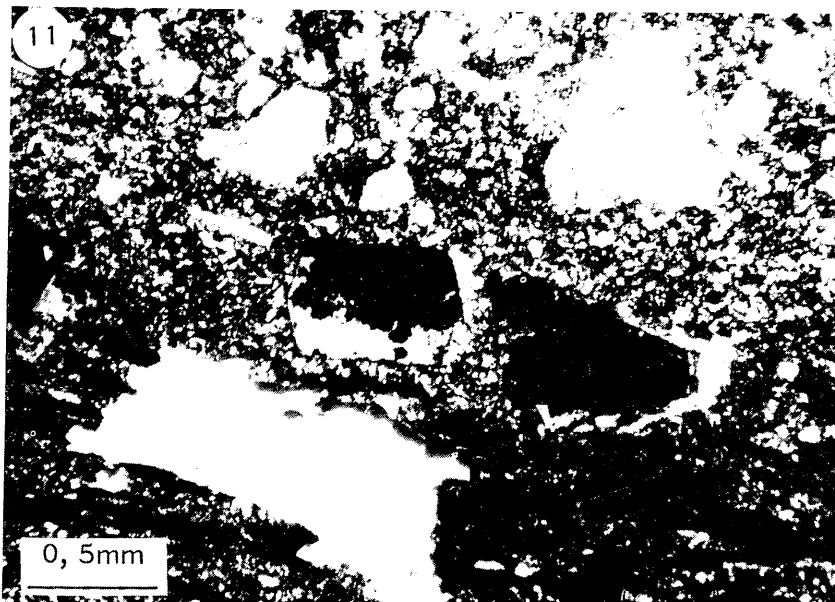
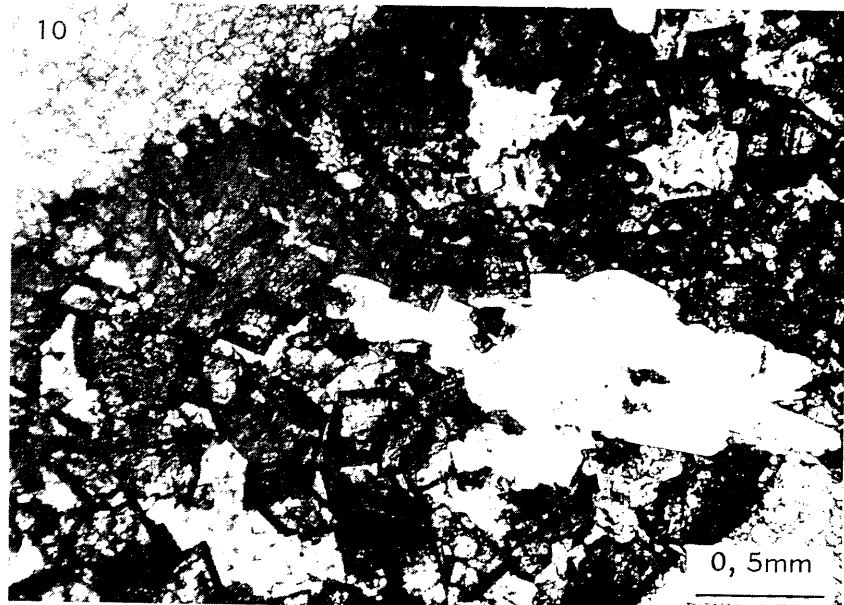
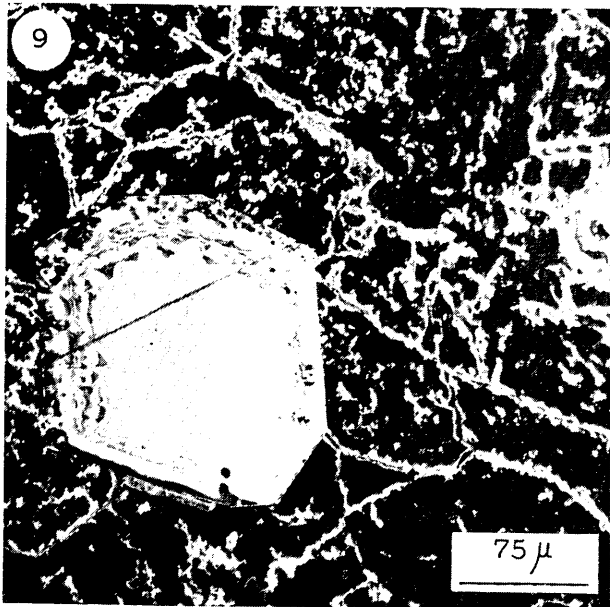
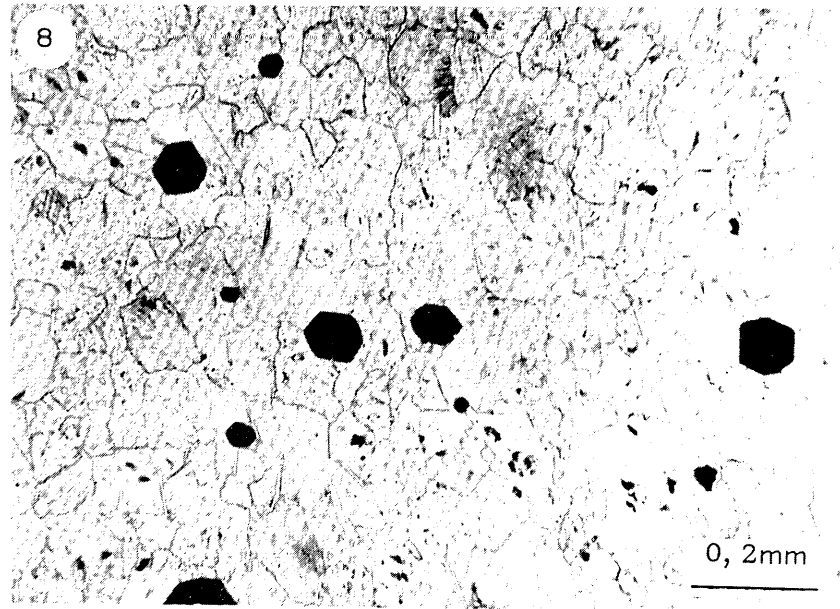
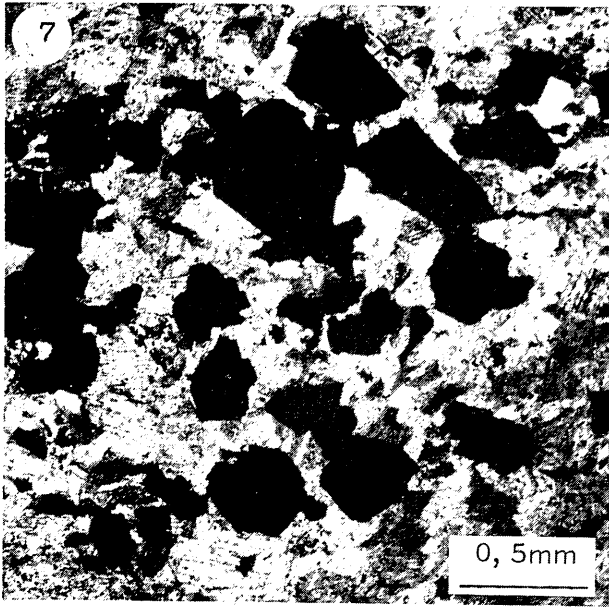
La zona de Las Piletas se sitúa en el flanco S de la estructura antiformal, de eje aproximado E-W e inclinación al W, definida por el conjunto de los materiales Nevado-Filábrides aflorantes al S de la Sierra de Baza (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979). A menor escala son también visibles, en esta zona, pliegues decamétricos a hectométricos de idéntica dirección, así como de dirección N40-60E. Tanto unos como otros, y como ya se ha sido señalado por numerosos autores, son producidos durante las últimas fases de deformación alpinas y afectan a las superficies de corrimientos de los materiales Nevado-Filábride y Alpujárnide.

Todas estas estructuras están afectadas por una fracturación distensiva muy intensa con desarrollo de abundantes fallas normales, cuyos principales sistemas son: N15-20E -el más importante-, N60-70E, E-W, N-S y N20W. Paralelamente, en los mármoles se desarrolla una importante red de diaclasas, en su mayor parte subverticales. Aunque existe una importante dispersión en las direcciones, los principales sistemas son: N10E, N40E, N60-70E, N-S y N100E.



### LAMINA I

- Foto 1.- Micaesquistos con cloritoide. Formación de Las Piletas. L. T.
- Foto 2.- Magnetita y granates ricos en espesartita. Niveles de la parte superior de los micaesquistos de la Fm. de Las Piletas. L. T.
- Foto 3.- Granate rico en espesartita. En su interior presenta una  $S_1$  plegada, definida por inclusiones de menas metálicas opacas (hematites, rutilo y titanhematites). L. T.
- Foto 4.- Filoncillo de albita, dispuesto sensiblemente paralelo a la foliación principal de la roca. A su vez está atravesado por una fractura rellena de carbonato. L. T.
- Foto 5.- Detalle de uno de los filoncillos de albita. Algunos cristales presentan deformados los planos de macla. L. T.
- Foto 6.- Mármoles cipolínicos con aspecto fajeado (Fm. de Las Piletas). Pliegues  $P_2$  visibles gracias a las alternancias de coloración.



## LAMINA II

- Foto 7.- Cristales hipidiomorfos de magnetita contenidos en mármol cipolínico. L. T.
- Foto 8.- Secciones cúbicas idiomorfas, correspondientes a piritoedros, diseminadas en un mármol cipolínico. L. T.
- Foto 9.- Detalle de uno de los cristales de pirita de la foto anterior totalmente pseudomorfizado a hematites. Se observan perfectamente las sucesivas zonas concéntricas de la transformación. L. R.
- Foto 10.- Romboedros zonados de dolomita, calcita y óxidos de Fe rellenando una fractura en mármol dolomítico calcitizado. L. T.
- Foto 11.- Mármol dolomítico (con magnetita) calcitizado. En el centro de la foto se observa un cristal idiomorfo de magnetita parcialmente reemplazado por un agregado de cristales de calcita. L. T.
- Foto 12.- Detalle del cristal de magnetita de la foto anterior. L. T.

#### VI.4. MINERALIZACIONES DE LAS PILETAS.

El coto minero de Las Piletas está compuesto por una asociación espacial de mineralizaciones, localizadas en diferentes niveles de la serie metamórfica, y que presentan características morfológicas, texturales, mineralógicas y químicas más o menos diferentes. De acuerdo con la posición de las mineralizaciones dentro de la serie y con la litología de las rocas encajantes, he efectuado una primera división en dos grandes grupos que coinciden con la anteriormente realizada por diversos autores. Así se pueden distinguir:

- Mineralizaciones en relación con rocas carbonatadas.
- Mineralización en relación con micaesquistos.

El primer grupo de mineralizaciones ha sido, y es en la actualidad, el más importante desde el punto de vista económico.

En la fig. 6 se pueden observar las localizaciones de los principales afloramientos de estos distintos tipos de mineralizaciones y su situación con respecto a las distintas Formaciones de rocas.

##### VI.4.1. MINERALIZACIONES DE LAS PILETAS EN RELACION CON ROCAS CARBONATADAS.

Dentro de este grupo he diferenciado cuatro tipos distintos de mineralizaciones de acuerdo con sus características morfológicas, estructurales, mineralógicas y químicas, a los que he denominado tipos: PI-I, PI-II, PI-III y PI-IV, cuya posición en la serie se puede observar en la fig. 9 .



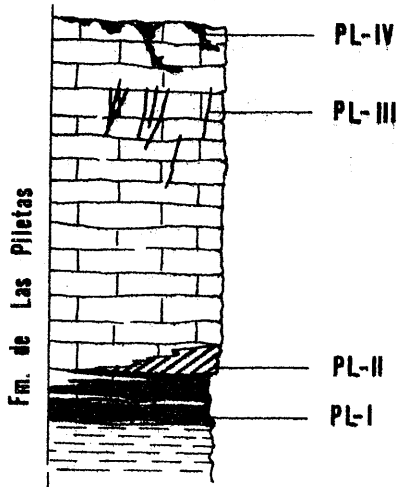


Fig. 9.-Distintos tipos de mineralizaciones diferenciadas, en relación con rocas carbonatadas.

#### VI. 4. 1. 1. MINERALIZACIONES TIPO PL-I.

Las menas están constituidas fundamentalmente por hematites especular y magnetita de las que la primera representa en el conjunto más del 90%.

Esta mineralización, hasta el presente, ha aportado la mayor parte del mineral extraído de toda la zona y, aún en la actualidad, se explotan dos pequeñas minas (San José y Amelia), aunque a una escala de producción muy pequeña. Según datos de SIERRA (1928), hasta esa fecha, se habían extraído 2.800.000 Tn de mineral de alta ley. A partir de entonces no se poseen datos al respecto.

En la actualidad el material extraído de las dos minas en explotación, que ya presenta una alta concentración en mineral de hierro, es tratado, para su enriquecimiento, en una planta de separación cercana a las explotaciones. En ella, en primer lugar, se somete el material a diferentes moliendas hasta reducirlo a tamaño fino. A continuación, se conduce, mediante suspensión acuosa, a unas plataformas circulares en las que se concentra el mineral de hierro en la parte central de las mismas debido a su mayor densidad, quedando en la periferia la fracción enriquecida en minerales de la ganga. El concentrado de mineral de Fe, así obtenido, es vendido al mercado para su uso como colorante en pinturas.

### 1) Morfología y estructuras.

La mineralización aparece interestratificada entre los miembros pelítico y carbonatado de la Formación de Las Piletas (fig. 9) y (fotos 13 y 14). Debido a que la parte superior de ésta Formación está muy erosionada, tanto la mineralización como los mármoles suprayacentes se presentan en afloramientos aislados dispersos por toda la zona y en muchos casos coronando pequeños cerros o lomas. Aunque son numerosos los lugares donde aflora la mineralización o se pone de manifiesto gracias a la existencia de antiguas o actuales labores mineras, las mejores zonas de observación se encuentran en las minas denominadas: Las Piletas, Amelia y San José. En la fig.10 se muestran varios cortes geológicos de estas zonas.

En conjunto, la mineralización es bastante masiva. A pesar de ello, existen diferencias de unos puntos a otros incluso dentro de un mismo afloramiento. Se dispone en forma de un único paquete homogéneo (fotos 15 y 16) o como alternancias más o menos rítmicas de niveles masivos de

óxidos de hierro y niveles de carbonatos (fotos 17 a 20 ). Entre estos niveles carbonatados se encuentran tanto los de naturaleza calcítica como dolomítica, con predominio de estos últimos. El espesor de cada uno de los niveles que constituyen las alternancias es muy variable, oscila desde el orden milimétrico hasta un máximo observado de 40-60 cms. Más esporádicamente, y con escasísima representatividad en el conjunto de la mineralización, se pueden encontrar, también, alternancias de niveles masivos de óxidos de hierro y niveles de naturaleza pelítica con espesores que oscilan desde varios milímetros a un máximo de 8-10 cms. (fotos 21 a 23 ). Todos estos tipos se pueden observar muy bien en los socavones y galería principal de la mina de Las Piletas y en la mina y proximidades del Cerro de Los Lobos.

La potencia secundaria del paquete mineralizado, -medida respecto a la esquistosidad más patente -, es muy variable de unas zonas a otras incluso sobre distancias de escasos metros. Oscila entre 20-30 cms hasta un máximo de 10+12 m. Estas variaciones si bien -como se comentará más adelante- han podido ser configuradas, en parte, durante su formación, no es menos cierto que en algunos casos son debidas a laminaciones tectónicas, como lo demuestra el hecho de que la disminución brusca de la potencia del tramo mineralizado y/o su acuñaamiento va acompañado de una fuerte tectonización con formación de rocas cataclásticas.

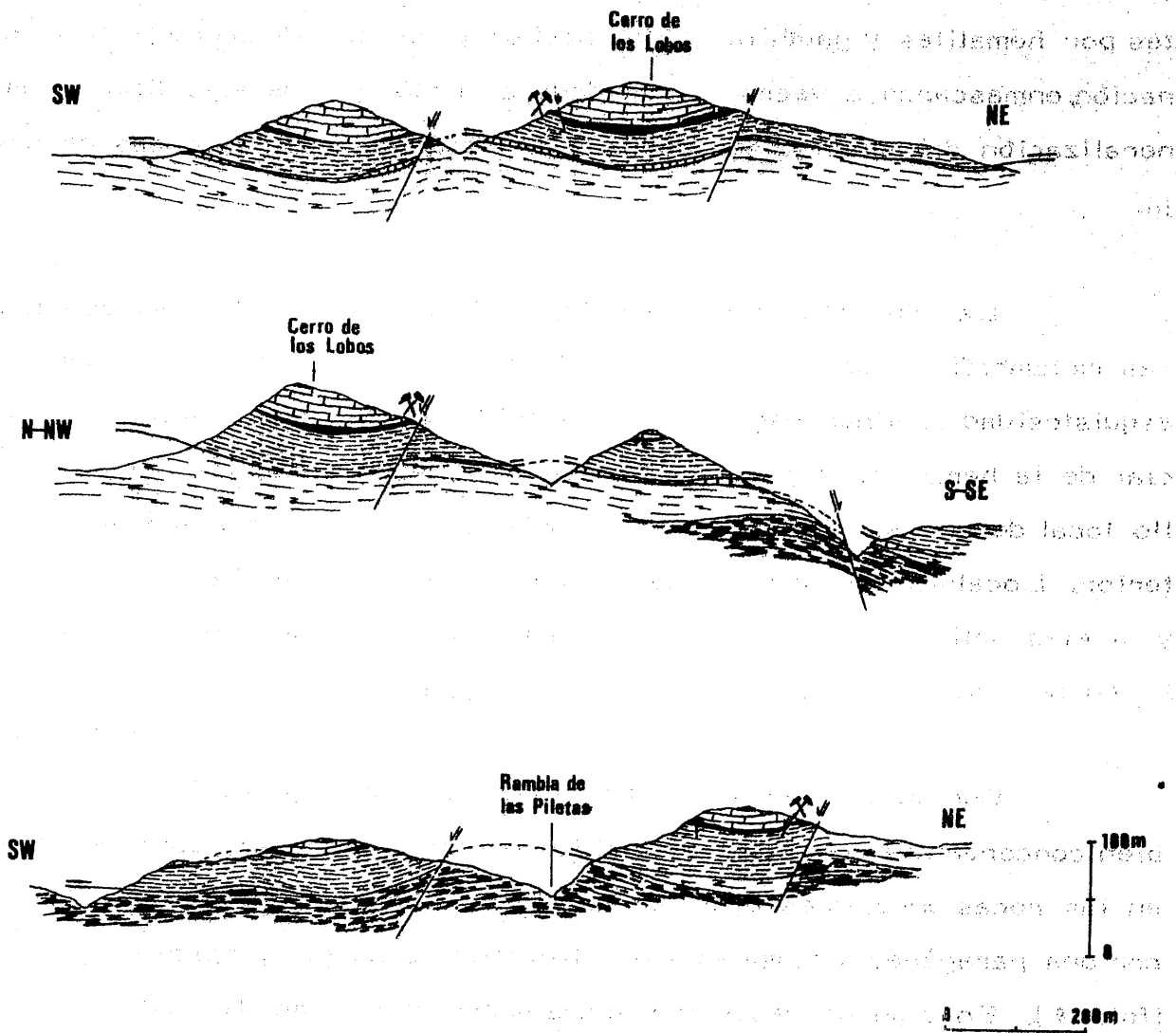
En general, los contactos entre la mineralización y las rocas encajantes están muy bien definidos. El contacto inferior con los micaesquistos es muy neto sin que se observe en ningún punto una zona transicional en el grado de mineralización. El contacto superior con el paquete marmóreo es menos nítido por la existencia de las alternancias anteriormente mencionadas. No obstante, existe también una clara diferenciación entre niveles masivos de óxidos de Fe y niveles marmóreos. Respecto a la nitidez de estos contactos conviene señalar y tener presente que, en determinadas zonas, a esta mineralización se superpone espa-

cialmente otro tipo de mineralización (tipo PL-II) de morfología más irregular, así como una impregnación postmetamórfica de las rocas encajantes por hematites y goethita. Estos hechos, y fundamentalmente la impregnación, enmascaran, a veces, la verdadera morfología de este tipo de mineralización difuminando sus verdaderos contactos con las rocas de caja.

La mineralización presenta, a simple vista, idénticas estructuras metamórficas que las rocas encajantes. La más patente de todas es la esquistosidad continua regional  $S_2$ , definida por la orientación preferencial de la hematites especular, frecuentemente microplegada con desarrollo local de una esquistosidad de crenulación  $S_3$  más espaciada que la anterior. Localmente, y sobre todo en las alternancias de óxidos de hierro y niveles pelíticos, se observa también la esquistosidad continua regional  $S_1$  en las charnelas de los pliegues  $P_2$  (fig. 11 ).

Cortando a éstas estructuras penetrativas, y ocasionalmente también concordantes con la esquistosidad principal ( $S_2$ ), se observan, tanto en las rocas encajantes, como en la mineralización, venas o filoncillos con una paragénesis compuesta por hematites especular, epidota y albíta (foto 24 ). En algunos casos son venas monominerálicas de cualquiera de estos minerales. Tanto en un caso como en otro están afectadas por una fase de deformación posterior visible por la curvatura que presentan los cristales de hematites especular y los planos de macla de la albíta.

Como resumen pues, se puede afirmar que, a excepción de los fenómenos de removilización tardía ya comentados (impregnación y venas) la mineralización presenta una perfecta congruencia respecto a las rocas encajantes en cuanto a morfología y estructuras penetrativas.



**FIG. 10**

Leyenda idéntica a la de la fig. 7 .

Como resumen puede verse en el cuadro que acompaña a los fenómenos de remoción de masas y deslizamientos (deslizamientos y vaneas) la mineralización presenta una distribución característica a las zonas afectadas en cuanto a morfología y estructuras geológicas.

## 2) Mineralogía.

En general y en cuanto a composición mineralógica se refiere, las diferencias existentes entre los tramos de mineralización homogénea y los constituidos por alternancias de niveles masivos de óxidos de hierro con niveles carbonatados o pelíticos son, en esencia, sólo cuantitativas, aunque varíen muchísimo los porcentajes relativos de los diferentes minerales. Es por esta razón que el estudio mineralógico, independiente de que se trate de mineralización homogénea o alternante, se efectúa según que se trate de: a) mineralización asociada a carbonatos y b) mineralización asociada con material de naturaleza pelítica. También, por la misma razón de no efectuar repeticiones innecesarias, el detallado estudio de las menas se realiza en un apartado posterior.

### 2 a) Mineralización de óxidos de Fe asociados a carbonatos.

Por su abundancia es el tipo más importante. En los niveles de mineralización y en los niveles carbonatados, óxidos de hierro y carbonatos, respectivamente, constituyen, en general, el 80-90% o más de la mineralogía global.

La asociación mineralógica metamórfica global es la siguiente: hematites especular, magnetita, dolomita ( $\pm$  ankerita), calcita, cuarzo, mica incolora, epidota, albita, clorita, rutilo, turmalina, talco, anfibol tremolítico y mica amarilla.

Esta asociación mineralógica no es representativa de todos y cada uno de los niveles de mineralización dada la falta de homogeneización puesta de manifiesto por las frecuentes alternancias de lechos de muy diferente composición química, incluso a escala milimétrica a centimétrica (fotos 17 a 20). En realidad es la suma de una serie de asociaciones mineralógicas parciales, representativas, cada una, de diferentes

microsistemas. Las asociaciones más frecuentes son:

Hm spec. ± Mgt+Q+Mo.

Hm spec. ± Mgt+Dol. ± Ank, + Q + Mo. ± Ep. ± Ab.±Cl.

Hm spec. ± Mgt +Calc. + Mo, + Q. ± Ep. ± Ab. ± Cl.

- Los carbonatos están representados fundamentalmente por dolomita y calcita. Ambos minerales suelen estar muy bien diferenciados en distintos niveles en los que existe absoluto predominio de uno de ellos. Como se verá más adelante, sólo en zonas cataclastizadas, en los que hay procesos postmetamórficos de calcitización, la calcita y dolomita se presentan conjuntamente en porcentajes elevados. Tanto una como otra presentan texturas granoblásticas con muy diferentes grado de recristalización de unos puntos a otros. Mientras que en algunos niveles la orientación preferencial de los cristales es muy marcada, disponiéndose con la máxima longitud según las superficies de foliación, en otros muchos la recristalización postcinemática es tan intensa que no se aprecia "de visu" ningún tipo de orientación preferencial.

Mediante tinciones selectivas (ver capítulo II) se pone de manifiesto que, en algunas zonas, la dolomita presenta proporciones variables de Fe en su estructura, pudiendo catalogarse - de forma puntual- como ankerita.

- La mica incolora, determinada mediante difracción de rayos X, se trata de una moscovita politipo  $2M_1$  con un cierto grado de fengitización. Se presenta como láminas dispersas o concentrada en finos lechos paralelos a la foliación de la roca. En ambos casos suele estar preferencialmente orientada definiendo la esquistosidad o esquistosidades. Su tamaño es muy variable de unos lechos a otros con un máximo de frecuencia comprendido entre 50 y 150  $\mu$ .

Esporádicamente, en algunos niveles de carbonatos, la mosco-

vita está prácticamente ausente y en su lugar aparece la mica de color crema-amarillento ya descritas en la pág. 57 .

- El cuarzo se presenta en cristales xenomorfos dispersos entre los cristales de carbonatos u óxidos de Fe o bien formando pequeños nódulos. Su tamaño más frecuente oscila entre 50 y 100  $\mu$  .

- La epidota es en su totalidad de la variedad pistacita. Suele presentarse en cristales hipidiomorfos de hábito prismático con su máxima dimensión contenida en los planos de foliación de la roca. Aunque en el conjunto de la mineralización es muy escasa, aparece, no obstante, concentrada en determinados lechos de espesor milimétrico.

- La clorita, también muy escasa, se encuentra como cristales dispersos, tanto orientados como desorientados respecto a la esquistosidad  $S_2$ . En algunas muestras en donde la proporción de este mineral, dentro de su escasez, era suficientemente abundante, previa concentración con el separador isodinámico, ha sido analizada por difracción de rayos X. Así se han determinado diversas cloritas en asociaciones mineralógicas diferentes, cuyos resultados se expresan en la tabla 4 y se han representado en los diagramas de clasificación de HEY (1954) y FOSTER (1962), (figs. 11 y 12 ).

Los términos representados son scheridanita y ripidiolita, siendo las de mayor contenido en Fe (ripidiolita) las asociadas a niveles de óxidos de hierro, mientras que la scheridanita se encuentra asociada a los niveles marmóreos.

- La albíta es muy escasa y se presenta generalmente como cristales xenomorfos e hipidiomorfos dispersos entre los granos de carbonatos.

- Rutilo y turmalina se encuentran en pequeñísimas cantidades



en forma de diminutos cristalitas asociados a los lechos más micáceos y se dispone siguiendo las superficies de esquistosidad.

- El talco solo se ha detectado en dos muestras y en ambas en muy pequeña proporción. Debido a su pequeño tamaño de cristales y a que se encuentra asociado con moscovita, su identificación solo ha sido posible mediante difracción de rayos X. Su aparición es puntual y se encuentra asociado con hematites, dolomita, calcita, cuarzo y moscovita.

- El anfíbol de tipo tremolítico ha sido detectado en una sola muestra en escasa cantidad. Se dispone concentrado en varios niveles, de algunos milímetros de espesor, paralelos a la foliación principal de la roca y desorientado respecto a la esquistosidad  $S_2$ . Texturalmente, por tanto, sólo se puede afirmar que su formación es posterior a la segunda fase sincinemática alpina. Se encuentra asociado con hematites especular y dolomita.

Además de las asociaciones mineralógicas metamórficas, ya comentadas, en estas rocas se encuentran también otros minerales tales como: hematites, goethita y calcita, cristalizados con posterioridad a las principales fases de metamorfismo.

- La hematites y goethita, en proporciones muy variables de unos puntos a otros, suelen ir asociadas y proceden de la alteración de las menas de hierro metamorfizadas (magnetita y hematites especular). En el computo general de la mineralización, el desarrollo de estas menas de alteración adquiere escasa importancia si bien en algunas zonas concretas puede llegar a constituir el 50% de las menas, confiriéndole al conjunto un color amarillo intenso, propio de la limonita, y un aspecto terroso. No obstante, incluso en este último caso son aún perfectamente visibles las estructuras metamórficas definidas por la hematites especular.

A menor escala se observa que ambos minerales se disponen impregnando a los minerales de la ganga y en especial a los carbonatos, a los que reemplazan parcialmente (fotos 27 y 28), así como rellenando huecos y fracturas. En este último caso presentan bellas texturas coliformes.

Finalmente, en zonas y en niveles donde los procesos de alteración están muy pocos desarrollados, la hematites se presenta como producto de martitización de la magnetita - proceso que se describirá más adelante -, y la goethita como finas películas alrededor de algunos cristales de hematites especular.

Del mismo modo que sucedía en los mármoles que constituyen la roca encajante, en algunas zonas de mineralización se produce una calcitización postmetamórfica. La calcita produce parcial desdolomitización, reemplaza a otros minerales como cuarzo y plagioclasa, y rellena huecos y fracturas en los que suele ser el último mineral en cristalizar. La forma con que se produce estos procesos es idéntica a la ya descrita en el capítulo de las rocas encajantes.

## 2 b) Mineralización de óxidos de hierro asociados con material de naturaleza pelítica.

Como ya se ha comentado anteriormente, este tipo de mineralización es muy escaso y esporádico y se presenta intercalado entre la mineralización del tipo 2 a). Del mismo modo que en aquella, en ésta existe, también, una neta diferenciación en niveles masivos de óxidos de hierro y niveles pelíticos lo que le da al conjunto un aspecto bandeado definido por alternancias de colores claros y oscuros (fotos 21, 22, 23, 29, 30 y 31).

Los niveles pelíticos, en su mayor parte, están constituidos en más del 90% por mica incolora, por lo que pueden ser considerados como micacitas. No obstante, a escala milimétrica y centimétrica, exis-

ten algunas intercalaciones de diferente composición puestas de manifiesto por extraordinarias concentraciones de diminutos granates y/o epidotas. Debido precisamente a la falta de homogeneización de estos niveles se pueden individualizar diversas asociaciones mineralógicas metamórficas representativas de los diferentes microsistemas químicos existentes.

Las principales asociaciones mineralógicas son las siguientes:

En los niveles de óxidos de Fe:

Hm+Mo+Q.

Hm+Mo+Cl+Q±Ep±Tur±Gr.

En los niveles pelíticos:

Mo+Cl+Q±Hm.

Mo+Cl+Q±Gr±Ep±Tur±Rut±Hm±intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti±Mgt.

La principal diferencia mineralógica, y única desde el punto de vista cualitativo, entre los niveles masivos de óxidos de Fe y los niveles pelíticos es la existencia en estos últimos de rutilo e intercrecimientos de titanhematites-rutilo y que están totalmente ausentes en los primeros. Estos intercrecimientos serán descritos en un apartado junto con la hematites especular y magnetita.

- La moscovita, que es el constituyente mayoritario de los niveles pelíticos, se presenta orientada preferencialmente definiendo las dos esquistosidades continuas  $S_1$  y  $S_2$  y un microplegado con desarrollo local de una  $S_3$  de crenulación. Así mismo, se observan numerosos cristales hipidiomorfos-cristalizados estáticamente-que cortan a las superficies de esquistosidad. En los niveles de óxidos de Fe se presenta en

muy escasa cantidad en forma de laminillas dispersas tanto orientadas según la esquistosidad principal de la roca como desorientadas.

- La clorita en algunos niveles pelíticos es relativamente abundante. Se presenta concentrada en lechos, paralelos a la foliación principal, intercalados entre los de mica incolora. En los niveles de óxidos de Fe se encuentra del mismo modo que la mica incolora aunque en menor proporción. Su estudio mediante difracción de rayos X (ver tabla 4), y de acuerdo con los diagramas de Hey y Foster, permite clasificarla como sheridanita.

- El cuarzo es muy escaso en los niveles de óxidos de hierro. Se presenta como cristales xenomorfos dispersos con tamaños más frecuentes comprendidos entre 50 y 150  $\mu$ . En los niveles pelíticos es algo más abundante y en algunos niveles se concentra en lechos paralelos a la foliación.

- El granate aparece sólo en los lechos de naturaleza esencialmente pelítica y/o cuarzosa estando totalmente ausente en los niveles masivos de óxidos de Fe. Se encuentra concentrado en delgados niveles, del orden milimétrico a uno o dos centímetros de espesor máximo, paralelos a la foliación principal de la roca. Se presenta en cristales de redondeados a hipidiomorfos y con tamaños en general inferiores a 0,5 milímetros de diámetro.

En su interior suelen presentar abundantes inclusiones de menas metálicas (rutilo, titanhematites y hematites) cuya orientación, generalmente en forma rotacional, define una esquistosidad interna ( $S_i$ ), plegada, que es discontinua respecto a la  $S_e$ . Esta última se corresponde con la  $S_2$  o esquistosidad principal de la roca.

En algunos niveles, parte de los cristales de granate muestran una zona central rica en diminutas inclusiones de menas metálicas sin nin-

Tabla 4 .- Análisis de cloritas por difracción de rayos X.

	A <sub>0</sub>	P <sub>6</sub>	R-Cl	PI-1	R <sub>3</sub>	R <sub>4</sub>	A <sub>2</sub>
d <sub>001</sub>	14, 13	14, 16	14, 09	14, 18	14, 11	14, 10	14, 18
Al <sup>IV</sup> (**)	1, 38	1, 29	1, 48	1, 24	1, 42	1, 45	1, 25
Al <sup>VI</sup>	1, 42	1, 28	1, 59	1, 19	1, 51	1, 55	1, 21
Al <sup>total</sup> (***)	2, 80	2, 57	3, 07	2, 43	2, 93	3, 00	2, 46
Fe <sup>oct.</sup> (*)	0, 83	0, 30	0, 73	0, 25	0, 26	0, 26	0, 62
Fe <sup>bruc.</sup> (*)	0, 65	0, 15	0, 54	0, 10	0, 26	0, 44	0, 37
Fe <sup>total</sup>	1, 48	0, 45	1, 27	0, 35	0, 52	0, 70	0, 99
Mg	3, 10	4, 27	3, 14	4, 46	3, 97	3, 75	3, 80
Si	2, 62	2, 71	2, 52	2, 76	2, 58	2, 55	2, 75
Fe/Fe + Mg	0, 32	0, 10	0, 29	0, 07	0, 12	0, 16	0, 21
G. asim.	0, 18	0, 15	0, 19	0, 15	0, 00	0, 18	0, 25

- A<sub>0</sub>..... : mármol con magnetita.  
P<sub>6</sub>..... : mármol.  
R-Cl.. : nivel de clorita asociado a magnetita.  
PI-1.. : niveles pelíticos intercalados en la mineralización.  
R<sub>3</sub>..... : " " " " "  
R<sub>4</sub>..... : " " " " "  
A<sub>2</sub>..... : micaesquisto clorítico

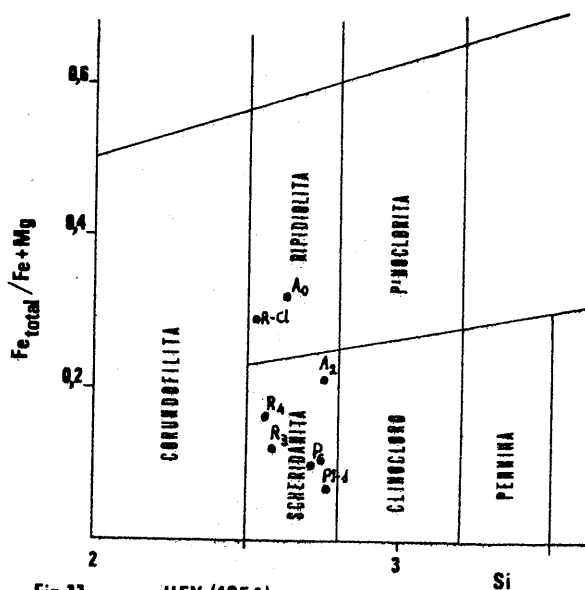


Fig. 11 HEY (1954)

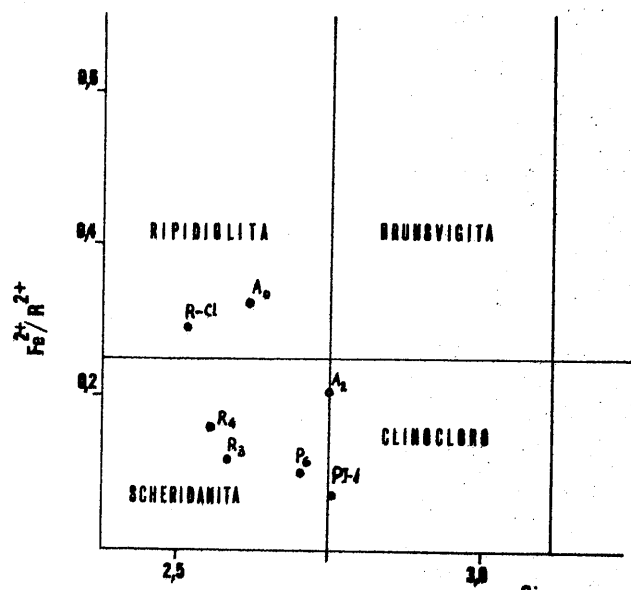


Fig. 12 FOSTER (1962)

(\*).- Determinados según el método propuesto por NIETO et al.  
(En prensa).

(\*\*).- Determinado según KEPEZHINSKAS (1965).

(\*\*\*).- " " " ALBEE (1962)

gún tipo de orientación preferencial, y una zona externa más pobre de inclusiones, o libre de ellas, que en muchos casos corta claramente a la esquistosidad  $S_2$  de la matriz. Estos rasgos texturales se pueden interpretar como un crecimiento del granate al menos en dos estadios, correspondiéndose el borde extremo con una recristalización post  $S_2$ .

Concentrado por separación electromagnética, se ha determinado el parámetro de la celdilla unidad ( $a_0$ ) mediante difracción de rayos X y el índice de refracción ( $n$ ) por inmersión en líquidos Cargille. Los valores obtenidos han sido los siguientes:

$$a_0 = 11,624 \text{ \AA} \pm 0,003.$$

$$n = 1,795 \pm 0,005.$$

La densidad no ha podido ser calculada ya que la existencia de numerosas inclusiones no permite efectuar esta medida con la precisión requerida. Por la misma razón tampoco se ha realizado el análisis químico.

A falta, pues, de un tercer parámetro físico que permitiera determinar la composición mineralógica del granate, se ha realizado un espectrograma por fluorescencia de rayos X en el que se pone de manifiesto la existencia de una gran cantidad de Mn y Fe. La mayor parte de Fe, sin embargo, es atribuible a las inclusiones de óxidos de Fe presentes. La gran cantidad de Mn detectada por fluorescencia, junto con los valores de  $a_0$  y  $n$  obtenidos, permite clasificar el granate como un término muy rico en espesartita, de acuerdo con los diagramas de clasificación de WINCHELL (1958) y SKINNER (1956).

- La epidota es exclusivamente pistacita. En general es bastante escasa encontrándose asociada a los lechos más pelíticos. No obstante y del mismo modo que el granate, en algunos niveles, de varios

milímetros de espesor, puede llegar a constituir hasta casi el 50% de la mineralogía. Se presenta en cristales xenomorfos e idiomorfos con su máxima dimensión contenida en los planos de la esquistosidad principal.

- La turmalina es también muy escasa y se presenta en pequeños cristallitos idiomorfos dispuestos según las superficies de foliación.

- El rutilo se encuentra como pequeños cristales aislados dispuestos siguiendo las superficies de esquistosidad y como inclusiones en cristales de granate. También se presenta como cristales de mayor tamaño intercrecidos con titanhematites. Estos intercrecimientos serán descritos más adelante junto con las menas de hierro.

Finalmente, cabe destacar que, en algunos niveles pelíticos en los que es relativamente abundante el rutilo y la turmalina, existen también pequeños cristales de zircón y de apatito dispersos entre la matriz de micas.

### 3) Características de las menas.

Como ya se ha comentado con anterioridad, las especies mineralógicas que constituyen las menas metálicas de Fe de las asociaciones metamórficas son: hematites especular, magnetita, e intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti. Además de estas menas, existen también hematites y goethita cristalizadas con posterioridad al metamorfismo y cuyas características ya han sido descritas en la pág. 72 .

#### 3 a) Hematites especular.

Es la mena más abundante. En conjunto constituye más del 90% de las menas y en muchos niveles es prácticamente la única existente.

Presenta texturas que varían desde granoblástica a esquistosa y, aunque muestra heterometría de grano, las dimensiones máximas más frecuentes de sus cristales están comprendidas entre 100 y 300  $\mu$ .

Se encuentra afectada por todas las fases de metamorfismo presentes en las rocas (fig. 13 ). Debido a su hábito laminar, las dos es-



Fig. 13. - Alternancias de niveles de hematites especular y niveles pelíticos. (Esquema dibujado a partir de una muestra de mano).

quistosidades continuas  $S_1$  y  $S_2$  quedan perfectamente definidas por la marcada orientación preferencial de sus cristales. La  $S_1$  se encuentra plegada y transpuesta por el desarrollo de la  $S_2$  siendo obliterada en gran parte. No obstante, sobre todo en muestras con alternancias de niveles de óxidos y niveles pelíticos, la esquistosidad  $S_1$  se observa como charnelas de pliegue  $P_2$  y como inclusiones dentro de peciloblastos de granates.

La esquistosidad  $S_2$  es la más patente en la mayor parte de las muestras y en los niveles masivos de óxidos de Fe es normalmente la más antigua de las observables. En muchos casos se encuentra microplegada dando pliegues  $P_3$ , de abiertos a isoclinales y de ejes bastante verticales. Asociada al desarrollo de estos pliegues  $P_3$  se observa, puntualmente, una esquistosidad de crenulación  $S_3$  más espaciada que las anteriores (foto 32).



El detallado estudio mineralógico y textural pone de manifiesto la existencia de dos tipos diferentes de hematites especular de acuerdo con el material del que proceden: una cristalizada durante el primer evento metamórfico y formada probablemente a partir de un sedimento de tipo limonítico (tipo 1), y otra formada con posterioridad a partir de magnetita (tipo 2).

La hematites especular tipo 1 constituye la gran mayoría de ésta mena. Presenta una gran homogeneidad tanto en la textura como en el tamaño medio de los cristales y está afectada por todas las fases metamórficas de deformación.

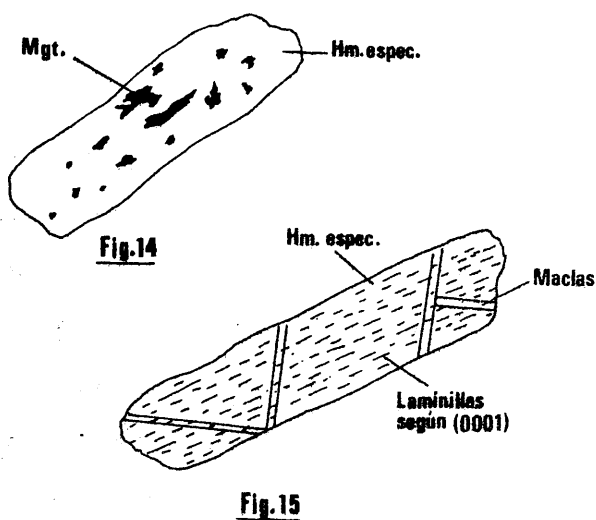
El tipo 2 de hematites especular es muy minoritario. Se presenta siempre asociada con magnetita y se dispone en finos lechos paralelos a la foliación principal de la roca intercalados entre la hematites del tipo 1. Su formación a partir de magnetita viene puesta de manifiesto: a) por su estrecha relación espacial con lechos de magnetita, b) por la presencia, en dichos lechos, de cristales de magnetita parcialmente reemplazada por ella y c) por la existencia dentro de los cristales de hematites especular de pequeñas inclusiones irregulares de magnetita que representan restos de este último mineral no reemplazados (fig. 14). Los cristales de hematites especular se encuentran preferencialmente orientados según la esquistosidad  $S_2$ . En las muestras donde es visible la esquistosidad  $S_1$  en ningún caso se ha encontrado este tipo de hematites especular.

Respecto a la etapa en que se ha producido la transformación de magnetita a hematites (martitización), de acuerdo con los datos texturales ya comentados, sólo se puede afirmar que ha debido ser, o contemporánea de la fase sincinemática  $F_2$ , o durante la fase intercinemática entre  $F_1$  y  $F_2$ . Por otra parte, el perfecto hábito laminar que presentan los cristales de hematites—en contraposición con el hábito y/o formas que presenta la magnetita en los mismos lechos—descarta la posibilidad de que

se trate de un reemplazamiento mimético tardío.

Debido a la existencia teórica de parcial solución sólida entre los términos  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiFeO}_3$ , se han efectuado cinco análisis por microsonda electrónica de los cristales de hematites especular que han dado como resultado unos contenidos en titanio comprendidos entre 0,096 y 0,099%.

Un hecho peculiar de los cristales de hematites especular, tanto del tipo 1 como del tipo 2, es la presencia en su interior de diminutas "heterogeneidades ópticas" a modo de laminillas paralelas a (0001) que muestran diferente reflectividad respecto al resto del cristal aunque sólo en la dirección del rayo E (fig. 15 ). Este fenómeno sólo es bien observable cuando se utilizan grandes aumentos y aceite de inmersión ya que el tamaño máximo de estas laminillas es inferior a  $5\mu$ .



ble cuando se utilizan grandes aumentos y aceite de inmersión ya que el tamaño máximo de estas laminillas es inferior a  $5\mu$ .

RAMDHOR (1969) describe cristales de hematites especular que muestran un fenómeno similar a éste y lo explica como unas finas exsoluciones de naturaleza desconocida, resaltando, además, que éstas hematites suelen ser notablemente magnéticas.

CANAVAN and EDWARDS (1938) en cristales con idénticas características interpretan el fenómeno como un micromaclado producido por tensiones internas en los cristales.

Con idea de intentar dilucidar, en lo posible, las causas que producen estas laminillas en el caso aquí presente, se han realizado, me

diante microsonda electrónica, registros gráficos de los diferentes elementos químicos minoritarios y trazas en varios cristales. En ellos no se han encontrado ningún tipo de diferencias entre las laminillas y el resto de los cristales por lo que, al menos, parece confirmarse que no se trata de una exsolución.

La opinión de CANAVAN and EDWARDS (op. cit.) puede ser aceptada, en principio, como una buena explicación para éste fenómeno.

Otra característica peculiar de ambos tipos de cristales de hematites especular (tipos 1 y 2) es su alta susceptibilidad magnética, siendo incluso ligeramente atraídos por un imán de mano. Los valores de la susceptibilidad magnética varían de un cristal a otros como lo demuestra el hecho de que no todos los cristales se separan electromagnéticamente con la misma intensidad. Los valores más altos corresponden a los cristales de hematites especular del tipo 2.

Este débil magnetismo permanente no es problemático de explicar en el caso de los cristales de hematites formados por transformación de magnetita (tipo 2), ya que los pequeños restos de magnetita que quedan en su interior serían los responsables de tal magnetismo. Sin embargo, aunque con valores inferiores, los cristales del tipo 1 también presentan altas susceptibilidades magnéticas estando totalmente desprovistos de inclusiones de minerales ferromagnéticos como así lo demuestran los estudios microscópicos y de difracción de rayos X.

El hecho de que algunas hematites especular libres de inclusiones de minerales ferromagnéticos presenten altas susceptibilidades magnéticas y un débil magnetismo permanente ha sido descrito, según RAMDHOR (1969), por diversos autores.

La confirmación de que éste fenómeno puede ser inherente a

la propia hematites fué puesto de manifiesto por HONDA y SONE (1914) y SMITH (1916) quienes respectivamente demostraron que la alta susceptibilidad magnética de estos cristales permanece hasta aproximadamente 680°C - temperatura bastante superior al punto de Curie de la magnetita - y que es función de las direcciones cristalográficas. No obstante, y a pesar de estas consideraciones, la explicación satisfactoria de este fenómeno sólo fué posible a partir de que NEEL (1949) demostrara que la hematites es una sustancia antiferromagnética. Así, si bien toda sustancia antiferromagnética está constituida por dos subestructuras magnéticas con momentos iguales y opuestos por lo que el momento magnético resultante es cero, en algunos casos se puede producir un cierto momento resultante, bien por la imperfecta compensación de los momentos magnéticos de cada subestructura debido a la existencia de impurezas, defectos o deficiencias de cationes en una de ellas (NEEL, 1953), o bien porque las dos subestructuras no sean totalmente antiparalelas (DZYALOSHINSKII, 1957 y 1958). En mi opinión, cualquiera de éstas dos causas pudieran ser las responsables del débil magnetismo permanente que presentan los cristales de hematites tipo 1.

Por otra parte, el hecho de que en los mismos cristales vayan asociadas estas anomalías magnéticas y las heterogeneidades ópticas, descritas anteriormente, y que esta asociación sea relativamente frecuente (RAMDHOR, 1969), al menos sugiere, en mi opinión, la posibilidad de que tales "anomalías ópticas" sean precisamente debidas a diferentes dominios magnéticos dentro de los cristales. Esta posibilidad podrá ser estudiada más adelante ya que desborda los objetivos de este trabajo.

### 3 b) Magnetita.

Junto con la hematites especular, constituyen las dos menos principales de la mineralización. Su porcentaje, frente a la hematites, es muy

minoritario representando en el conjunto de la mineralización menos del 10%.

Dentro del tramo mineralizado se suele presentar concentrada en lechos, bien diferenciados, intercalados entre la masa de hematites especular. El espesor de éstos lechos de magnetita oscila desde el orden milimétrico a un máximo de 4-5 cms.

En el interior de los lechos de magnetita, ésta se encuentra tanto en forma masiva, como en forma de cristales individualizados y más o menos interconectados entre sí. En el primer caso, la magnetita está muy fracturada y sin forma definida de cristales, mientras que en el segundo los cristales están ligeramente estirados según las superficies de esquistosidad o, con mayor frecuencia, como porfidoblastos muy idiomorfos que cortan a los planos de esquistosidad (foto 26 ).

Al microscopio, los cristales de magnetita presentan un color de reflexión rosado pálido. Este color es atribuido comunmente, en la literatura, a magnetitas con altos contenidos en titanio. Sin embargo, en nuestro caso, el titanio no parece ser el responsable del color rosado ya que varios análisis químicos, realizados por microsonda electrónica, muestran contenidos, en este elemento, siempre inferiores al 0,2% y con un valor medio del 0,1%. A este respecto conviene mencionar que esta misma consideración la hace también WESTRA (1970) para magnetitas con este mismo color rosado y con contenidos en Ti inferiores al 0,35% en rocas de la Sierra de los Filabres.

La magnetita se encuentra parcialmente martitizada con intensidad variable de unos puntos a otros. La transformación de la magnetita a hematites se produce, al menos, en dos etapas bien diferenciadas. La primera transformación ya ha sido comentada en el apartado referente a la hematites especular. Se produce coetánea o anterior a la 2ª fase

sincinemática de metamorfismo ya que la hematites se encuentra orientada según la esquistosidad  $S_2$ .

La segunda martitización se produce con posterioridad a la blastesis post- $S_2$  ya que afecta a los porfidoblastos de magnetita recrstalizada en esa fase. Este proceso de martitización se inicia tanto en los bordes de los cristales y fracturas (foto 33 ) como en los planos de exfoliación octaédrica (111) (foto 34 ).

Fuera ya del tramo mineralizado, se pueden encontrar, también, pequeños lechos de magnetita intercalados tanto entre los micaesquistos de muro de la mineralización como en los mármoles suprayacentes a ésta, en ambos casos en niveles próximos a la mineralización. Las características de ésta magnetita son similares a los descritos con anterioridad. En general se encuentra muy recrystalizada con cristales hipidiomorfos a idiomorfos que, en ocasiones, engloban en su interior diferentes minerales de la ganga. En la fig. 16 se representa un esquema de uno de estos lechos de magnetita afectado por pliegues  $P_2$ .

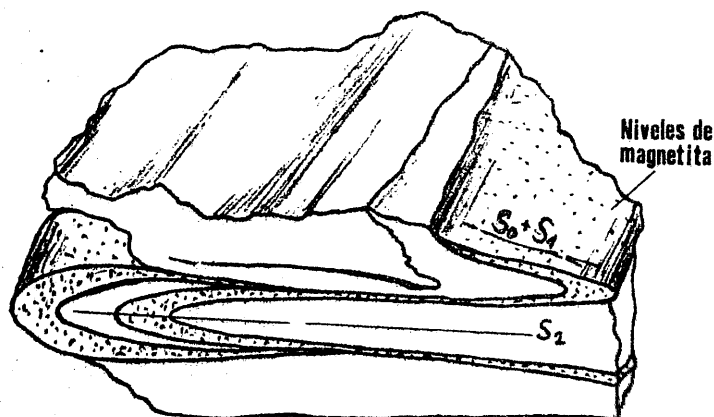


Fig. 16.- Niveles de magnetita intercalados entre micaesquistos y afectados por pliegues  $P_2$ .

### 3 c) Intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti.

Para la nomenclatura de los diferentes óxidos de hierro y titanio y sus intercrecimientos, se ha seguido la terminología de BUD-DINGTON, FAHEY y VLISIDIS (1963), (vease fig. 17 ):

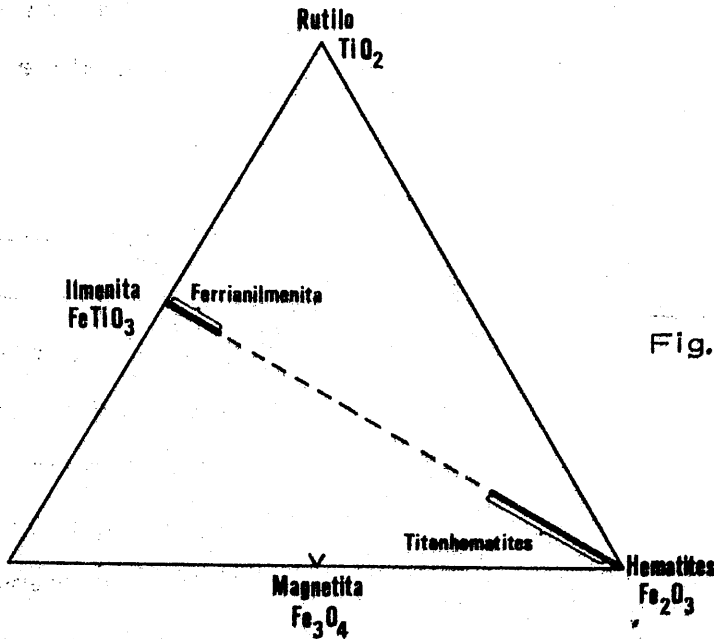


Fig. 17 .- Diagrama de composición de óxidos de Fe y Ti.

<u>Hematites.</u>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ con 0 - 2,5 moles por ciento de $\text{FeTiO}_3$ en solución sólida.
<u>Titanhematites.</u>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ con 2,5 - 32,5 moles por ciento de $\text{FeTiO}_3$ en solución sólida.
<u>Ilmenita.</u>	$\text{FeTiO}_3$ con 0 - 2,5 moles por ciento de $\text{Fe}_2\text{O}_3$ en solución sólida.
<u>Ferrianilmenita.</u>	$\text{FeTiO}_3$ con 2,5 - 12,5 moles por ciento de $\text{Fe}_2\text{O}_3$ en solución sólida.
<u>Ilmeno-hematites.</u>	Titanhematites con microintercrecimientos de ferrianilmenita.
<u>Hemo-ilmenita.</u>	Ferrianilmenita con microintercrecimientos de Titanhematites.

Aunque esta terminología no se ajusta a las normas sobre nomenclatura mineralógica dadas por la Asociación Internacional de Mine-

ralogía (HEY et al. 1961), que propone que sólo los términos extremos de las series de solución sólida reciban nombres específicos, añadiéndose un adjetivo a los de composición intermedia, no obstante, se ha creído conveniente utilizar esta nomenclatura ya que está muy extendida en la literatura y, además, es bastante concisa.

Los intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti existentes en el tramo de la mineralización se presentan exclusivamente intercalados en los lechos de naturaleza pelítica, estando totalmente ausentes en los niveles masivos de óxidos de Fe. Estos intercrecimientos están constituidos por titanhematites y rutilo, existiendo, además, ambas fases como minerales aislados.

El rutilo, cuando se presenta en cristales aislados, es perfectamente reconocible al microscopio debido a su color de reflexión y fuertes reflexiones internas, así como por su transparencia en lámina delgada. Sin embargo, cuando está en forma de pequeños intercrecimientos con titanhematites, su color de reflexión es muy parecido al de la ilmenita y tanto las reflexiones internas como su transparencia en lámina delgada desaparecen, por lo que su distinción se hace muy difícil.

La titanhematites, por su parte, presenta características ópticas análogas a la hematites.

La naturaleza y la composición química de estos intercrecimientos ha sido puesta de manifiesto por microsonda electrónica.

Los intercrecimientos de titanhematites y rutilo se encuentran, bien como inclusiones en porfidoblastos de granate definiendo la esquistosidad  $S_1$  alpina (ver foto 3), o bien dispersos en la matriz de la roca orientados según la esquistosidad principal  $S_2$  o desorientados con formas irregulares y con bordes, a veces corroídos.



Por la disposición geométrica relativa de las dos fases, que constituyen estos intercrecimientos, se pueden distinguir dos tipos:

- Intercrecimientos de formas irregulares.
- Intercrecimientos de formas regulares.

En los primeros los límites de ambas fases presentan formas muy irregulares y no tienen una ordenación concreta dentro del cristal, pudiendo encontrarse cualquiera de las dos fases tanto en el centro como en los bordes de los cristales (fig. 18 A ).

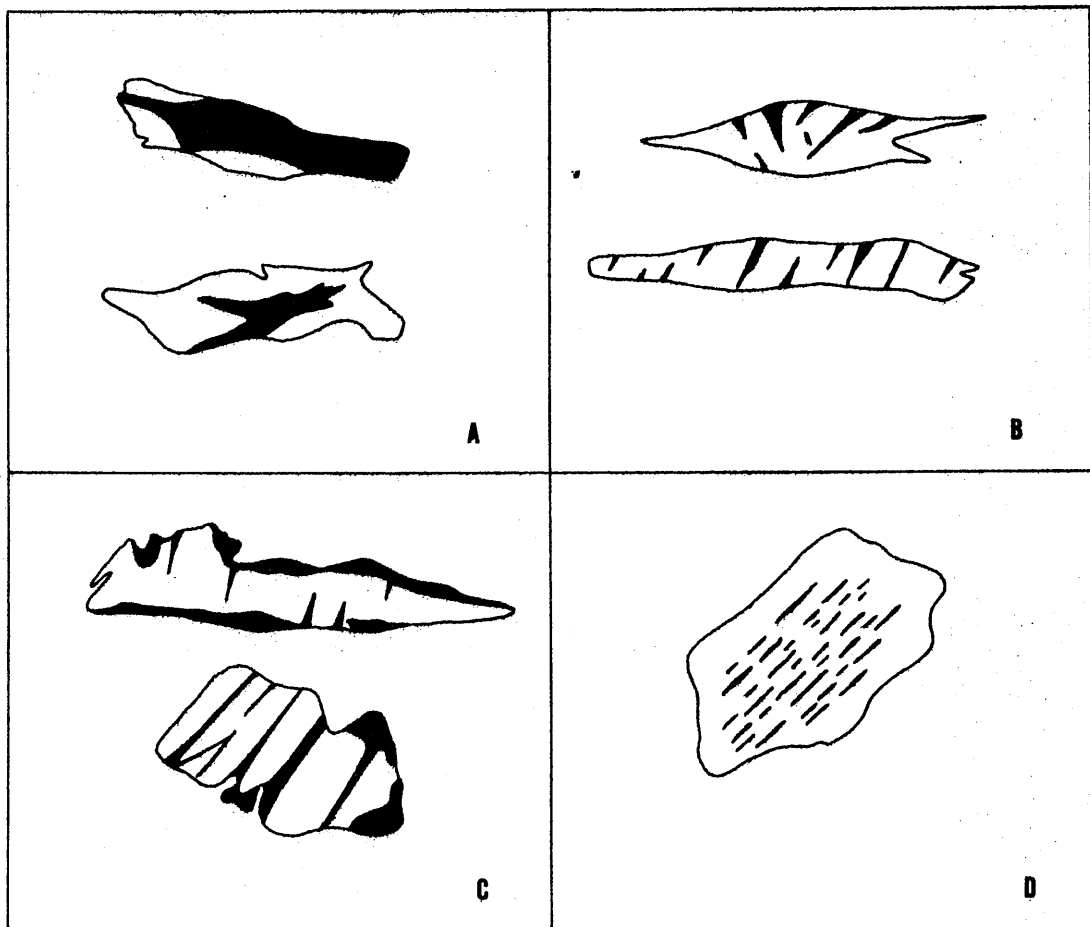


Fig. 18. - Intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti.

Tabla 5 .- Análisis, por microsonda electrónica, de intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti.

Muestra A <sub>21</sub>	
<u>Fase 1 (Titanhematites)</u>	<u>Fase 2 (Rutilo)</u>
% Fe = 66,90	% Fe = 1,43
% Ti = 2,46	% Ti = 58,40
% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 92,00	% FeO = 1,86
% FeTiO <sub>3</sub> = 7,80	% TiO <sub>2</sub> = 98,10
Muestra R <sub>3</sub>	
<u>Fase 1 (Titanhematites)</u>	<u>Fase 2 (Rutilo)</u>
% Fe = 63,80	% Fe = 2,50
% Ti = 4,70	% Ti = 58,70
% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 84,90	% FeO = 3,20
% FeTiO <sub>3</sub> = 15,00	% TiO <sub>2</sub> = 97,90

Los datos analíticos representan la media de dos determinaciones.

Los porcentajes de Fe presentes en el rutilo se han expresado como FeO, de acuerdo con los datos más frecuentes recogidos en la bibliografía según DEER et, al (1965 y 1971 ).

Los intercrecimientos de formas regulares están constituidos, en general, por titanhematites dentro de la cual se disponen láminas de rutilo según direcciones cristalográficas (fig. 18 B ).

Ambos tipos de intercrecimientos se pueden encontrar conjuntamente en un mismo cristal (fig. 18 C ).

Las proporciones relativas de titanhematites y rutilo son muy variables de unos cristales a otros. Así mismo la composición de la titanhematites varia bastante, habiendose encontrado contenidos en  $\text{FeTiO}_3$  que oscilan entre 7 y 15 moles % (tabla 5 ).

En las fotos 35 a 37 se muestra uno de los intercrecimientos comentado y las microfotografías del análisis por microsonda electrónica.

Fuera ya del tramo de mineralización, en algunas muestras de los micaesquistos de la base, se han encontrado otro tipo de intercrecimientos más complejos y constituidos por:

Titanhematites + ferriánilmenita  $\pm$  rutilo.

La ferriánilmenita se presenta como pequeñas láminas dentro de la titanhematites, con una disposición irregular o, con más frecuencia, orientadas paralelamente a las caras (0001) de la titanhematites (fig. 18 D ).

#### 4) Análisis químicos.

Debido a que en estos yacimientos no se efectúa, por las empresas explotadoras, un control de análisis químicos de muestra global, los únicos datos registrados con anterioridad a este estudio son los recogidos por SIERRA (1928) y que se reproducen en la tabla 6 .

Tabla 6 .- Análisis químicos de la mineralización según Sierra (1928).

	Muestra 1	Muestra 2
%Fe	54,50	60,63
" SiO <sub>2</sub>	3,29	3,08
" CaO	6,50	5,01
" S	0,015	0,012
" As	0,030	0,031

Habida cuenta que la mineralización se presenta, bien como un tramo relativamente homogéneo, o compuesta por niveles alternantes de óxidos de Fe y niveles de carbonatos, con espesores muy variables para cada nivel, es muy difícil dar unas leyes medias precisas ya que ello hubiera requerido analizar un gran número de muestras. En la tabla 7 se dan los resultados obtenidos para los niveles de mineralización homogénea y para la roca de caja.

Las principales consideraciones que se derivan de los resultados de los análisis de la mineralización, así como de la comparación de estos con el estudio mineralógico de las muestras analizadas, son las siguientes:

- La ley media en Fe. de las zonas de mineralización más o menos homogénea oscila alrededor del 60%. Este elemento se ha determinado como Fe<sup>3+</sup> y se encuentra prácticamente en su totalidad como óxidos y oxihidróxidos de Fe. El mineral mayoritario es la hematites especular si bien existen también proporciones variables de magnetita, hematites y goethita. Los porcentajes de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se han calculado indirectamente determinando en primer lugar el FeO correspondiente al % de magnetita. Si bien este procedimiento no es muy preciso, sí da una idea aproximada del estado de oxidación de las muestras. El contenido en FeO es extremadamente variable de unos niveles a otros, variabilidad que viene justificada por el hecho de que la magnetita se encuentra concentrada en finos le-

chos paralelos a la foliación de la roca como ya se ha dicho en el capítulo anterior.

- CaO y MgO son óxidos aportados casi exclusivamente por los carbonatos (calcita y dolomita). Los porcentajes absolutos de cada uno de ellos y sus proporciones relativas son muy variables.

Los carbonatos y los óxidos de hierro constituyen conjuntamente más del 90% de la mayor parte del tramo mineralizado. Ambos - presentan una buena correlación lineal negativa con un coeficiente del 0,96 (fig. 19 ).

-  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  presentan valores medios de 0,73 y 0,2 respectivamente. Ambos son aportados, en su mayor parte, por la mica incolora (moscovita). Este hecho se pone de manifiesto por el estudio comparativo mineralógico y químico, así como, también, por la perfecta correlación lineal existente entre estos óxidos (fig. 20 ) con un coeficiente de proporcionalidad  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  de 3,6 (del orden similar al de las moscovitas). Aunque una parte del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  puede ser aportado también por otros silicatos presentes como clorita y epidota, no obstante, estos minerales se presentan más esporádicamente que la moscovita y son muy minoritarios. Puntualmente se hay que tenerlos en cuenta ya que producirían un fuerte aumento relativo en las proporciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ .

La sílice ( $\text{SiO}_2$ ) procede tanto de la que se encuentra libre, en forma de cuarzo, como la aportada por la moscovita. Para éste componente es igual de válido el razonamiento efectuado antes para la influencia de otros silicatos. Sus porcentajes se mantienen, en general, por debajo del 4 al 5% con unos valores medios alrededor del 2,5-3%.

Los porcentajes de  $\text{Na}_2\text{O}$  son ínfimos y muy constantes ( 0,02-0,03%). A raíz del estudio mineralógico sólo caben esperarse ligeras variaciones de estos contenidos, muy localmente, por la presencia de concentra-



Tabla 7.- Análisis químicos de muestras de mineralización y rocas encajantes.

Muestra	Fe	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Totales
A <sub>3</sub>	61,29	0,62	86,97	2,60	2,50	1,30	0,60	0,32	0,30	0,03	0,126	2,75	98,12
A <sub>4</sub>	63,41	0,62	90,00	1,50	1,85	0,45	0,04	0,09	0,12	0,03	0,037	1,30	97,73
A <sub>5</sub>	62,16	0,68	88,10	3,00	2,80	0,37	0,04	0,05	0,11	0,03	0,039	2,51	98,23
H <sub>3</sub>	67,97	0,93	94,10	1,28	0,99	0,31	0,05	0,13	0,08	0,02	0,030	1,48	99,40
H <sub>4</sub>	54,37	12,41	64,01	7,60	3,00	1,57	0,08	0,21	0,45	0,02	0,094	7,95	97,40
P <sub>0</sub>	51,83	n. d.	74,12	6,00	4,50	0,50	3,50	0,62	0,18	0,02	0,055	9,53	99,61
P' <sub>0</sub>	37,80	n. d.	54,16	13,00	4,05	0,60	9,20	0,21	0,19	0,03	0,040	19,00	100,34
A <sub>9</sub>	1,55	n. d.	2,20	49,55	3,99	0,19	1,59	0,15	0,06	0,02	n. d.	41,02	98,77
A <sub>16</sub>	1,27	n. d.	1,82	49,83	4,92	1,74	0,42	0,10	0,55	0,03	n. d.	40,19	99,18
E <sub>4</sub>	2,20	n. d.	3,15	49,80	5,04	0,58	0,30	0,10	0,16	0,02	n. d.	40,75	99,90
F <sub>5</sub>	4,10	n. d.	5,86	28,02	3,50	0,80	18,00	0,40	0,20	0,03	n. d.	42,00	98,86
H <sub>6</sub>	2,66	n. d.	3,81	52,00	2,62	0,70	0,61	0,23	0,20	0,03	n. d.	40,99	101,19
P <sub>3</sub>	2,10	n. d.	3,00	44,00	11,13	3,80	0,20	0,08	0,95	0,03	n. d.	35,20	98,39
P <sub>5</sub>	3,60	n. d.	5,15	50,00	4,00	0,40	0,70	0,19	0,12	0,02	n. d.	40,00	100,58

A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub>, H<sub>3</sub>, H<sub>4</sub>, P<sub>0</sub> y P'<sub>0</sub> : muestras de mineralización.

A<sub>9</sub>, A<sub>16</sub>, E<sub>4</sub>, F<sub>5</sub>, H<sub>6</sub>, P<sub>3</sub> y P<sub>5</sub> : muestras de rocas encajantes (mármoles).

### Elementos traza.

Sobre las mismas muestras analizadas para elementos mayoritarios y minoritarios, se han realizado análisis de elementos traza tanto en la mineralización como en las rocas encajantes. Los resultados obtenidos se exponen en la tabla 9.

Aparte de los elementos analizados cuantitativamente ( Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ba y Ti ), se han obtenido espectrogramas cualitativos -por fluorescencia de rayos X- en los que se ha detectado la presencia de Sr, Rb, y Zr, elementos todos ellos que se encuentran concentrados en la fracción insoluble en ácidos compuesta, fundamentalmente, por mica incolora y cuarzo. Así pues, de acuerdo con las estructuras de estos minerales dichos elementos se encontraran en la red de la moscovita.

El examen de los resultados obtenidos y la comparación de estos con el análisis de elementos mayoritarios y estudio mineralógico, permite efectuar las siguientes consideraciones:

- No existe ningún tipo de correlación significativa entre los elementos traza analizados y la mineralización por lo que se puede concluir que aquellos no están relacionados con el proceso mineralizador que ha dado lugar a los yacimientos (fig. 21 ).

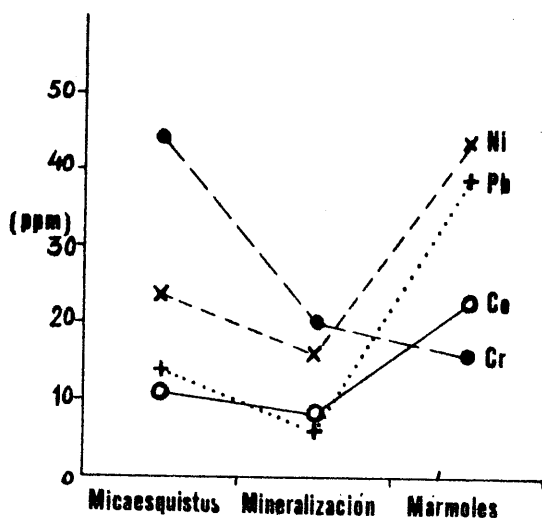


Fig. 21.

Contenidos medios de elementos traza en la mineralización y en las rocas encajantes.



- Co y Ni muestran una evolución paralela en los tres tipos de rocas analizadas (mineralización, mármoles y micaesquistos). Están correlacionados entre sí de forma lineal y positivamente (fig. 23 A ) y las proporciones de Ni/Co en cada roca son: micaesquistos (2, 18), mineralización (1, 88) y mármoles (1, 89). En los micaesquistos y en la mineralización presentan unos márgenes de valores más o menos parecidos aunque con una media algo superior en los primeros. En la mineralización se concentran en la fracción soluble y en ella, a su vez, están concentrados preferencialmente en la magnetita (tabla 8 ). En los mármoles el contenido en ambos elementos sufre un brusco aumento (ver fig. 23 A ) y se encuentran también concentrados preferencialmente en la fracción soluble en ácidos. Sólo en una muestra (P<sub>3</sub>) -con abundante proporción de residuos insoluble (17, 7%) -se encuentran en, esta fracción valores relativamente altos. El estudio cualitativo por fluorescencia de rayos X de algunos cristales de pirita no oxidada, dispersos entre los carbonatos, muestran que estos elementos se encuentran preferencialmente concentrados en dicho mineral.

- El Cr presenta los valores más altos en los micaesquistos. Su contenido decrece bruscamente en la mineralización en la que se encuentra concentrado en la fracción soluble y dentro de ella en la magnetita (tabla 8 ). En los mármoles los valores son aún más bajos y no se observa ninguna concentración preferencial en una fracción determinada.

En cada uno de los tres tipos de rocas analizadas este elemento presenta un comportamiento geoquímico similar al del Co y al del Ni con los que está correlacionado lineal y positivamente (fig. 23 B, C). Las correlaciones en las distintas fracciones son en general muy elevadas, a excepción de las existentes en la fracción soluble de los mármoles que son menos significativas.

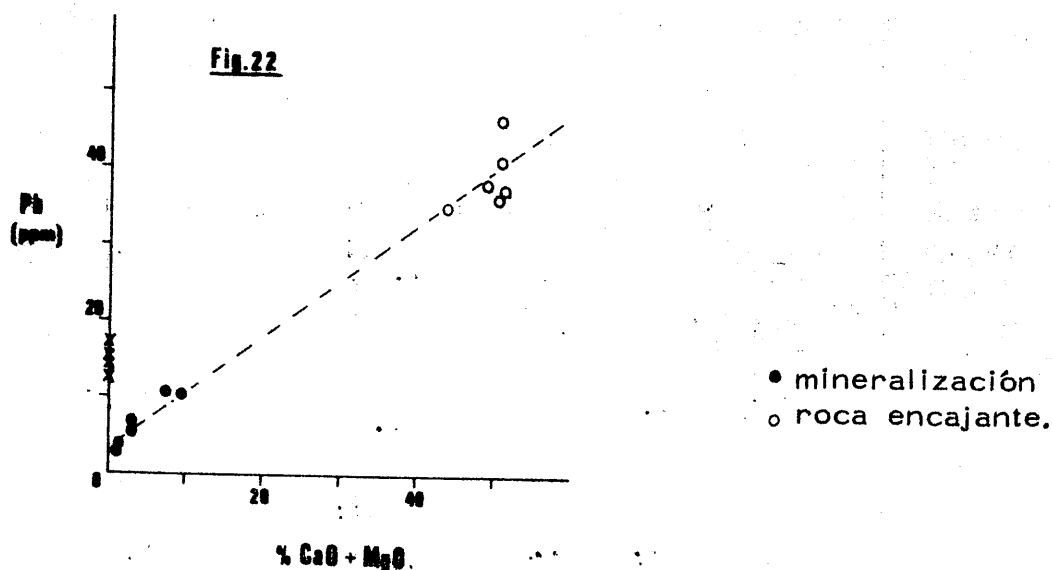
Tabla 8 .- Contenidos en Cr, Co y Ni de la fracción soluble de muestras de mineralización con diferentes proporciones de magnetita/hematites. (Valores expresados en ppm.)

Muestra	Naturaleza	Cr	Co	Ni
Mgt. A	Concentrado de Mgt.	20, 0	20, 8	45, 3
Mgt. A <sub>10</sub>	" " " "	64, 2	25, 0	95, 7
Mgt. D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub>	" " " "	19, 4	18, 7	42, 1
H <sub>4</sub>	Mgt. /Hm. = 1	40, 0	12, 1	31, 6
A <sub>3</sub>	Mgt. /Hm. = 1/40	26, 5	22, 7	22, 7
A <sub>4</sub>	" " " "	7, 7	2, 5	9, 0
A <sub>5</sub>	" " " "	9, 6	2, 1	5, 9
H <sub>3</sub>	" " " "	19, 1	3, 4	7, 1
P <sub>0</sub>	Concentrado de Hm.	17, 5	7, 5	18, 0

En el conjunto de rocas, sin embargo, el comportamiento de este elemento es diferente del que presentan Co y Ni ya que mientras el contenido en estos dos últimos elementos aumenta bruscamente de la mineralización a los mármoles, el contenido en Cr disminuye (fig. 21 ). Este hecho queda reflejado en la fig.23 en la neta separación de las envolventes de los pares de valores Co-Cr y Ni-Cr. en los distintos tipos de rocas.

- El Pb, tanto en la mineralización, como en los mármoles, parece estar correlacionado linealmente y de forma positiva con el porcentaje de carbonatos (fig. 22 ). Esta correlación es más significativa en la mineralización.

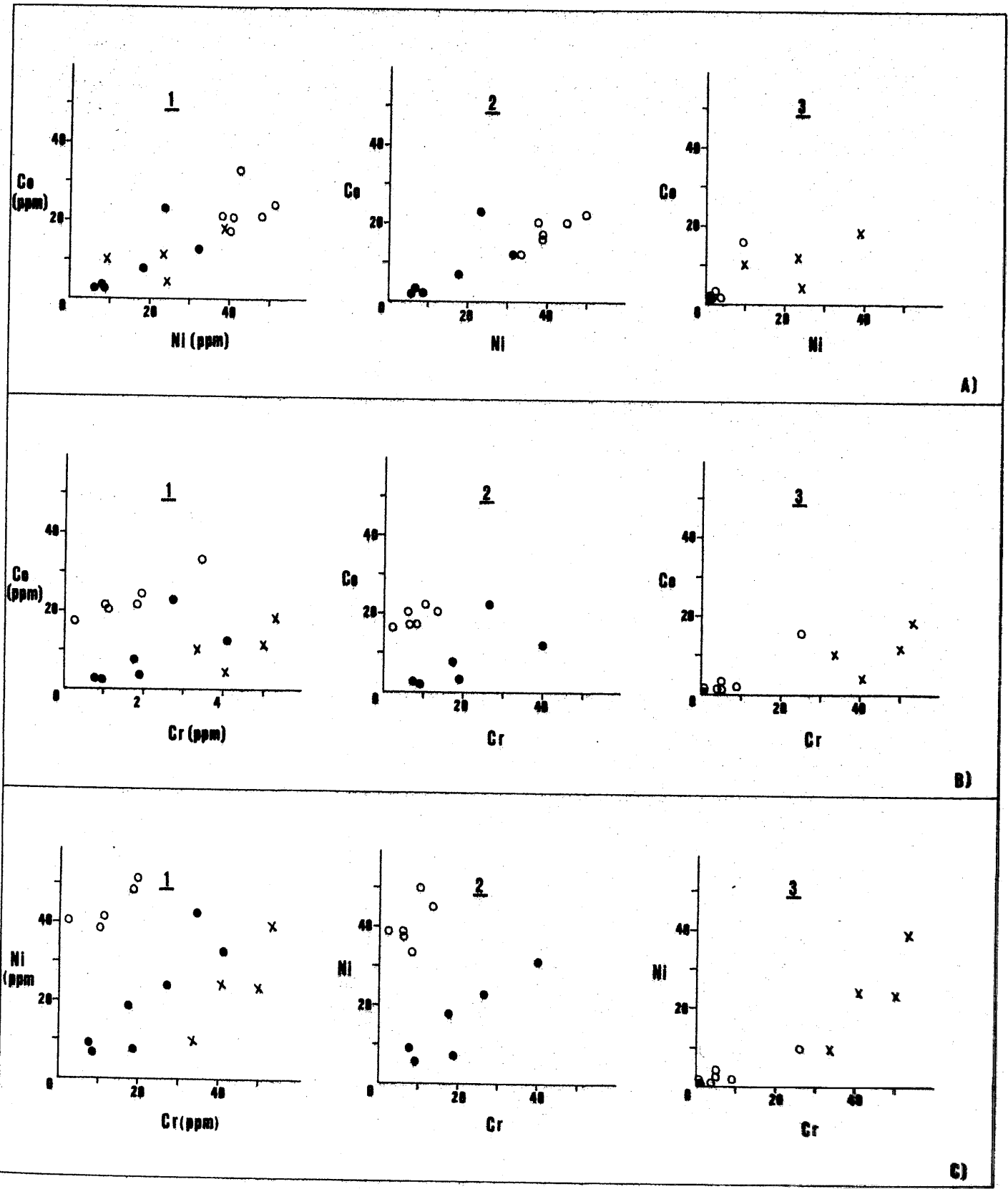
- Cu y Zn muestran una dispersión de valores muy grande y no se observa en ellos ningún significado particular.



- El contenido en titanio de la mineralización sólo ha podido ser determinado en la fracción insoluble ya que, como se comentó en el capítulo de metodología, el procedimiento empleado para extracción selectiva del Fe extrae también gran parte de titanio. En la fracción insoluble se encuentra en forma de diminutos cristalitas de rutilo asociados a lechos pelíticos, así como incluido en pequeñísima proporción dentro de la estructura de la mica incolora como lo demuestra el espectrograma por fluorescencia de rayos X de esta fracción.

A pesar de no haberse podido analizar este elemento en la fracción soluble, los análisis de microsonda electrónica efectuados sobre cristales de hematites y de magnetita demuestran que este elemento se encuentra en proporciones del orden del 0,1%.

En los mármoles éste elemento se encuentra sólo en la fracción insoluble en ácidos formando parte de los mismos minerales que en la mineralización. Los valores oscilan bastante de unas muestras a otras, de 34 a 643 ppm, correspondiendo el valor más alto a la mues-



1 Muestra total  
 2 Fracción soluble  
 3 " " insoluble

● Mineralización  
 ○ Mármoles  
 x Micaceous

Fig. .- Relaciones entre los elementos Cr, Co y Ni.

tra con mayor porcentaje de residuos insolubles.

En los micaesquistos el contenido en titanio sufre un brusco aumento concentrándose ya como elemento minoritario. Su valor medio es del orden de 3,100 ppm.

Finalmente, el Ba se encuentra sólo en algunas muestras de mineralización concentrado en la fracción soluble. Sus valores son muy variables oscilando desde 0 a 174 ppm. En los mármoles, por el contrario, se presenta sólo en la fracción soluble y en cantidades variables entre 100 y 700 ppm. En los micaesquistos se encuentra por debajo del límite de detección.

A propósito de la determinación de este elemento en los mármoles y en los micaesquistos, hay que mencionar que ha presentado importantes problemas por una fuerte desestabilización de las medidas debidas, tanto a la interferencia creada por las elevadas proporciones de Ca y Al en ambos tipos de muestras respectivamente, como por el efecto de ionización en el caso de muestras de mármoles. Este segundo problema se ha solucionado añadiendo a las muestras, que no lo poseían, un elemento (K) más fácilmente ionizable que el Ba. No obstante, por estas causas la fiabilidad de las medidas en el caso de micaesquistos y mármoles es algo problemática. Estos problemas no han sucedido, sin embargo, en muestras de mineralización ya que el Fe ha sido extraído selectivamente con anterioridad a las determinaciones.

Tabla 9 .- Análisis de elementos traza de muestras de mineralización y rocas encajantes.

Muestra	% (S)	% (R)		Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ba	Ti
A <sub>3</sub>	95,8	4,2	S	26,5	22,7	23,1	47,1	6,2	38,1	74,9	s. d.
			R	0,7	0,6	0,9	0,5	0,6	1,4	—	18,7
A <sub>4</sub>	96,9	3,1	S	7,7	2,5	9,0	2,9	3,1	15,2	12,5	s. d.
			R	0,2	0,3	0,3	0,9	0,6	0,6	—	6,2
A <sub>5</sub>	96,5	3,5	S	9,6	2,1	5,9	1,6	4,9	10,6	12,5	s. d.
			R	0,2	0,6	0,9	0,2	0,6	0,6	—	6,2
H <sub>3</sub>	98,4	1,6	S	19,1	3,4	7,1	31,4	2,8	8,1	—	s. d.
			R	—	0,3	0,6	0,5	0,6	0,8	—	18,8
H <sub>4</sub>	95,0	5,0	S	40,0	12,1	31,6	50,4	10,2	19,0	174,3	s. d.
			R	0,7	0,6	0,9	0,4	0,6	1,4	—	12,4
P <sub>0</sub>	94,5	5,5	S	17,5	7,5	18,0	1,3	10,0	11,3	—	s. d.
			R	0,2	0,3	0,9	0,4	0,6	1,5	—	6,3
Mgt. A	97,2	2,8	S	20,0	20,8	45,3	3,1	3,1	14,8	—	s. d.
			R	0,5	0,6	0,6	0,4	0,3	15,1	—	12,5
Mgt. A <sub>10</sub>	98,0	2,0	S	64,2	25,0	95,7	1,4	1,3	27,2	—	s. d.
			R	0,5	0,3	0,6	0,3	0,6	40,0	—	28,8
Mgt. D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub>	96,3	3,7	S	19,4	18,7	42,1	1,2	3,7	15,9	43,7	s. d.
			R	0,7	0,3	0,3	0,4	1,2	13,4	—	212,5

Muestra	% (S)	% (R)		Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ba	Ti
A <sub>9</sub>	95,7	4,3	S	6,2	17,2	38,8	7,1	34,2	8,5	—	—
			R	5,0	3,5	2,4	1,4	2,9	1,9	700,0	142,0
A <sub>16</sub>	92,7	7,3	S	6,2	20,3	38,0	5,7	34,2	8,9	—	—
			R	4,0	1,4	0,8	0,9	2,2	0,8	100,0	34,0
E <sub>4</sub>	96,5	3,5	S	2,1	16,4	38,8	250,0	35,9	6,8	—	—
			R	0,5	1,4	1,6	7,0	2,2	1,3	150,0	34,0
H <sub>6</sub>	93,7	6,3	S	10,4	22,6	50,0	35,0	44,5	36,8	—	—
			R	9,0	2,1	1,6	0,9	2,2	1,7	150,0	357,0
P <sub>3</sub>	82,3	17,7	S	8,3	17,2	33,5	10,4	29,8	6,1	—	—
			R	26,0	16,0	9,4	1,2	5,2	2,6	200,0	643,0
P <sub>5</sub>	96,0	4,0	S	13,5	20,3	44,8	6,4	39,1	32,8	—	—
			R	5,0	1,4	3,9	0,9	2,2	2,3	300,0	71,0
A <sub>2</sub>		100,0	R	40,6	4,6	24,2	2,9	12,5	12,1	n. d.	2075,0
D <sub>1</sub>		100,0	R	50,0	11,8	23,5	7,9	16,9	14,4	n. d.	3388,0
W <sub>1</sub>		100,0	R	33,3	10,3	9,8	45,9	14,7	21,2	n. d.	3325,0
Z <sub>3</sub>		100,0	R	53,1	18,4	38,8	12,1	14,7	54,2	n. d.	3625,0

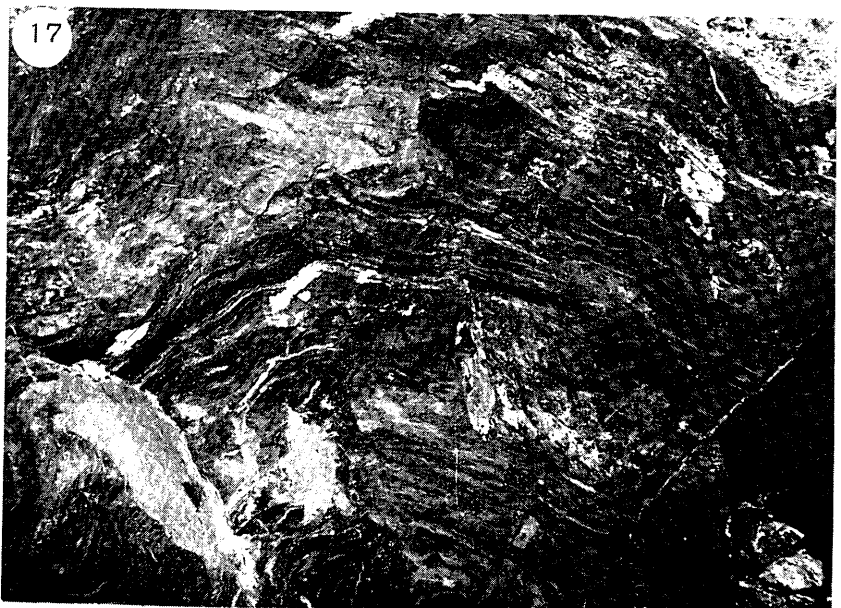
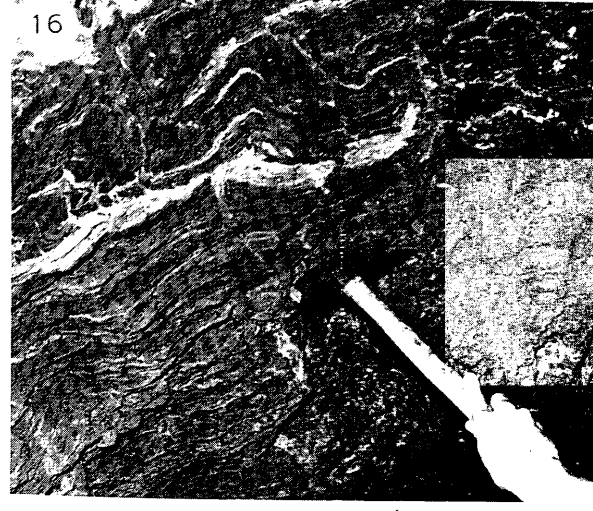
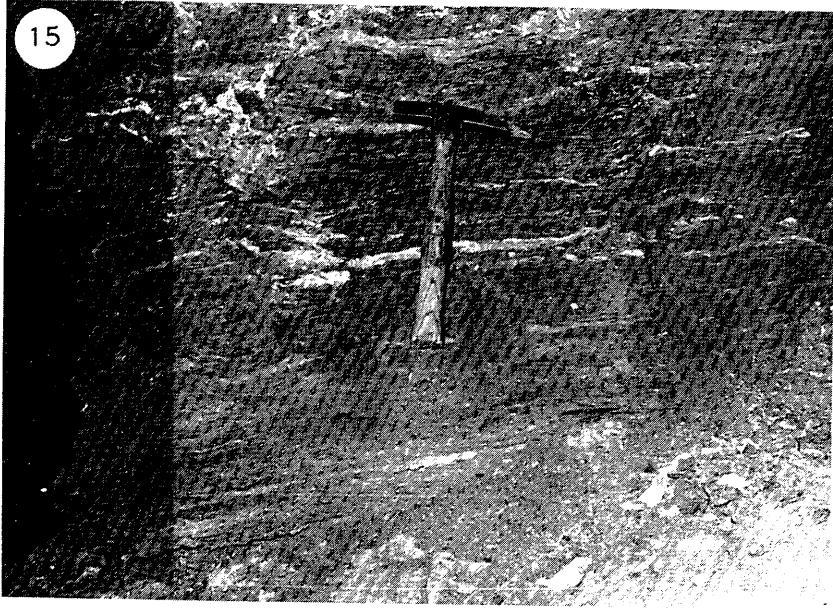
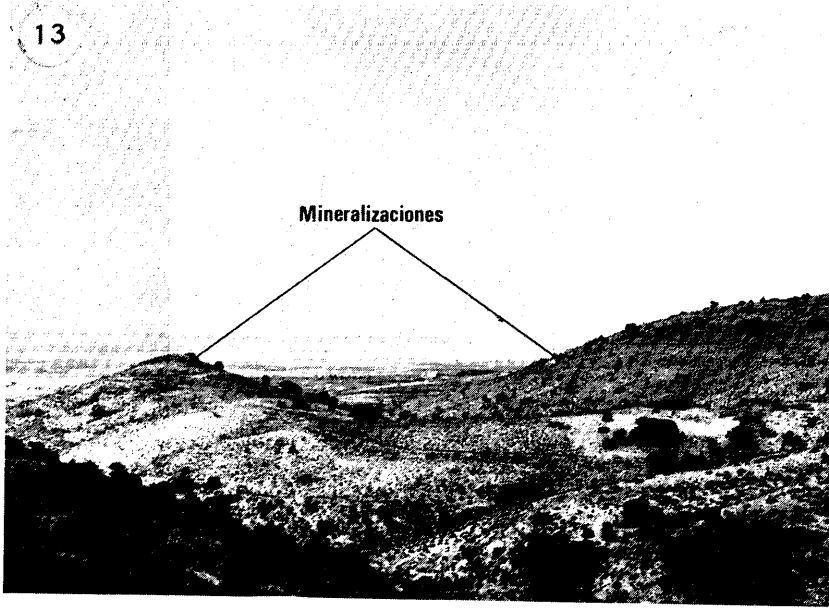
A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub> y H<sub>3</sub> : muestras de niveles homogéneos de mineralización.

H<sub>4</sub> y P<sub>0</sub> ..... : muestras compuestas por alternancias de niveles de óxidos de hierro y niveles de carbonatos.

Mgt. A, Mgt. A<sub>10</sub> y Mgt. D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> : muestras de magnetita concentrada manualmente con un imán.

A<sub>9</sub>, A<sub>16</sub>, E<sub>4</sub>, H<sub>6</sub>, P<sub>3</sub> y P<sub>5</sub> : mármoles.

A<sub>2</sub>, D<sub>1</sub>, W<sub>1</sub> y Z<sub>3</sub> : micaesquistos.





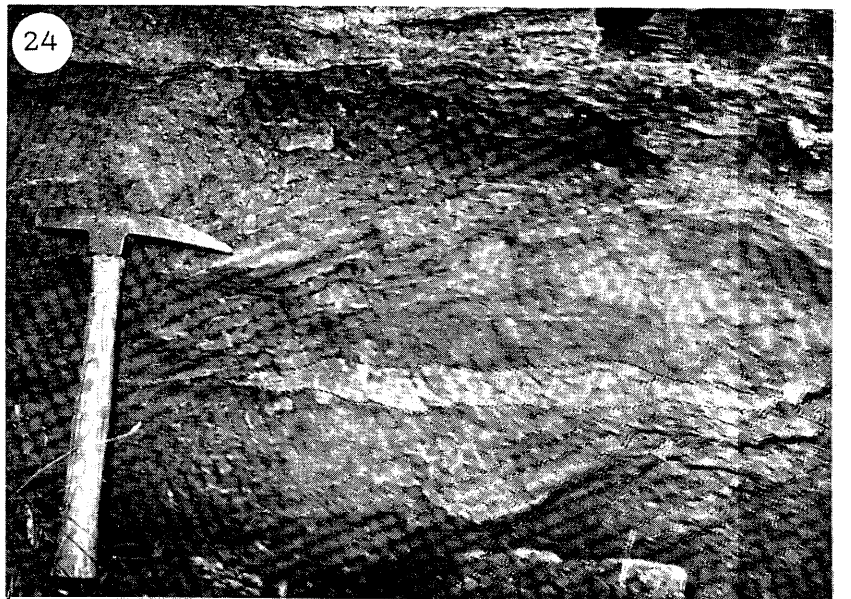
### LAMINA III

Foto 13.- Panorámica general de la situación de dos de los afloramientos de la mineralización tipo PL-I.

Foto 14.- Entrada a una de las minas actualmente en explotación, con la situación de la mineralización.

Fotos 15 y 16.- Tramo homogéneo de la mineralización PL-I. La foliación más visible corresponde con las superficies de la segunda esquistosidad continua alpina ( $S_2$ ).

Fotos 17 y 18.- Tramo de mineralización constituido por alternancias rítmicas de niveles de óxidos de Fe y niveles carbonatados (mármoles).



#### LAMINA IV

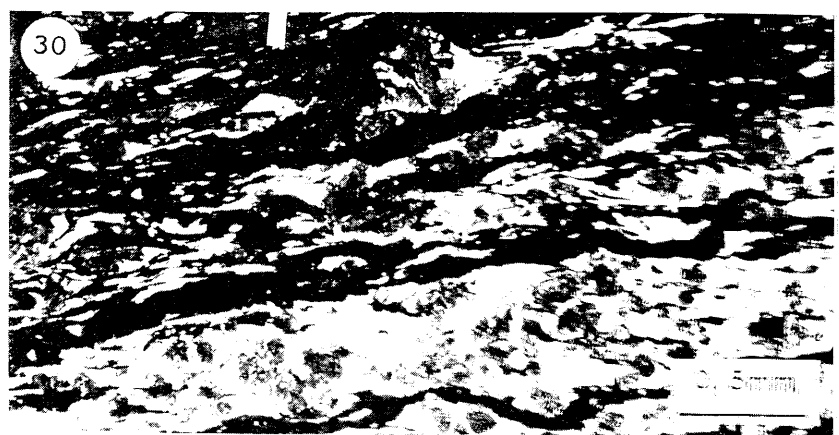
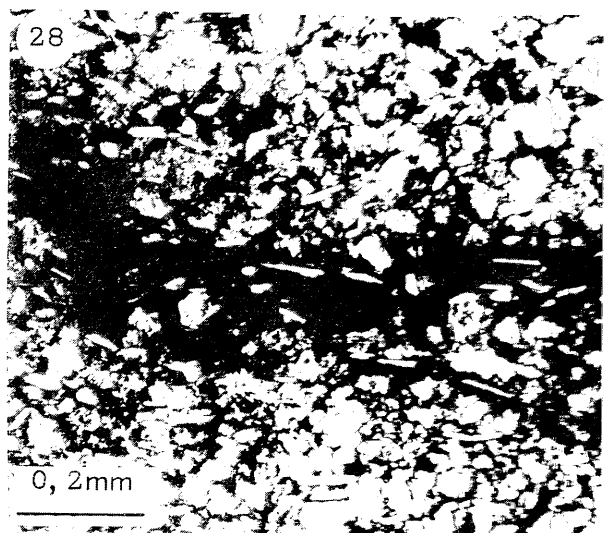
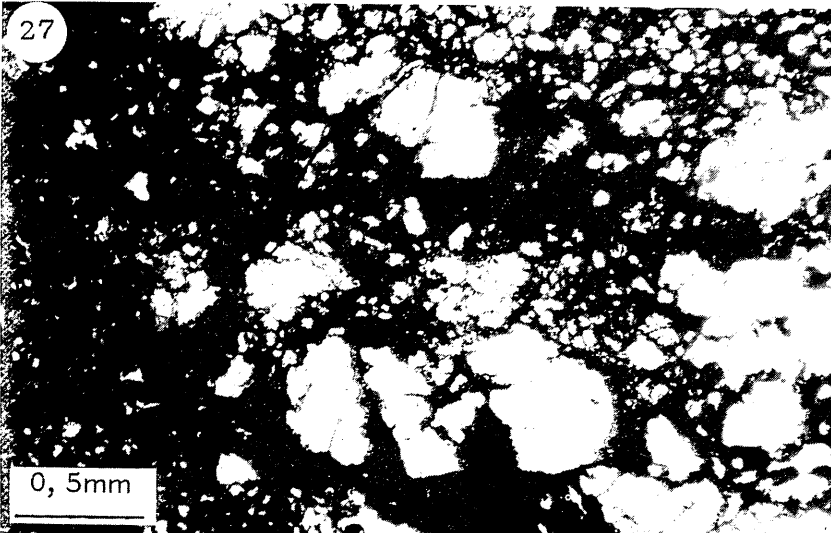
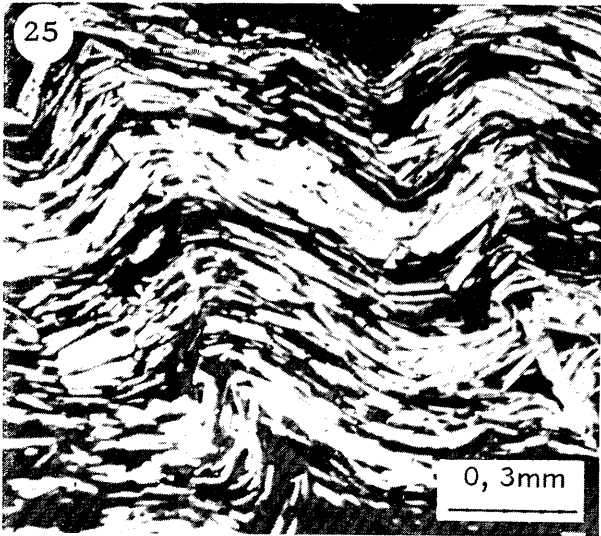
Foto 19. - Lechos de hematites especular alternantes con lechos de carbonatos.

Foto 20. - Lechos de magnetita alternantes con otros de naturaleza marmorea.

Fotos 21 y 22. - Lechos de hematites especular alternantes con micacitas. En la parte superior de la foto 22 se aprecia la esquistosidad continua  $S_1$  en forma de charnelas de pliegues  $P_2$  transpuestos por la esquistosidad  $S_2$  que es la más patente en la muestra.

Foto 23. - Lechos de magnetita intercalados en micaesquistos.

Foto 24. - Tramo de mineralización masiva de óxidos de Fe. A la derecha del martillo se aprecia un filoncillo, paralelo a la foliación principal de la roca, constituido por una paragénesis de albíta-epídota-hematites especular y cuarzo.



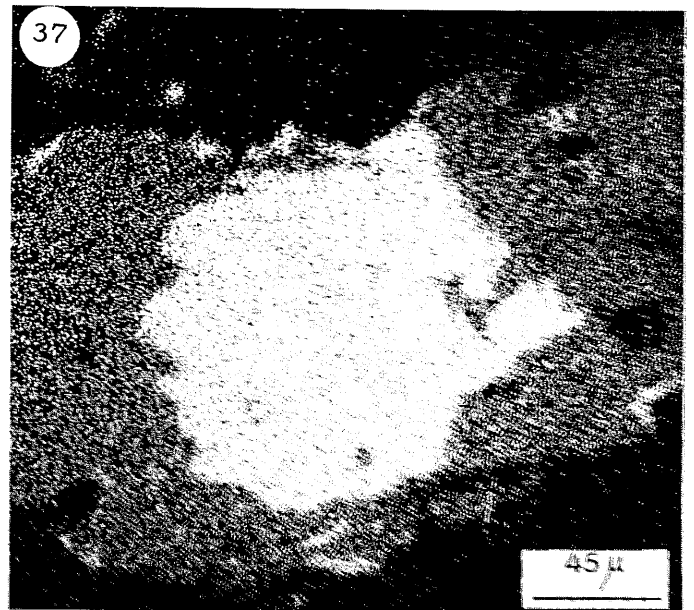
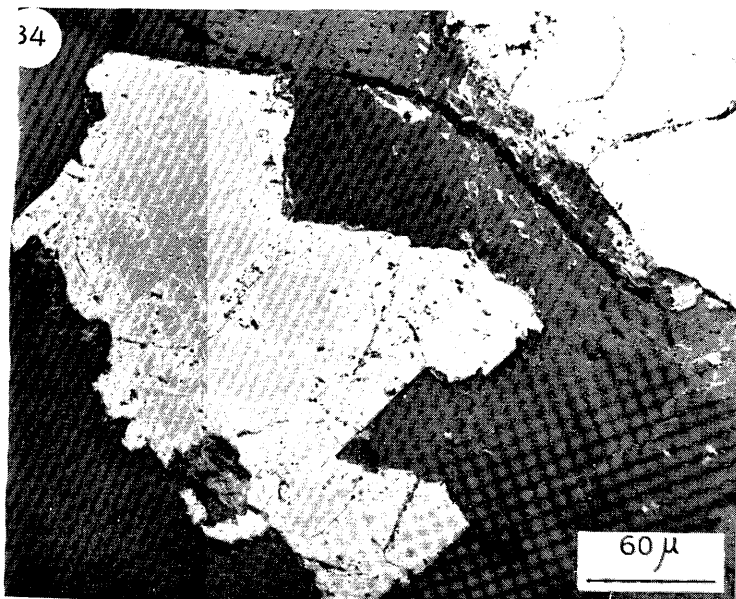
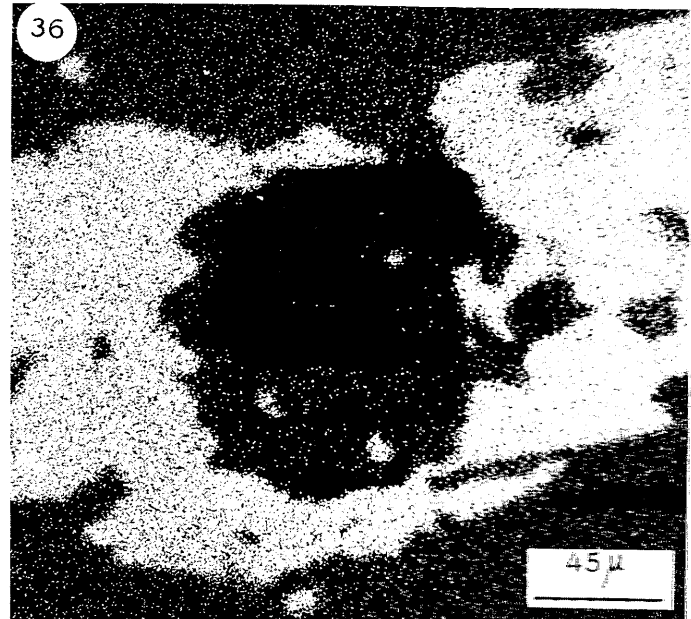
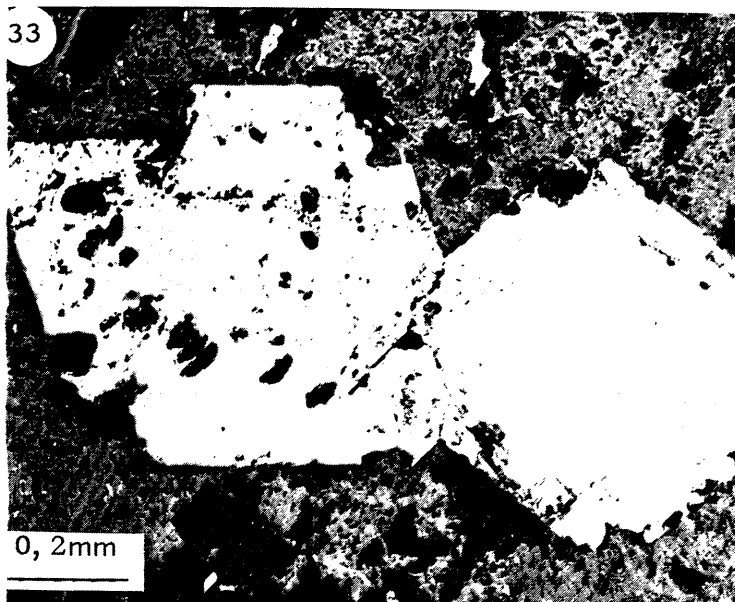
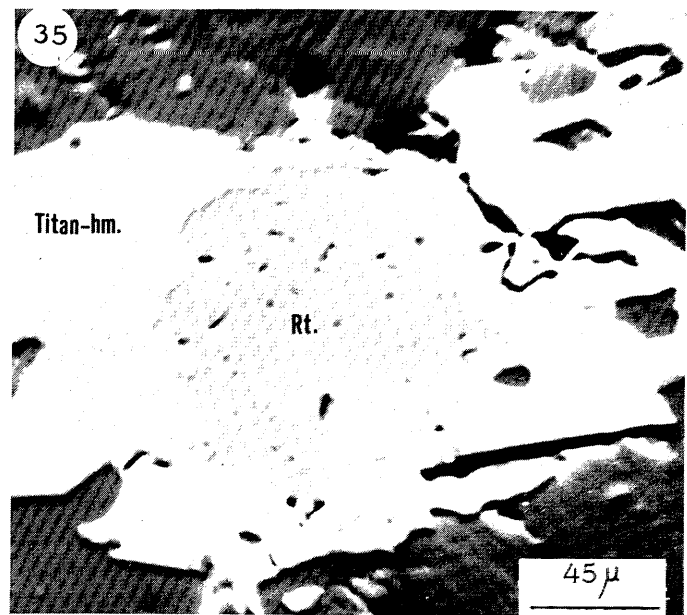
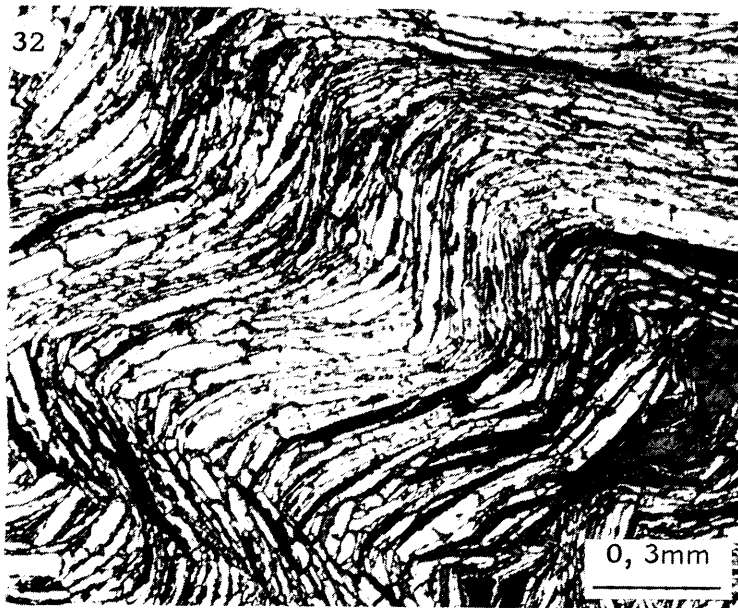
## LAMINA V

Foto 25. - Hematites especular y calcita. La hematites especular está orientada preferencialmente según la esquistosidad continúa  $S_2$ . L.R.

Foto 26. - Hematites especular y magnetita alternantes con carbonatos. Los porfidoblastos de magnetita, con fuerte grado de idiomorfismo y parcialmente martitizados, cortan la esquistosidad  $S_2$  definida por la orientación de la hematites especular. L.R.

Fotos 27 y 28. - Mármoles impregnados y reemplazados por óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. El mármol correspondiente a la foto 27 es de naturaleza dolomítica mientras que el de la foto 28 es de naturaleza calcítica. L.T.

Fotos 29, 30 y 31. - Niveles de óxidos de Fe alternantes con niveles pelíticos. En la foto 29 se observa que los óxidos de Fe ( hematites especular en este caso) definen las esquistosidades continuas  $S_1$  y  $S_2$ , apreciándose la primera como charnelas de pliegues  $P_2$  transpuestas por la esquistosidad  $S_2$ . L.T.



## LAMINA VI

- Foto 32. - Hematites especular definiendo la esquistosidad continua  $S_2$ . Dicha esquistosidad se encuentra microplegada observándose un desarrollo incipiente de una esquistosidad de crenulación. L. R.
- Foto 33. - Porfídoblastos idiomorfos de magnetita reemplazada por hematites a partir de los bordes de los cristales. L. R.
- Foto 34. - Magnetita reemplazada por hematites según direcciones cristalográficas correspondientes a los planos de esfoliación octaédrica (111). L. R.
- Foto 35. - Intercrecimientos de titanhematites (blanco) y rutilo (gris claro). Fotografía de microsonda electrónica.
- Fotos 36 y 37. - Distribución del Fe (foto 36) y del Ti (foto 37) de los intercrecimientos de la foto anterior.



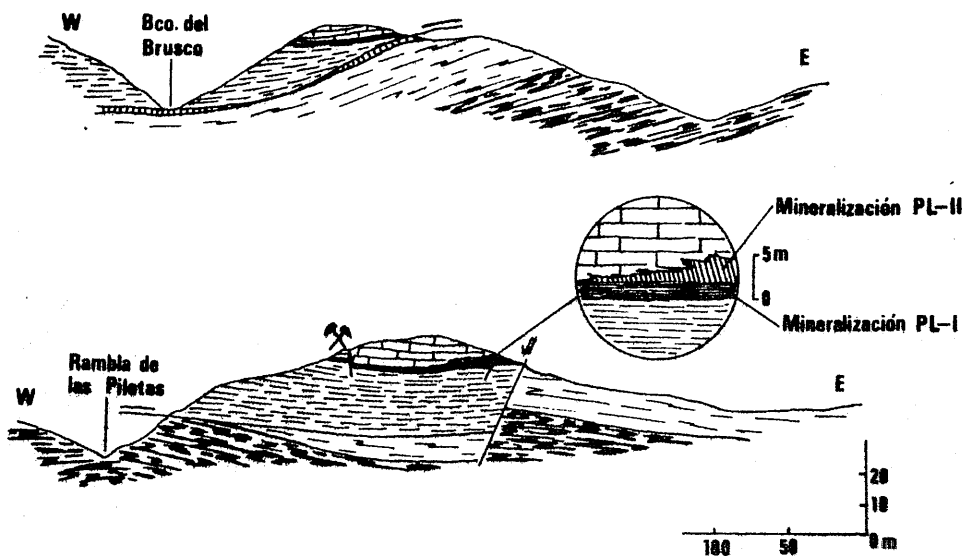
#### VI. 4. 1. 2. MINERALIZACIÓN TIPO PL-II.

Este tipo de mineralización tiene una representatividad mucho menor que la del tipo I y sus afloramientos son mucho más esporádicos y dispersos que los de aquella. Las menas están constituidas fundamentalmente por hematites y goethita.

##### 1) Morfología y estructuras.

Se encuentra enclavada en el paquete marmóreo de la Formación de Las Piletas, sobre todo en su parte inferior. Se sitúa, por tanto, en un nivel superior al de la mineralización tipo I (ver fig. 9 ). En algunos puntos ambos tipos de mineralizaciones se encuentran en contacto una encima de la otra (foto 38 ).

En la fig. 24 se representan dos cortes de sendos afloramientos de este tipo de mineralización.



**Fig. 24**

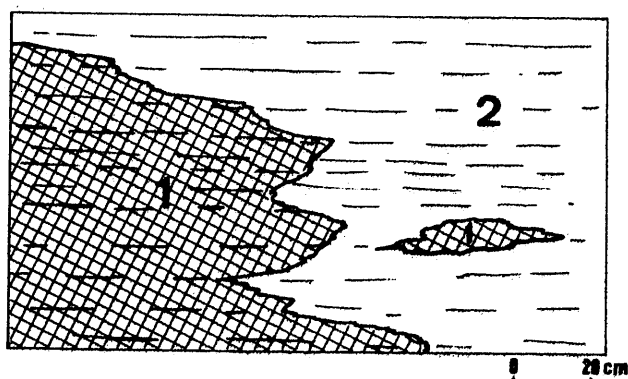
Leyenda idéntica a la de la fig. 7.

Globalmente es difícil de observar bien la morfología ya que en muchos casos sólo se dispone de la perspectiva que ofrecen las ga-



lerías de mina y socavones o calicatas efectuados. En conjunto es bastante irregular y, de unas zonas a otras, presenta grados variables de congruencia con respecto a las estructuras de las rocas encajantes. Se pueden observar morfologías desde estratiformes (fotos 39 y 40) a masas de contornos irregulares que cortan bruscamente las estructuras internas tanto de la propia mineralización como de las rocas encajantes (fotos 43 y 44). Los contactos suelen ser muy netos pasando de una zona de mineralización con leyes del 50-55% en Fe a un mármol con menos del 4-5% en Fe. Sólo muy esporádicamente se observan ligeros pasos graduales debido, en su mayor parte, a la existencia de una impregnación en Fe de la roca de caja producida, sobre todo, a partir de fracturas.

La mineralización presenta en su interior estructuras similares a las de los mármoles aunque mucho menos definidas dada la diferencia de competencia entre ambas rocas. Entre estas estructuras las más visibles son: a) disposición en bancos de 10 a 30 cms de potencia (ver foto 39), b) existencia de finísimos lechos micáceos intercalados, c) esquistosidad marcada por la orientación preferencial de los minerales laminares de finos lechos micáceos y d) pliegues isoclinales ( $P_2$ ) más o menos transpuestos por la esquistosidad principal ( $S_2$ ) (foto 45). Estos pliegues que sólo se han observado muy esporádicamente y en un afloramiento, son del mismo estilo que los que ya fueron descritos en los mármoles de aspecto fajeado y como en aquellos son visibles gracias a diferencias de color. Como se discutirá más adelante, estos pliegues se han conservado miméticamente a pesar de que la mineralogía actual es secundaria y, debida a transformaciones mineralógicas postmetamórficas. Todas estas estructuras internas de la mineralización son idénticas y del mismo estilo que las que muestran los mármoles. Así mismo, son perfectamente congruentes a ambos lados de los contactos mineralización-roca de caja aún en el caso en que estos contactos sean irregulares y corten a dichas estructuras internas (ver fig. 25 y foto 44).



- 1 Mineralización
- 2 Roca encajante

En el interior de la mineralización es también frecuente encontrar enclaves de rocas encajantes de diferentes tamaños y que presentan estructuras que están en perfecta armonía, tanto con las existentes dentro de la mineralización, como con las que muestran los mármoles fuera del tramo mineralizado.

## 2) Mineralogía.

La composición mineralógica global de los niveles mineralizados es la siguiente: hematites, goethita, pirolusita, cuarzo, mica incolora, calcita, rutilo y clorita. De forma más esporádica se encuentran pequeñas cantidades de dolomita y albita. La dolomita se ha detectado por difracción de rayos X.

Las menas están constituidas fundamentalmente por hematites y goethita íntimamente asociadas y con gran predominio de la primera. Junto a ellas se presentan también menores cantidades de pirolusita.

Las texturas actuales son muy heterogéneas y típicas de la zona de oxidación de carbonatos de Fe. Su detallada observación pone de manifiesto la existencia de numerosos fantasmas de texturas granoblásticas así como un reticulado romboédrico propio de los carbonatos (fotos 46 y 47). Ambos tipos de texturas vienen delimitadas por la disposición de hematites y goethita finamente cristalizadas con formas coloidales.

La masa de mineralización presenta numerosos poros y huecos que están rellenos también por oxihidróxidos de Fe con formas coloidales y por calcita (foto 48). En la mayor parte de los casos la calcita es el último mineral en cristalizar como lo demuestra el que se adapte a los huecos que quedan entre las formas coloidales de los minerales de hierro.

En los bordes de los huecos y fracturas existentes en la mineralización, la hematites y goethita se encuentran pseudomorfizando secciones rómbicas perfectamente idiomorfas (foto 49).

Con objeto de no efectuar repeticiones innecesarias, la descripción detallada del proceso de desarrollo de éste tipo de texturas se comentará al tratar las mineralizaciones del yacimiento de Alquife en donde se observan con detalle todos los estadios intermedios de transformación.

La pirolusita se presenta en escasas cantidades como pequeños agregados de cristales dispersos entre la trama de hematites y goethita, así como en algunos de los huecos dejados por estos últimos minerales (foto 50).

De forma esporádica y puntual se encuentran concentraciones relativas de este mineral respecto a su normal proporción media en la mineralización. En dichos casos la mineralización muestra un aspecto terroso pulverulento con muy escasa o nula preservación de las texturas originales de los carbonatos de Fe antes comentadas. Tal y como se discutirá en el capítulo VIII, estas concentraciones de pirolusita se han debido originar durante los procesos de oxidación de los carbonatos de Fe a causa de las diferencias de movilidad que presentan el  $\text{Fe}^{2+}$  y el  $\text{Mn}^{2+}$ .

En las zonas masivas de mineralización, los carbonatos (calcita esencialmente) se presentan rellenando huecos y fracturas.

- La moscovita se dispone, bien como cristales aislados, o concentrada en finos lechos. Aunque en algunas muestras se encuentra con orientación preferencial definiendo la esquistosidad principal, sobre todo cuando constituye lechos, no obstante, su grado de orientación es, en general, mucho menor al que presenta este mismo mineral en las rocas encajantes.

- El cuarzo se encuentra como cristales aislados dispersos entre los óxidos de hierro. Sus formas varían desde redondeadas a muy idiomorfas. En el interior de algunos cristales se distinguen diminutos cristallitos de pirita.

- La clorita -muy escasa y esporádica- se presenta tanto en cristales dispersos como constituyendo pequeños lentejones y/o nódulos.

- El rutilo es escasísimo y se dispone en forma de diminutos cristallitos, asociados a los lechos micáceos, siguiendo las superficies de esquistosidad.

En el seno de la masa de óxidos de hierro se distinguen muy bien pequeñas secciones muy idiomorfas, de hábito cúbico, con contornos en su mayoría exagonales. Están constituidas también por hematites y goethita con una disposición en zonas concéntricas. Por comparación con las secciones del mismo tipo ya descritas en los mármoles, parecen corresponder a cristales de pirita oxidada. (ver pág. 53 ).

Como resumen, se puede decir que todos estos minerales, que acompañan a las menas de hierro, se presentan de igual modo que en los mármoles y en proporciones similares. No existe, por tanto, nin

gún tipo de diferencia mineralógica cualitativa entre ambos tipos de rocas.

Además de en la mineralización propiamente dicha, la hematites y goethita se encuentran también impregnando a las rocas encajantes próximas y rellenando fracturas. En algunos casos sustituyen parcialmente a los carbonatos. Esta impregnación y reemplazamiento se realiza sobre todo a partir de fracturas, observándose en estos casos —como ya se ha comentado anteriormente— un gradiente en la ley en Fe desde el mármol puro hasta la mineralización masiva (fotos 41 y 42).

### 3) Análisis químicos.

Dado que este tipo de mineralización en esta zona tiene una escasa representatividad y que sin embargo adquiere un gran desarrollo en el yacimiento de Alquife, la mayor parte de su estudio químico se ha realizado sobre muestras correspondientes a este último yacimiento. Aquí sólo se ha realizado algunas determinaciones para hacer las comparaciones oportunas. En la tabla 10 se muestran los resultados de los análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y traza correspondientes a tres muestras de mineralización masiva.

El hierro ha sido analizado como  $Fe^{3+}$ . No obstante, dado que el estudio mineralógico revela que sólo existe hematites y goethita como menas de Fe, todo el porcentaje se ha calculado como óxido  $Fe_2O_3$ . Así mismo, el tanto por ciento de Mn determinado se ha expresado como  $MnO_2$  dado que el único mineral de este elemento identificado ha sido la pirolusita.

A pesar de que, como ya se ha dicho, la caracterización geológica química de este tipo de mineralización se efectuará en el capítulo dedicado al yacimiento de Alquife, no obstante, a la luz de estos resultados ana-

lógicos se pueden adelantar algunas consideraciones así como las principales diferencias existentes con la mineralización tipo PL-I.

- El contenido en Fe de los niveles masivos de mineralización es inferior al de la mineralización tipo I. Así mismo el estado de hidratación de las menas es mayor como lo demuestran los valores de PPC una vez descontada la cantidad correspondiente al  $\text{CO}_2$  de los carbonatos.

Otra diferencia esencial está en los contenidos en  $\text{MnO}_2$  mucho más elevados en este tipo de mineralización. Así mismo el contenido en  $\text{SiO}_2$  es también más elevado.

Con respecto a los elementos traza, las principales diferencias en la fracción soluble en ácidos -correspondiente a los óxidos e hidróxidos de Fe y a los carbonatos- estriba en una disminución en el contenido en Cr y aumento de Ni y Ba. Por otra parte existe un aumento en Ti relacionado directamente con un aumento en el tanto por ciento de residuos insolubles.

Tabla 10 .- Análisis químicos de muestras de mineralización.

Elementos mayoritarios y minoritarios (valores en %).

Muestra	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Total
B <sub>2</sub>	56,64	81,00	0,15	5,77	0,98	0,48	3,39	0,11	0,02	0,050	9,38	101,28
J <sub>7</sub>	50,66	72,45	5,82	6,30	1,67	0,40	2,66	0,45	0,02	0,071	10,25	100,02
P <sub>2</sub>	52,96	75,74	4,96	5,76	2,43	0,26	2,37	0,46	0,03	0,176	8,46	100,47

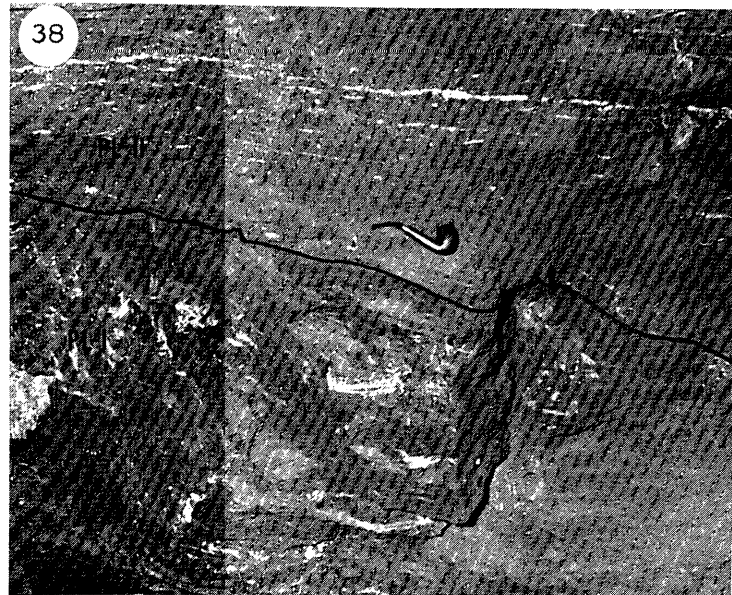
Elementos traza (valores en ppm).

Muestra	%(S)	%(R)		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ba	Ti
B <sub>2</sub>	94,8	7,5	S	5,0	4,4	33,1	18,1	48,0	16,6	906,5	n. d.
			R	6,2	2,1	3,7	0,6	1,4	1,2		128,0
J <sub>7</sub>	91,1	8,9	S	2,4	7,7	47,9	1,4	13,2	7,2	531,0	n. d.
			R	5,5	1,5	1,9	0,5	1,1	1,7		137,0
P <sub>2</sub>	91,6	8,4	S	4,4	19,2	66,6	2,6	2,6	11,5	953,0	n. d.
			R	8,2	2,5	1,9	0,5	1,5	1,2		230,0

(S) = Fracción soluble.

(R) = Fracción insoluble.

38



39



40



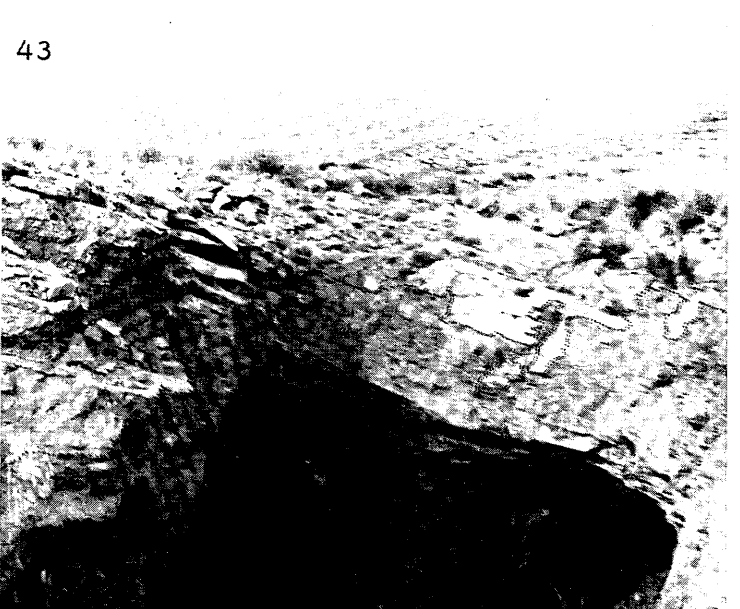
41



42



43





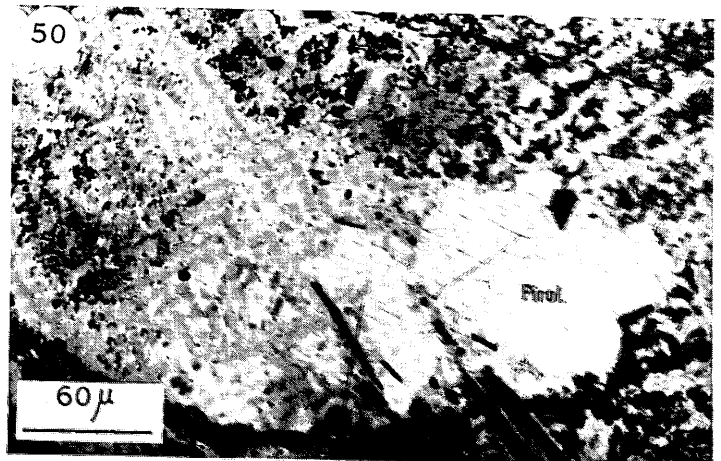
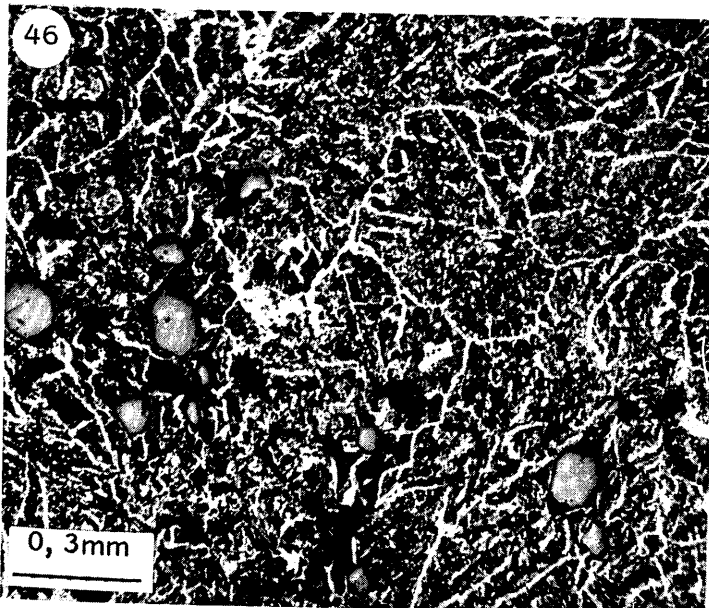
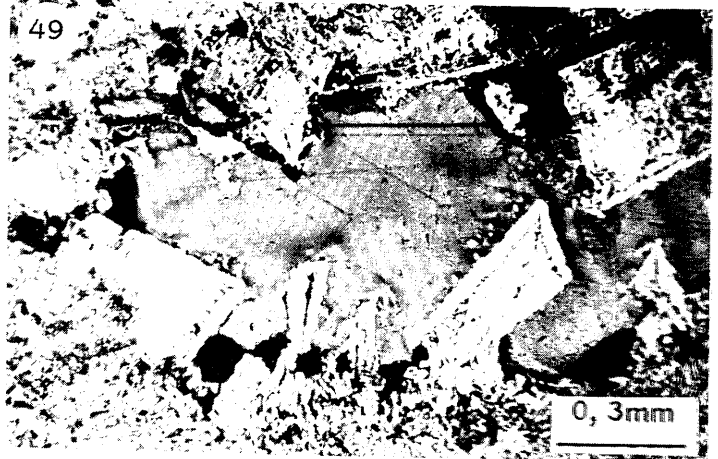
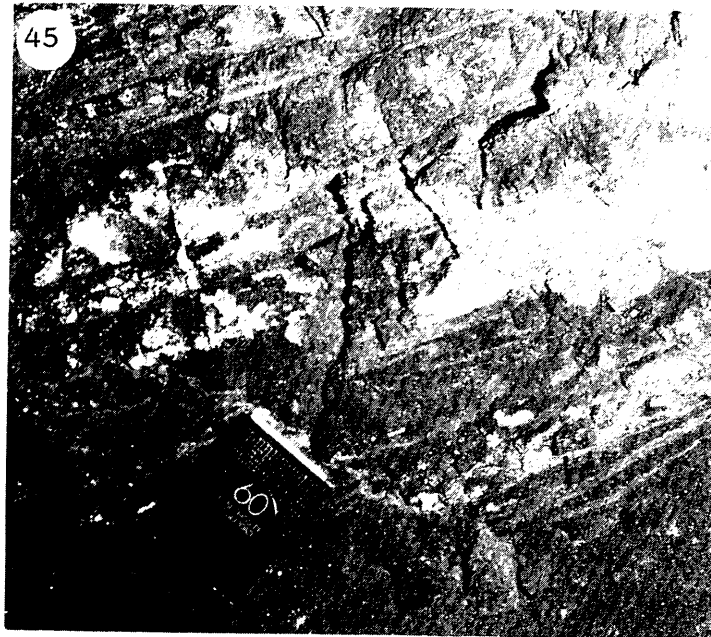
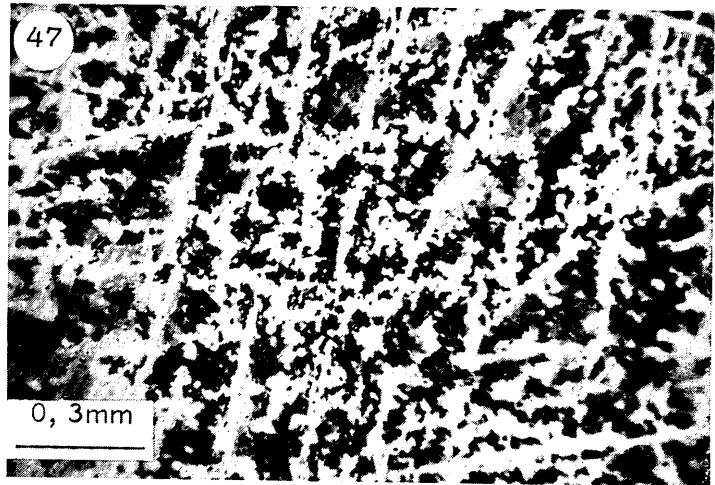
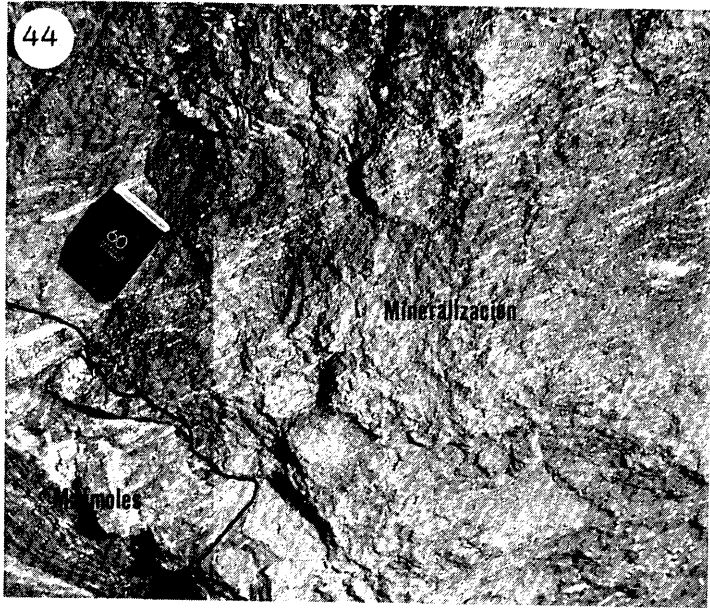
## LAMINA VII

Foto 38. - Mineralizaciones tipo PL-I y PL-II superpuestas espacialmente.

Fotos 39 y 40. - Afloramientos de la mineralización tipo PL-II en los que se observa como la mineralización presenta un carácter estratiforme.

Fotos 41 y 42. - Fenómenos de impregnación y reemplazamiento de los mármoles por óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. La foto 42 es un detalle de la 41.

Foto 43. - Afloramiento de la mineralización tipo PL-II. Dentro de las galerías la mineralización presenta un carácter estratiforme, por el contrario en su parte superior es de morfología irregular observándose fenómenos de impregnación y reemplazamiento de los mármoles



### LAMINA VIII

- Foto 44. - Contacto lateral, irregular, entre mineralización y rocas encajantes (mármoles). Los delgados lechos micáceos, intercalados en ambos tipos de rocas, presentan una disposición perfectamente idéntica a ambos lados del contacto.
- Foto 45. - Mineralización tipo PL-II. En el centro de la foto se observan dos pequeños pliegues de tipo isoclinal, definidos por diferencias de coloración.
- Fotos 46 y 47. - Óxidos y oxi-hidróxidos de Fe dispuestos en forma de un fino entramado de tipo poligonal (foto 46) y/ o romboédrico (foto 47). L.R.
- Foto 48. - Goethita con formas botroidales cristalizada en huecos y fracturas. L.R.
- Foto 49. - Secciones romboédricas de carbonatos de Fe, cristalizadas en los bordes de una fractura, totalmente pseudomorfizado a hematites y goethita. L.R.
- Foto 50. - Cristales de pirolusita cristalizada entre el entramado definido por los óxidos y oxi-hidróxidos de Fe (hematites y goethita fundamentalmente). L.R.

#### VI. 4. 1. 3. MINERALIZACION TIPO PL-III.

En este sector tiene un escaso desarrollo. Se situa en el mismo paquete marmóreo que las mineralizaciones anteriores y en él se encuentra rellenando cavidades cársticas (tanto exo- como endocársticas). En general, estas formas cársticas están poco desarrolladas y se circunscriben a algunas zonas concretas deprimidas. En las fotos 51 y 52 se pueden observar algunas de estas formas.

La mineralización es de aspecto detrítico. Está constituida, fundamentalmente, por cantos de mineralización en s. str. y por cantos de los materiales cuaternarios que rellenan la Depresión de Guadix, todos ellos cementados -aunque con escasísima cohesión- por un sedimento fino de naturaleza arcillosa-ferruginosa (foto 53). Las proporciones relativas de cantos y matriz son extremadamente variables de unos puntos a otros.

Los cantos de mineral de hierro proceden tanto de la mineralización tipo I como de la del tipo II. Los rellenos más frecuentes están constituidos por cantos pertenecientes al segundo tipo de mineralización. Por lo común ambos tipos están separados espacialmente.

El tamaño y forma de los cantos es también muy variable. El tamaño oscila desde el orden milimétrico e incluso inferior hasta un máximo observado de 10-12 cms. La forma varia desde redondeada a cantos muy angulosos. Esta falta de clasificación así como la existencia de numerosos cantos angulosos indican que el transporte ha debido ser muy corto, como era de esperar, ya que la fuente (mineralizaciones I y II) se situa en las proximidades.

#### VI. 4. 1. 4. MINERALIZACION TIPO PL-IV.

Es la menos desarrollada de todas. Se presenta en forma de pequeños filones de escasa continuidad y con potencias que oscilan entre varios milímetros y 10-12 cms, siendo de 1-3 cms los valores más frecuentes. Constituyen el relleno de diaclasas existentes en los mármoles (fotos 54 y 55) y, localmente, se agrupan uniéndose en su parte inferior dando así formas en cola de caballo (foto 54).

Los principales sistemas de diaclasas mineralizadas tienen direcciones que oscilan de N130 a N160E y buzamientos de prácticamente 90°. Otros sistemas de menas mineralizadas son N50-60E y N80E con buzamientos de 70 a 80°, tanto al N como al S.

Los mejores afloramientos se pueden observar en la Rambla del Agua (junto al cortijo del Gobernador) y en el Cerro de Los Lobos.

La composición mineralógica es muy simple. Está constituida por hematites y goethita íntimamente asociadas y pequeñas cantidades de cuarzo - generalmente muy idiomorfo - y de mica incolora. En algunos casos se observan también romboedros de siderita pseudomorizados a hematites y goethita (foto 56 ).

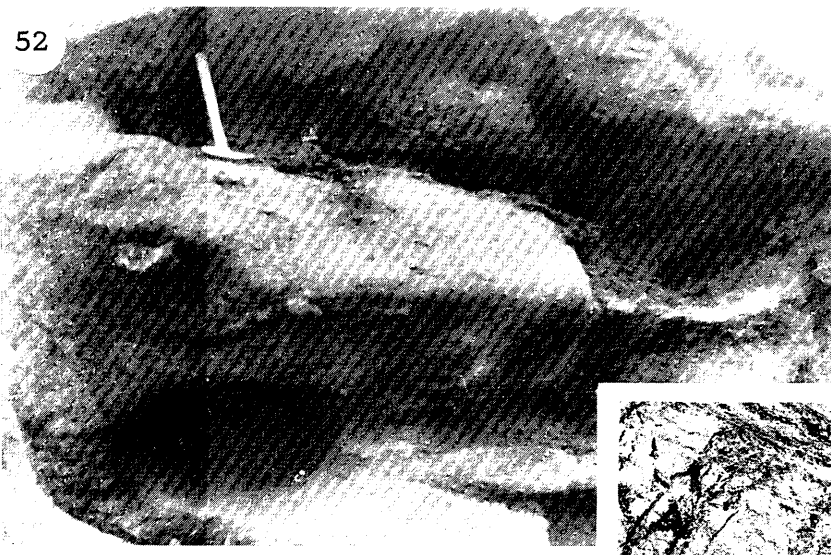
51



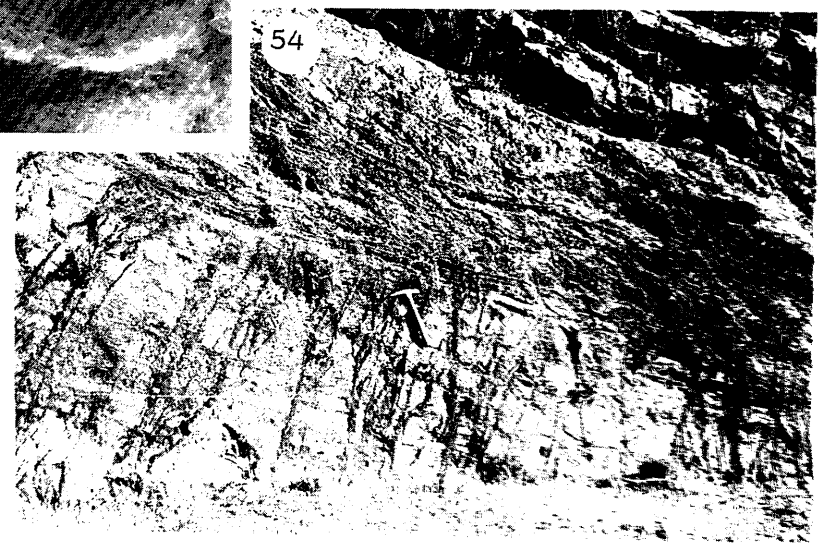
53



52



54



55



56



## LAMINA IX

- Fotos 51 y 52. - Formas cársticas desarrolladas en los mármoles de la Formación de Las Piletas.
- Foto 53. - Aspecto detrítico-conglomerático de la mineralización tipo PL-III.
- Fotos 54 y 55. - Filoncillos de óxidos y oxi-hidróxidos de Fe, y de carbonatos de Fe pseudomorfizados por oxi-hidróxidos (mineralización tipo PL-IV). En la foto 54 dichos filones se unen hacia la parte inferior del paquete de mármoles dando una disposición en forma de cola de caballo.
- Foto 56. - Detalle de uno de los filones de las fotos anteriores. En ella se aprecian perfectamente los romboedros idiomorfos de siderita pseudomorfizada a oxi-hidróxidos de Fe.

## VI. 4. 2. MINERALIZACION EN RELACION CON MICAESQUISTOS.

### VI. 4. 2. 1. MINERALIZACION TIPO PL-V.

Este tipo de mineralización se encuentra enclavado entre micaesquistos de la Formación de Las Piletas (foto 57). Los principales afloramientos se extienden por una pequeña área situada al SE de la zona estudiada (ver fig. 6). En la fig. 27 se reproduce un plano de las concesiones y principales labores mineras de este sector, según SIERRA (1928).

MALDONADO (1922) señala, que mediante un sondeo mecánico realizado por esa época, se cortaron tres niveles de mineralización, todos intercalados entre micaesquistos, con espesores muy variables comprendidos entre 3 y 8 m.

En la actualidad, las antiguas galerías de mina están en muy mal estado de conservación y en la mayor parte de los casos con derrumbes y grandes grietas, razón por la que la casi totalidad del estudio se ha tenido que limitar a observaciones efectuadas en los socavones y calicatas existentes.

#### 1) Morfología y estructuras.

En los socavones principales se pone de manifiesto la existencia de dos niveles de mineralización intercalados entre micaesquistos muy tectonizados. Los espesores de cada nivel son muy variables oscilando entre 0,5 y 2 m como valores más frecuentes. Hacia el borde E de los socavones ambos niveles se confunden en uno sólo.



Ambos tramos de mineralización están localizados en niveles fuertemente tectonizados con numerosas superficies de fricción. Estas superficies son muy tendidas y subparalelas a la esquistosidad más aparente que se corresponde con la  $S_2$  alpina. Los niveles de micaesquistos que constituyen el muro y el techo de la mineralización presentan texturas correspondientes a protomilonita y milonita s. str. según la nomenclatura de SPRY (1969). Localmente se desarrollan niveles de filonitas.

Las superficies de fricción presentan numerosas estrias de falla. Aunque las direcciones muestran bastante dispersión, dispuestas a veces en forma de abanico, existen dos sistemas predominantes: uno de dirección NE-SSW, que es el más desarrollado, y otro de dirección aproximada E-W. En los niveles de milonitas s. l. se observan también pliegues de arrastre centimétricos a decimétricos. El sentido de arrastre de estos pliegues presenta una máxima frecuencia hacia el SSW encontrándose, no obstante, también otros de sentido contrario.

En la fig. 26 se muestran dos cortes geológicos del área de las mineralizaciones. El corte A corresponde al principal socavón y tiene una dirección E-W. En el corte B, paralelo al anterior y situado un poco más al norte, se puede observar la situación de los niveles de mineralización con relación a la posición de la mineralización tipo I descrita en el apartado V. 4. 1. 1.

El aspecto de la mineralización varía de unos puntos a otros. La mayor parte está constituida, fundamentalmente, por hematites y goethita más o menos compacta y muy brechificada. En su interior se pueden observar cuerpos amigdalares y lechos delgados de los micaesquistos que constituyen las rocas encajantes.

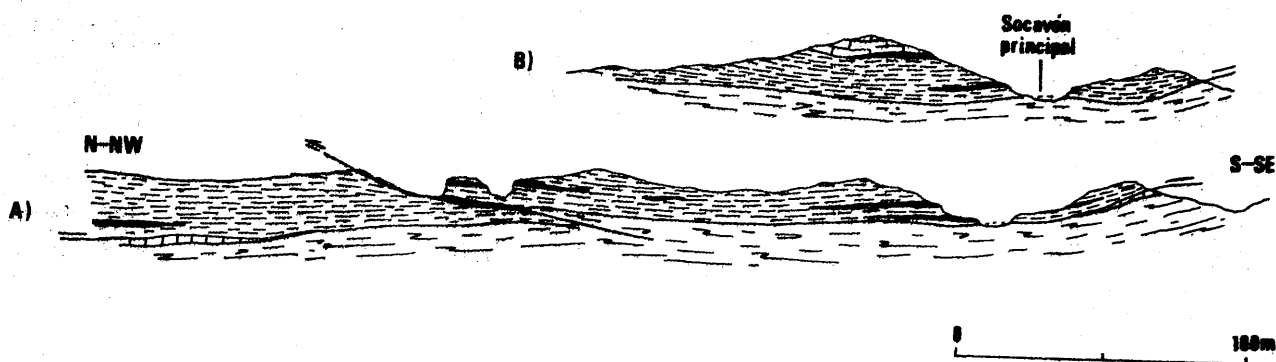


Fig. 26

Leyenda idéntica a la de la fig. 7.

En algunas zonas, la mineralización se presenta con aspecto arcilloso y está constituida fundamentalmente por goethita y mica incolora. Los lechos más micaceos muestran frecuentemente un aspecto muy satinado y con estrias y pliegues de arrastre que reflejan la fricción sufrida por el material. En la foto 58 se observa el aspecto que presentan estas últimas zonas de mineralización.

## 2) Mineralogía.

La mineralización, de aspecto compacto y muy brechificada, presenta la siguiente composición mineralógica; hematites, goethita, piro lusita, pirita, marcasita, cuarzo, clorita, mica incolora, granate, cloritoide, turmalina y rutilo.

- La hematites y goethita, que constituyen del 90 al 95% de las menas, se presentan íntimamente asociadas. Las texturas son muy heterogéneas (fotos 59 a 63 ). La mayor parte muestra finas texturas coloidales que cementan a todos los minerales silicatados dispersos en su

seno. En algunas muestras se observa también que la goethita y hematites pseudomorfizan cristales de perfecto hábito romboédrico quedando en algunos casos sólo texturas esqueléticas. En este último caso parece evidente que la goethita y hematites son el producto de la oxidación de anteriores sideritas.

En las fracturas y huecos las menas desarrollan bellas texturas coloidales con formas botroidales (foto 63 ).

Dispersos en la masa de óxidos de Fe con texturas miméticas granoblásticas y romboédricas, se encuentran cristales idiomorfos de hábito cúbico transformados a hematites y goethita según zonas concéntricas (ver foto 62 ). Tanto su hábito como la textura de transformación en zonas concéntricas parecen poner de manifiesto que se trata de antiguos cristales de pirita pseudomorfizados, análogos a los comentados en la mineralización tipo PL-II.

- La marcasita se ha encontrado en muy pequeña cantidad y en una sólo muestra. Se presenta como cristales muy corroidos por la goethita. Su escasez, y el estar muy transformada a goethita, hacen muy difícil el poder hacer alguna consideración sobre su relación textural con las demás menas existentes. No obstante, el que se encuentre en una muestra donde son abundantes los cristales de pirita pseudomorfizados a goethita y hematites permite considerar la posibilidad de que sea restos de un producto intermedio de la transformación de la pirita.

Dispersos también dentro de la masa de óxidos de Fe se encuentran pequeños agregados de diminutos cristales de pirolusita. En ocasiones se observa que su cristalización ha sido posterior a la de la goethita coloidal ya que se encuentra relleno los espacios dejados por ésta última.

La mineralización está formada por una masa muy porosa de óxidos de Fe dentro de la cual se encuentran los demás minerales antes mencionados.

- El cuarzo se presenta bien en forma de cristales xenomorfos dispersos o como grumos y/o lentejoncillos con cristales microgranulados y bordes muy interpenetrados.

- La clorita y mica incolora se encuentran como cristales aislados sin ningún tipo de orientación o asociados en grumos y/o lentejoncillos como en el caso del cuarzo.

- El granate se presenta formando parte de pequeños trozos de micaesquistos incluidos en la matriz de óxidos de Fe. Es poco abundante. Tiene formas redondeadas y tamaños que oscilan de 2 a 4 milímetros de diámetro. En su interior se observan inclusiones de cuarzo, cloritoide, turmalina y hematites. La orientación del cuarzo y menas en algunos casos define una esquistosidad interna (Si).

Mientras que el cloritoide sólo se ha encontrado como inclusiones dentro de los granates, la turmalina también se presenta, en escasa cantidad, dentro de los lentejones de filosilicatos. El rutilo se observa en forma de diminutos cristalitos asociados a los lechos de micas.

En las zonas en que la mineralización se presenta con aspecto arcilloso no se han podido confeccionar láminas delgadas ni probetas pulidas debido a su escasa compacidad. Su estudio mineralógico se ha realizado, por tanto, mediante difracción de rayos X. Por ésta técnica se ha puesto de manifiesto la siguiente composición mineralógica: goethita, hematites, cuarzo, mica incolora y clorita. De las menas de hierro la goethita es la más abundante.

### 3) Análisis químicos.

En la tabla II se representan los resultados de análisis químicos de algunas muestras de mineralización masiva.

El principal hecho a destacar de los análisis de elementos mayoritarios y minoritarios es que, a excepción del CaO, MgO y  $Al_2O_3$ , los demás óxidos y/o elementos analizados se presentan en cantidades similares a las de la mineralización denominada de tipo PL-II. Estas diferencias, de acuerdo con el estudio mineralógico, vienen justificadas por la ausencia casi total de carbonatos de Ca y Mg por una parte y por la presencia de granate y mayor abundancia de biotita y clorita en este tipo de mineralización, lo que hace subir la relación  $Al_2O_3/K_2O$  respecto a la de aquella.

En cuanto a los elementos traza, las cantidades con que se presentan son del orden de las encontradas en la mineralización tipo PL-II.

Tabla II .- Análisis químicos de muestras de mineralización.

Elementos mayoritarios y minoritarios (valores en %).

Muestra	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Total
W <sub>2</sub>	50,00	71,50	0,17	7,54	4,30	0,65	3,15	0,24	0,02	0,238	12,1	99,91
W <sub>4</sub>	52,27	74,73	0,09	3,23	1,19	0,60	5,50	0,30	0,03	0,247	10,2	99,10
Z <sub>1</sub>	51,15	73,13	0,18	5,76	1,79	0,96	4,70	0,50	0,02	0,269	11,0	98,30
Z <sub>2</sub>	60,45	86,45	0,36	2,27	0,34	0,43	2,25	0,06	0,02	0,308	8,6	101,10

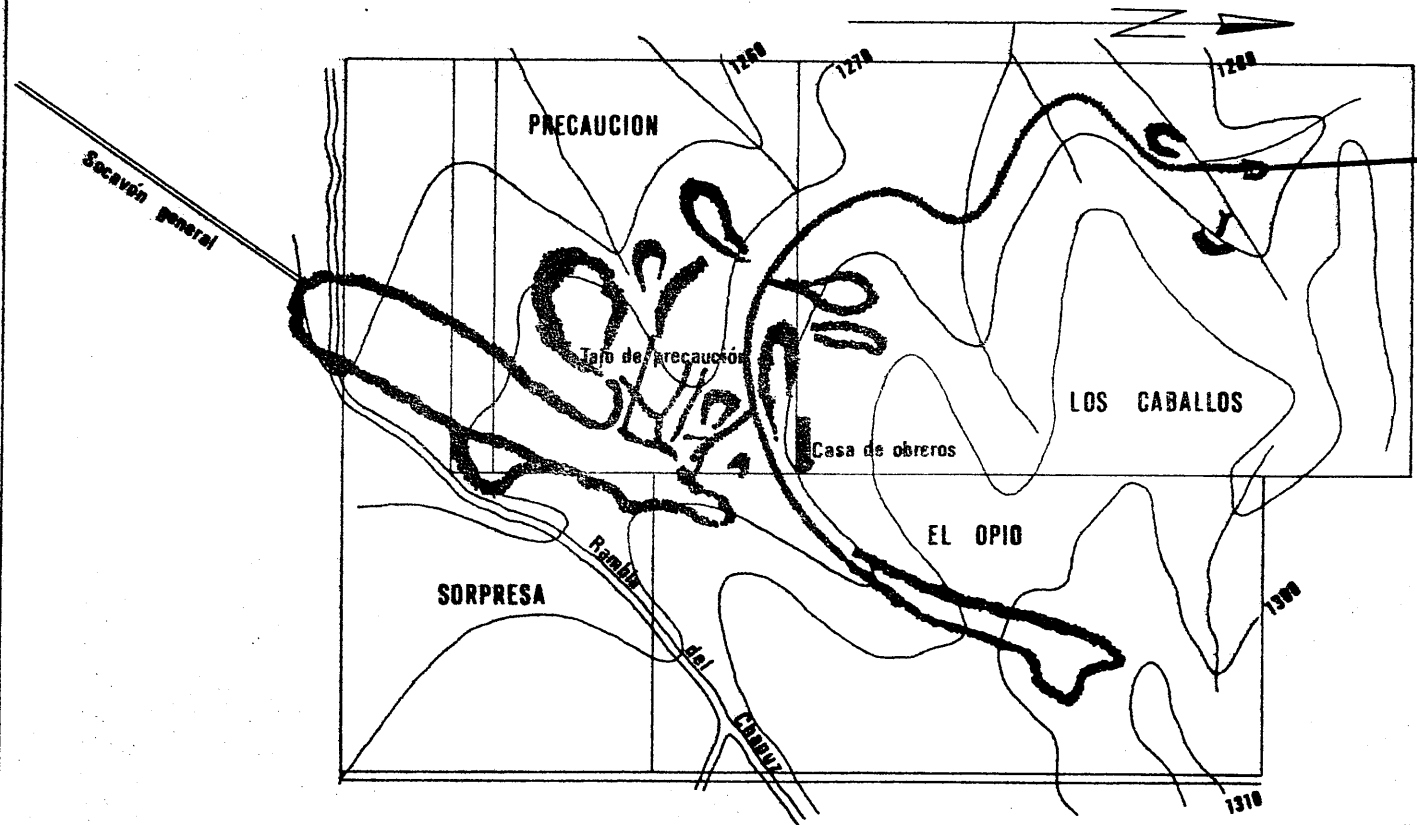
Elementos traza (valores en ppm)

Muestra	% (S)	% (R)		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ba	Ti
W <sub>2</sub>	94,4	5,6	S	1,9	25,6	107,5	8,1	26,5	8,2	368,0	n. d.
			R	6,5	1,5	1,2	0,4	1,1	1,1		56,1
Z <sub>2</sub>	97,5	2,5	S	4,6	55,0	35,5	5,0	13,4	3,7	275,0	n. d.
			R	3,1	0,3	0,6	0,5	0,9	1,2		18,7

(S) = Fracción soluble.

(R) = Fracción insoluble.

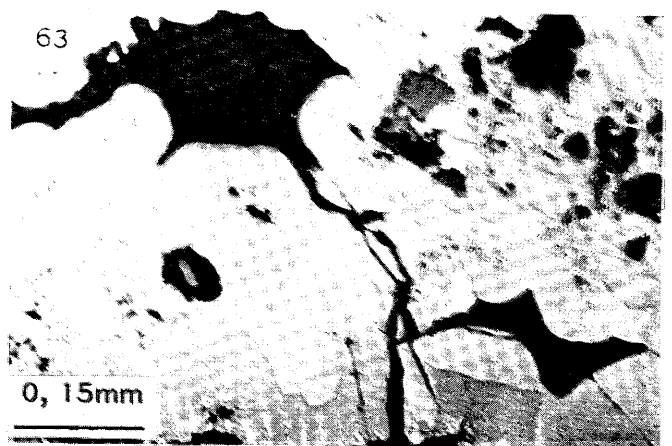
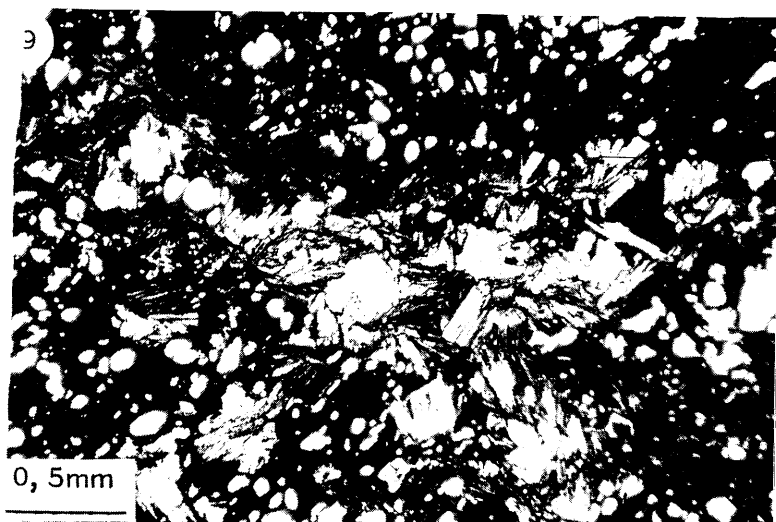
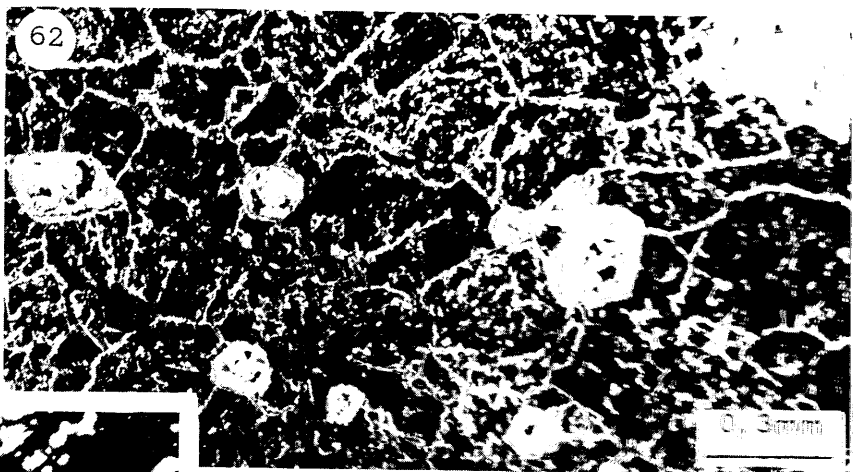
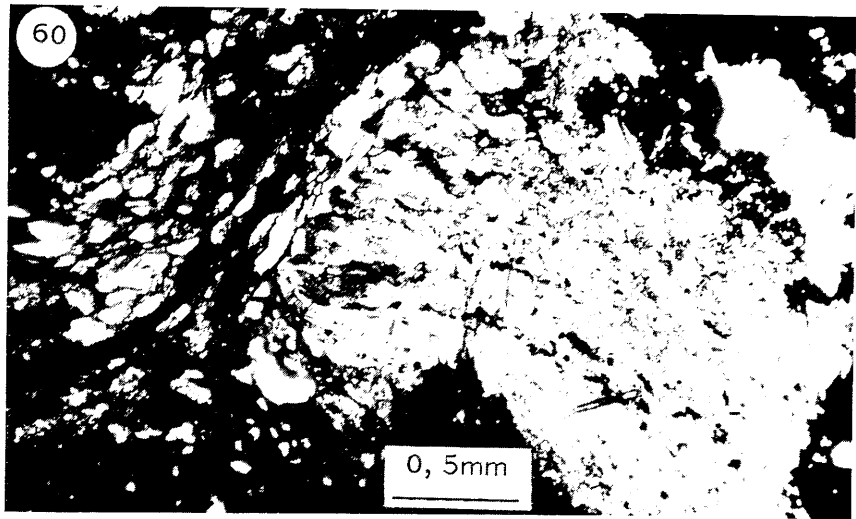
# MINAS DE HUENEJA



ESCALA 1:6000

Original de A. SIERRA (1928)

Fig. 27





## LAMINA X

Foto 57. - Mineralización enclavada entre micaesquistos de la Formación de Las Piletas (tipo V).

Foto 58. - Contacto superior de la mineralización con los micaesquistos.

Fotos 59 y 60. - Minerales silicatados ( cuarzo, mica incolora, clorita y granate ) incluidos en la mineralización.

Foto 61. - Texturas esqueléticas de carbonatos de Fe pseudomorfizados por hematites-goethita. L. R.

Foto 62. - Secciones idiomorfas de hematites pseudomórfica de pirita, incluidas en un fino entramado poligonal de hematites y goethita. Se observan muy bien las sucesivas zonas concéntricas de transformación que presentan dichas secciones. L. R.

Foto 63. - Goethita con formas botroidales, cristalizada en huecos y fracturas. L. R.

## VII. DESCRIPCIÓN Y ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE ALQUIFE.

Este yacimiento, también llamado del Marquesado, se situa en el borde Norte de Sierra Nevada, justo en las proximidades del pueblo de Alquife (foto 64).

La mineralización aflora en el Cerro de Alquife, el cual constituye una suave elevación, de 1.245 m de cota, sobre la llanura del Marquesado de 1.150m de altitud media. La continuación de las labores mineras, en un principio iniciadas en ese cerro, y la investigación mediante sondeos mecánicos han puesto de manifiesto que, hacia el Norte, la mineralización se continua por debajo de los materiales clásticos post-orogénicos que rellenan la Depresión de Guadix.

En la actualidad, la Compañía Andaluza de Minas (C.A.M.) explota este yacimiento, a cielo abierto, mediante una cantera de 1 km de diámetro aproximadamente.

Desde 1929, fecha en que inicia las explotaciones dicha compañía, hasta el presente, y sólo en sus concesiones, se han extraído del orden de 33 millones de toneladas de mineral vendible, siendo la evaluación actual de las reservas cubiertas del orden de 120 a 130 millones de toneladas de mineral de hierro con una ley media en Fe del 55% en seco. La producción actual es aproximadamente de 3,5 millones de toneladas anuales. La mena explotada está constituida exclusivamente por hematites y goethita.

Previamente a su comercialización, el producto extraído de los frentes de explotación es sometido en una planta de tratamiento a un proceso de clasificación granulométrica mediante cribados en seco. Así mismo, algunas fracciones del todo uno deben someterse a otros pro

cesos para su enriquecimiento, tales como:

- Lavado en tambor de medios densos. Mediante éste proceso se separa gran parte de los carbonatos produciéndose un enriquecimiento en hierro.
- Deslodado selectivo en hidrociclones. Este proceso está ideado fundamentalmente para las fracciones finas con objeto de disminuir las impurezas de minerales silicatados que se concentran en ellas (micas y cuarzo). Con ello se consigue rebajar el contenido en alcalinos ( $K_2O$  y  $Na_2O$ ), elementos altamente perjudiciales para la calidad del mineral a tratar por procesos siderúrgicos convencionales. En este caso su límite máximo de aceptación es del orden del 0,5-0,6% .

#### VII. 1. DESCRIPCION DE LA SERIE METAMORFICA.

El contexto geológico de esta zona es análogo al del sector de Las Piletas que fué ya descrito en el capítulo VI. Debido a esta similitud, en este apartado sólo se hace hincapié en las principales diferencias existentes entre ambas zonas. Por esta misma razón se ha usado aquí también la terminología adoptada en la zona de Las Piletas para las distintas formaciones de rocas (ver apartado VI. 1).

Las rocas encajantes de las mineralizaciones de hierro pertenecen a la Formación de Las Piletas. En el Cerro de Alquife y sus proximidades, única zona donde ahora, la Formación de Las Piletas está representada sólo por su parte superior esencialmente marmórea. Estos mármoles se superponen tectónicamente sobre el paquete de micaesquistos de grano fino, y con abundantes menas metálicas, correspondientes a la Formación del Cerro de los Lobos. A unos 200 m al Sur del Cerro de Alquife, en la falda N de Sierra Nevada, afloran las micaesquistos

biotíticos grafitosos, con intercalaciones de cuarcitas y micaesquistos feldespáticos, pertenecientes a la Unidad de Cerro de Bermudez. Este afloramiento está separado de los de las Formaciones antes mencionadas por materiales cuaternarios (ver fig. 31 ).

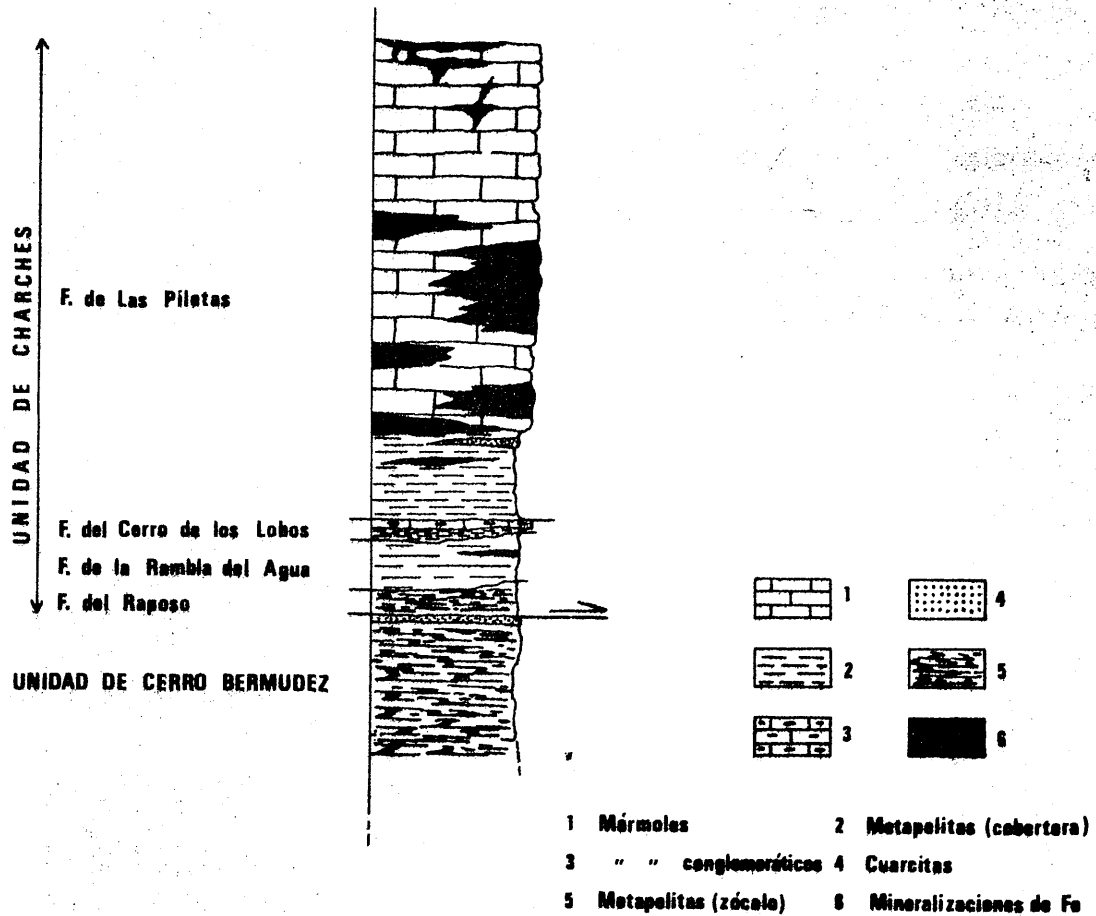
Las observaciones efectuadas en los afloramientos anteriormente mencionados y en la cantera, complementados con el examen de "visu" y estudio microscópico de los testigos de algunos sondeos más profundos realizados por la C.A.M., han permitido reconstruir la serie metamórfica en el área del yacimiento (1) que se esquematiza en la fig. 28 .

Como en la zona de Las Piletas, la distinción de las diferentes Formaciones de rocas, y las relaciones entre ellas, se ha efectuado teniendo en cuenta los estudios petrológicos regionales realizados, en áreas próximas, por diferentes autores y entre los que cabe destacar los de GOMEZ-PUGNAIRE (1976 y 1979) y los de DIAZ DE FEDERICO (1971 y 1974). A pesar de la dificultad que entraña para ello el estudio sólo a partir de testigos de sondeos, no obstante, la aparición en ellos de algunos materiales típicos de diferentes Formaciones o Unidades han sido de gran ayuda a la hora de delimitarlas. Entre estos materiales los que más han servido de referencia han sido: los mármoles conglomeráticos y metapelitas de grano fino con abundantes menas metálicas pertenecientes a la Formación del Cerro de los Lobos y los micaesquistos grafitosos, con granate y cloritoide prealpino, correspondientes al zócalo de la Formación del Raposo.

---

(1) De todos los sondeos realizados hasta la fecha sólo tres de ellos han sobrepasado en 50-60 m, como máximo, el contacto inferior del paquete mármoro de la Formación de Las Piletas.

Fig. 28 .- Serie metamórfica del sector de Alquife. (1)



(1) Las potencias representadas han sido deducidas a partir del buzamiento medio de la esquistosidad más patente. Corresponden por tanto a potencias secundarias.

El hecho más destacable que se desprende de la observación de esta serie metamórfica es la extraordinaria potencia que presentan, en esta zona, los mármoles de la Formación de Las Piletas y que llega a alcanzar del orden de 220-230 m. Por el contrario, el resto de los materiales de la cobertura permo-triásica de la Unidad de Charches están escasamente representados, con una potencia que, en conjunto, no sobrepasa los 60 m.

A excepción de los mármoles, el escaso desarrollo que presentan los demás materiales de la cobertura permo-triásica comparado con el de áreas próximas puede ser debido, al menos en parte, a laminaciones tectónicas. Este hecho así parece deducirse, tanto por los bruscos cambios de potencia e incluso desaparición de algunos niveles de materiales en escasas distancias, como por la fuerte cataclasis y/o milonitización que se observa en algunas rocas.

Los mármoles, sin embargo, presentan una potencia máxima que supera en cuatro veces a la encontrada en la zona de Las Piletas. Esta gran potencia, aunque en parte puede ser debida a un engrosamiento por superposiciones tectónicas, no obstante, parece deducirse que debió configurarse ya durante su depósito, pues la Formación de Las Piletas en su conjunto, y el paquete de mármoles en particular, muestran el mismo patrón litológico en ambas zonas.

## VII. 2. DESCRIPCION DE LAS ROCAS ENCAJANTES.

Como en la zona de Las Piletas, los materiales de la Formación de Las Piletas constituyen las rocas encajantes de la mineralización.

La base de ésta Formación está constituida por un paquete de micaesquistos, de color gris claro y tamaño de grano fino, con algunas

intercalaciones de cuarcitas. Su potencia no sobrepasa los 40 m. Encima se encuentra el potente paquete marmóreo antes mencionado.

### VII. 2. 1. MICAESQUISTOS.

Sus características son idénticas a las descritas, para estos mismos materiales, en la zona de Las Piletas (ver apartado VI. 2. 1).

### VII. 2. 2. MARMOLES.

Aunque los tipos de mármoles descritos en la zona de Las Piletas están igualmente representados en este sector, no obstante, en esta zona presentan algunas características peculiares y así mismo existen varios tipos de mármoles que, o no existen, o están muy poco representados en la zona de Las Piletas. Intercalados con ellos se presentan algunos niveles de micaesquistos y/o calcoesquistos que, en general, muestran una escasa continuidad lateral. Estas intercalaciones son muy esporádicas y delgadas en la zona superior mientras que se hacen más frecuentes y potentes hacia la base llegando en algunos puntos a alcanzar hasta 14-15 m de potencia.

De "visu" presentan una gran variabilidad de aspecto, color, y compacidad. En síntesis, se pueden agrupar en cinco grandes tipos de acuerdo con estas características y con la naturaleza esencial de los carbonatos. Así, se pueden distinguir:

1. - Mármoles calcílicos compactos con coloraciones que varían dentro de la gama: blanco-gris azulado-amarillento. A veces su aspecto es fajeado y viene definido por la alternancia de colores claros y oscuros.

Este tipo de mármoles son los más abundantes aunque su proporción frente al total de mármoles es muy variable según las zonas. En conjunto, pueden constituir alrededor de las 2/3 partes del tramo marmó-

reo. Se presentan en toda su extensión predominando en las zonas media y superior. En la zona inferior generalmente aparecen intercalados con los demás tipos de mármoles. Al microscopio muestran texturas que varían desde granoblásticas equidimensionales a granoblásticas esquistosas. El grado de recristalización es muy variable de unos puntos a otros con tamaños de cristales más frecuentes comprendidos entre 200 y 400  $\mu$ .

## 2. - Mármoles dolomíticos de colores amarillentos y grises.

En general son menos coherentes que los primeros.

Se presentan, fundamentalmente, en el tercio inferior del paquete marmóreo en el que, en conjunto, suelen ser el tipo de mármol predominante. En las zonas superiores también se pueden encontrar, aunque más esporádicamente, como niveles intercalados entre los mármoles del tipo (1).

De acuerdo con el tamaño medio de los cristales de carbonato se puede hacer una subdivisión en: a) mármoles de tamaño de grano medio y b) mármoles de tamaño de grano muy fino. Los primeros son escasos. Presentan un tamaño medio de cristales comprendido entre 150 y 300  $\mu$  y aparecen intercalados con los de tamaño de grano muy fino. Estos últimos muestran tamaños de cristales en general inferiores a 100  $\mu$  y en muchos casos están comprendidos entre 10 y 30  $\mu$  (foto 68).

En ambos tipos de mármoles dolomíticos se encuentran con relativa frecuencia cristales de dolomita recrecidos, a veces muy idiomorfos, de hasta 2000  $\mu$  de tamaño máximo. También es frecuente encontrar cristales de cuarzo muy idiomorfos con numerosas inclusiones de dolomita.



Tanto los mármoles del tipo (1) como los del tipo (2) están bastante tectonizados en la zona inferior del paquete marmóreo con intensidad variable de unos puntos a otros. Localmente, algunos niveles de mármoles están fuertemente afectados por una fase de deformación muy tardía que desarrolla una esquistosidad de fractura a favor de cuyas superficies se produce una granulación de los carbonatos (foto 67). Dependiendo del volumen de roca afectado por ésta deformación y granulación, a veces se pueden considerar a éstos niveles de rocas como protomilonita (en el sentido de SPRY, 1969), si bien no existe una neta diferenciación entre clastos y matriz. El carbonato granulado no presenta recristalización, hecho éste que, por un lado, indica que esta tectonización ha debido ser un proceso muy tardío (desarrollado a muy baja temperatura y a poca profundidad) y, por otro lado, que con posterioridad no ha debido existir ninguna elevación significativa de temperatura ya que de otro modo el carbonato granulado habría recristalizado.

3. - Mármoles calizo-dolomíticos de color más frecuente marrón-amarillento claro, muy brechificados y con estructura cavernosa o vacuolar más o menos desarrollada según las zonas. En algunos niveles van asociados con polvo dolomítico (foto 65).

Se presentan sobre todo en el tercio inferior del paquete marmóreo asociados con los del tipo (2). Su morfología no es observable ya que el acceso a ésta zona sólo es posible mediante testigos de sondeos. No obstante, en la cantera también se han observado algunos niveles, intercalados con mármoles calcíticos, y en cuyo caso se disponen siguiendo determinados horizontes sensiblemente paralelos a las superficies  $S_0$  definidas por las alternancias litológicas y de coloración de los mármoles.

Se trata de mármoles dolomíticos como los del tipo (2) que están muy brechificados y calcitizados y que muestran un mayor o menor de

sarrollo de vacuolas o cavidades (foto 66 ). A veces su aspecto es pseudoconglomerático debido a que los fragmentos quedan bastante separados unos de otros.

Los fragmentos son de tamaños muy variables, oscilando desde el orden milimétrico hasta 6-7 cms y aparecen irregularmente mezclados entre sí. El tamaño de los cristales es también muy variable, aunque con mayor frecuencia está comprendido entre 10 y 50  $\mu$ .

La matriz carbonatada que une los fragmentos de mármol inicialmente es también dolomítica. Suele presentar mayor heterometría de grano que los fragmentos, observándose cristales desde unas pocas micras hasta otros de 2000-3000  $\mu$ .

Desarrollo de la calcitización. - Es un estadio poco desarrollado del proceso, se observa como lo primero que se calcitiza es la matriz. La calcita impregna intergranularmente y reemplaza a la dolomita rellenando también fracturas y huecos (foto 69 ). En estadios subsecuentes de mayor desarrollo del proceso la calcita llega a reemplazar totalmente a la matriz carbonatada, e incluso a algunos cristales de cuarzo y plagioclasas y en mayor o menor grado también a los fragmentos de mármol dolomítico. Con frecuencia se observan restos de dolomita dentro de los cristales de calcita (foto 69 ). La calcita que rellena huecos y fracturas suele ser muy limpia. Por el contrario, la que reemplaza a la dolomita, generalmente, presenta un aspecto sucio causado por la existencia de pequeñas partículas o de finas películas de limonita asociada con ella.

En algunas muestras se observa que la calcita reemplaza a cristales romboédricos idiomorfos de dolomita y/o ferrodolomita existentes, tanto en la matriz, como cristalizados en venas y fracturas. En este caso el hierro liberado del primitivo cristal se deposita en bandas pa-

rales a las caras romboédricas del cristal original de dolomita y/o ferrodolomita, así como en los planos de exfoliación.

Desarrollo de cavidades. - Las cavidades o vacuolas que presentan estas rocas están más o menos desarrolladas según las zonas, siendo posible observar todos los pasos entre un mármol brechificado y calcitizado sin vacuolas hasta muestras en que su desarrollo es tal que sólo queda una estructura relictiva reticular definida por calcita. Sus formas son muy variables. Cuando los fragmentos de mármol no han sido calcitizados o lo han sido sólo muy ligeramente, la forma de las cavidades es análoga a la de los fragmentos. Por el contrario, en muestras donde los fragmentos han sido calcitizados presentan formas erráticas.

En las cavidades es frecuente encontrar polvo dolomítico asociado con algo de material limonítico lo que le confiere al conjunto un color amarillento.

De todo lo anteriormente expuesto, parece desprenderse que estas rocas se han producido a partir de un mármol dolomítico por la sucesión de los siguientes procesos:

- Brechificación.
- Recristalización parcial de dolomita, sobre todo en la matriz y pequeñas fracturas.
- Calcitización.
- Desarrollo de cavidades y formación de polvo dolomítico.

4. - Mármoles calizo-dolomíticos con fragmentos de rocas pelíticas. Son mucho más escasos y esporádicos que los anteriores. Se presentan siempre en la zona inferior del paquete de mármol

les, próximos al contacto con los micaesquistos. Muestran un aspecto similar a los del tipo 3, de los que sólo se diferencian en que entre los fragmentos se encuentran algunos de micaesquistos.

En muchos casos estos mármoles presentan un aspecto muy similar a lo de la Formación del Cerro de los Lobos sobre cuyo origen existen grandes discrepancias ya comentadas en la pág. 48 . Sólo son diferenciables por su posición dentro de la serie metamórfica y por la normal asociación de aquellos con las metapelitas y/o metacineritas de grano fino con abundantes menas metálicas. Así mismo, los mármoles conglomeráticos de la Formación del Cerro de los Lobos, en general, suelen presentar contenidos relativamente altos en plagioclasas frente a estos otros.

En mi opinión, y de acuerdo con los trabajos de LEINE (1968) y MASSON (1972), tanto los mármoles del tipo 3 como los del tipo 4 pueden ser considerados como "carniolas" si se utiliza este término, en el sentido de LEINE (op. cit.), como sinónimo del término alemán "Rauh-wacka". A este respecto hay que hacer notar que aunque el término carniola se ha usado en la literatura en diferentes sentidos y en muchos casos con una clara connotación genética, ligado a rocas evaporitas para la formación de las cavidades, aquí se utiliza según la definición dada por MASSON (op. cit.). Para éste autor las carniolas son una variedad de brecha dolomítica con cemento calizo siendo su aspecto vacuolar un carácter secundario de alteración y que a menudo desaparece a poca profundidad. Así pues, desde este punto de vista, los mármoles de los tipos (3) y (4) se pueden clasificar como carniolas monomicticas y poli-micticas respectivamente, de acuerdo con que los fragmentos proceden de un sólo tipo de roca en el primer caso y de varios tipos de rocas en el segundo (LEINE 1968).

LEINE (op. cit.), que ha estudiado este tipo de rocas en las zonas Bética, piensa que representan brechas tectónicas las cuales han obtenido su apariencia vacuolar como resultado de posteriores procesos de calcitización, recristalización y erosión selectiva de los fragmentos dolomíticos, producida por circulación intersticial de aguas cargadas de  $\text{CO}_2$ . Como resultado de esta erosión selectiva, la malla calcítica de estas brechas sobresale prominentemente formando así la estructura reticular característica de estas rocas. Parte del polvo dolomítico formado por la desintegración de los fragmentos queda retenido en las cavidades.

Si bien la brechificación tectónica podría haber dado origen a la aparición de carniolas, sin embargo, en opinión de MASSON (op. cit.), mediante este mecanismo, es difícil de explicar el que, en muchos casos, los niveles de carniolas sean congruentes con la estratificación y estén intercalados entre otros niveles de mármoles dolomíticos apenas o nada cataclastizados. Al menos en estos casos, según este autor, el origen de las carniolas suele ser debido a un mecanismo de brechificación por fracturación hidráulica producido por presiones de fluidos anormalmente elevadas.

5. - Mármoles sideríticos de colores blancos y grisáceos. En algunos puntos muestran una estructura bandeada definida por la alternancia de colores claros y oscuros. El tamaño de las diferentes bandas es del orden milimétrico. Se presentan exclusivamente en la parte más inferior del paquete marmóreo y sólo en las zonas topográficamente más profundas aunque presumiblemente - como se verá más adelante - su existencia primitiva parece que fué muy superior a la actual.

Su identificación de "visu" en los testigos de sondeos, a veces, es bastante difícil, y si no se efectúan ataques con ácidos pueden

ser confundidos con mármoles de naturaleza calcítica y/o dolomítica. El estudio detallado de éstos mármoles se efectuará en el capítulo dedicado a las mineralizaciones.

Respecto a los minerales accesorios existentes en los diferentes tipos de mármoles mencionados éstos son prácticamente idénticos a los ya descritos en la zona de Las Piletas, estudiados en el capítulo VI.2.2. Sólo se han encontrado diferencias en cuanto a la presencia o ausencia de determinados minerales accesorios. Así en ésta zona no se ha encontrado talco ni hematites especular y magnetita. Por el contrario, en algunos niveles hay pequeños cristales xenomorfos de microclina.

Como resumen para todos los tipos de mármoles descritos anteriormente, en la tabla 12 se muestra, a título de ejemplo, la composición mineralógica de una serie de muestras de mármoles pertenecientes a uno de los sondeos estudiados (sondeo 4224). Este estudio se ha realizado mediante difracción de rayos X. En las muestras con calcita y dolomita, los porcentajes relativos de cada uno de estos minerales se han determinado utilizando los poderes reflectantes calculados por BARAHONA (1974). En dicha tabla se observa como se distribuyen los diferentes tipos de mármoles, en cuanto a la composición del carbonato predominante, en función de la profundidad.

Tabla. 12 .- Análisis mineralógico semicuantitativo, por difracción de rayos X, de muestras de mármoles procedentes del sondeo 4224. (\*)

Nº de orden de la muestra	Profundidad (en m.)	Calcita	Dolomita	Siderita	Hematites	Goethita	Moscovita	Cuarzo	Albita
3	2,00	92	x				x	x	
4	8,00	90	7				x	x	
7	9,50	85			12		x	x	
9	10,00	97					x		
16	33,50	88					10	x	
18	34,00	92			x		5	x	
19	42,00	88					11	x	
24	54,00	88	x		10		x		
26	55,00	93			x		x	x	
29	58,80	93					5		x
30	82,00	92					5	x	
33	144,00	5	68			x	18	9	
34	145,00	x	58			29	9	x	
35	145,50	x	92				x	x	
36	156,00		85				13	x	
40	165,00	51	22			9	18	x	
42	166,90		88				7	5	
45	173,00	97					x		
46	197,00	6	85				5	x	
52	222,00			92			x	x	
53	223,00			92			5	x	
54	226,00	51	40			5	x	x	

x = < 5%.

(\*) Cota de inicio: 1.091,50m.

### VII. 3. ASPECTOS TECTONICOS.

La zona de estudio está situada en el flanco Norte del gran antiforme definido por Sierra Nevada. Las relaciones geométricas generales entre las Unidades y Formaciones de rocas existentes quedan reflejadas en el corte de la fig. 31. En el borde de la Sierra las capas de los materiales buzán, en conjunto, suavemente hacia la Depresión, hundiéndose progresivamente por debajo de los materiales postorogénicos.

Mediante el estudio de testigos de sondeos se ha podido reconstruir parcialmente en la zona del yacimiento la morfología del paquete marmóreo de la Formación de Las Piletas. Para ello se ha tomado como referencia la superficie de contacto entre los mármoles y los micaesquistos infrayacentes. Aunque este sistema tiene el inconveniente de que al no sobrepasar los sondeos nada más que en unas decenas de metros, como máximo, el contacto entre mármoles y micaesquistos, en algunos casos, el nivel tomado como base pudiera ser una intercalación. No obstante, no ha habido otra posibilidad de acuerdo con los datos de que se disponen. Así, se puede observar que el contacto inferior de los mármoles es bastante irregular y dibuja, en conjunto, suaves estructuras sinformes y antiformes cuyos ejes tienen direcciones generales E-W. Las actuales explotaciones de la C. A. M. se encuentran, justamente, en una de estas estructuras sinformes.

A menor escala, en los frentes de explotación se observan pequeños pliegues con flancos de suaves buzamientos y direcciones predominantes N60E. Los tamaños observados del radio de estos pliegues oscilan desde la escala decimétrica a un máximo de varios metros.

Muy esporádicamente se han observado también en los mármoles pequeñas charnelas de pliegues isoclinales ( $P_2$ ), de varios cms de radio, visibles gracias a alternancias de lechos de diferentes coloraciones.



En cuanto a estructuras penetrativas en los mármoles, la ca si única visible es la esquistosidad de plano axial  $S_2$ , definida por la orientación preferencial de las micas incoloras. En las intercalaciones calcoesquistosas son también visibles las demás fases de deformación.

Mención especial por su abundancia merecen las fracturas. Son extraordinariamente numerosas tanto las diaclasas como las fallas normales. La sistematización de las diaclasas es muy difícil por lo que es preferible remitirse para ello a los diagramas de las figs. 29 y 30. Destaca el gran predominio de diaclasas verticales a subverticales y, au que hay una notable dispersión en las direcciones, se advierte un máxi- mo principal de dirección N30-40E y otros máximos secundarios de direc- ciones N60-70E y N110-120E. Existe además otro sistema de diaclasas sensiblemente paralelo a la esquistosidad principal.

Las fallas normales, también muy numerosas, presentan unos máximos principales cuyas direcciones medias son N-S, N50-60E y N70-80E con buzamientos desde 45° a subverticales, con predominio de estos últimos. Los dos primeros máximos representan dos sistemas conjugados y donde se pueden medir los saltos se observa que, en general, son inferiores a varios metros. En otros muchos casos, el salto es difícil de cuantificar debido a la falta de niveles de referencia utilizables para este fin. No obstante, el hecho de que el contacto inferior del paquete marmoreo sufra -en escasas distancias- bruscos saltos de hasta 20-25 metros, podría ser un indicio de la existencia de fallas con saltos de esa envergadura en las actuales explotaciones. En la foto 79 se observa el plano de una de estas fallas normales.

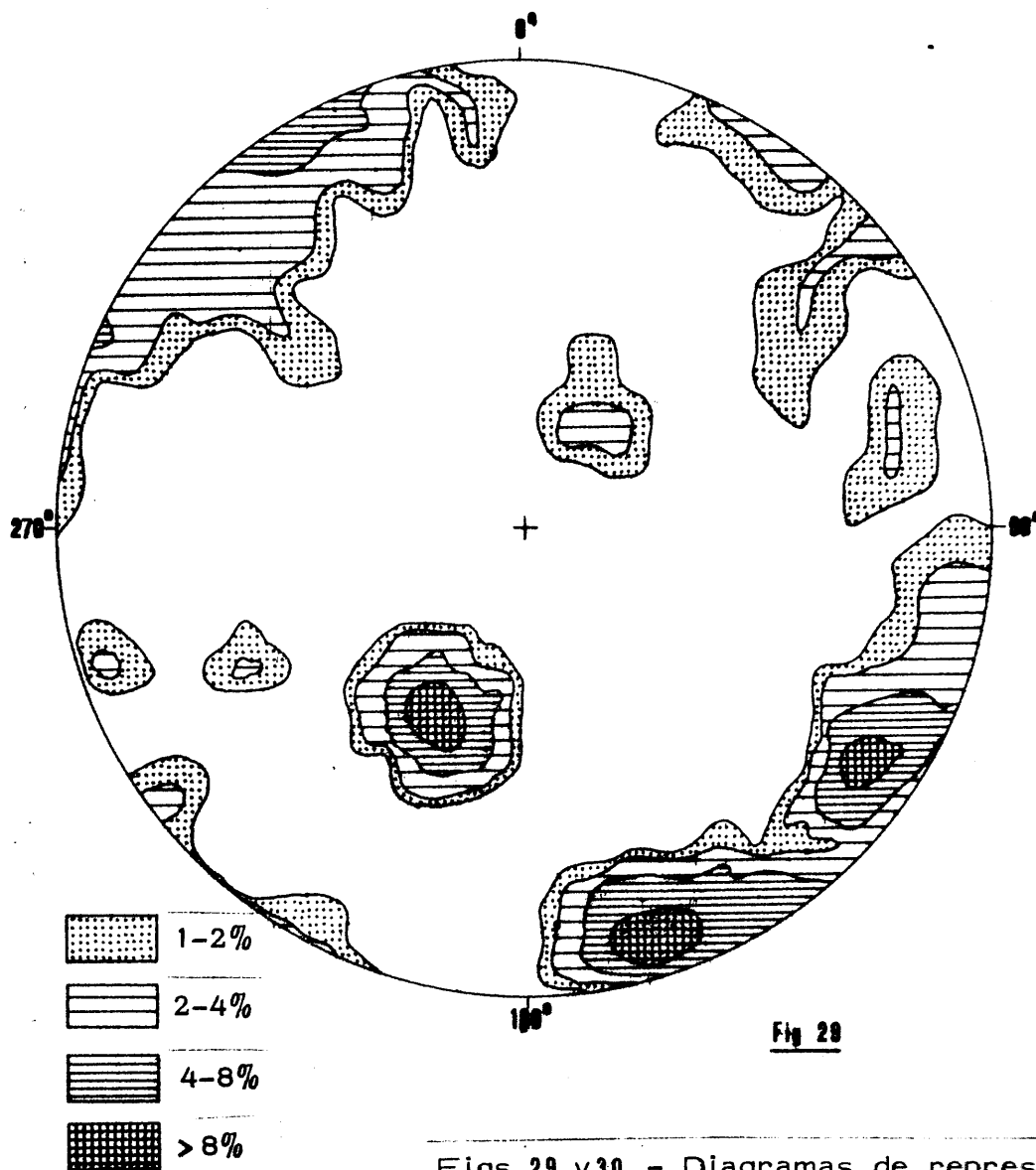


Fig 29

Figs. 29 y 30. - Diagramas de representación de 250 medidas de diaclasas en mármoles de la Formación de Las Piletas.

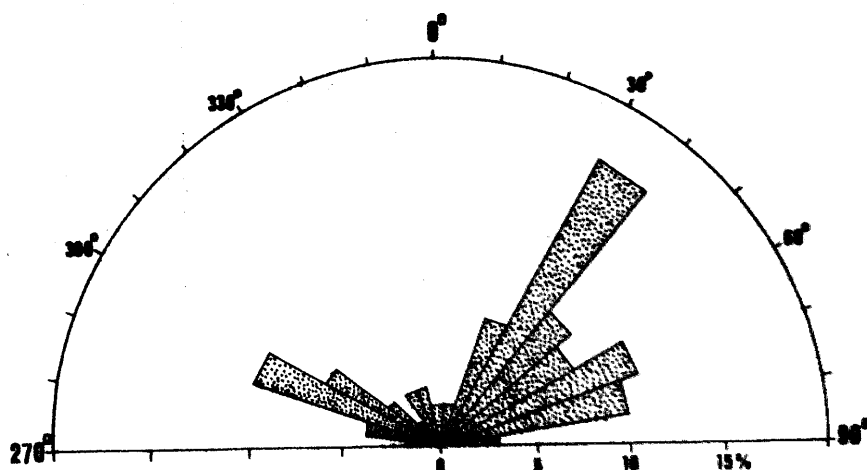


Fig 30

#### VII.4. MINERALIZACIONES DE ALQUIFE.

De igual forma que el yacimiento de Las Piletas, éste criadero está también constituido por una asociación espacial de diversas mineralizaciones con características morfológicas, texturales, mineralógicas y químicas más o menos diferentes. Todas ellas arman en la Formación de Las Piletas extendiéndose en conjunto, desde los micaesquistos hasta el techo del paquete marmóreo (fig. 28 ).

Del mismo modo que en el yacimiento de Las Piletas, de acuerdo con su posición en la serie y con la litología de las rocas encajantes, se puede hacer una primera división de las mineralizaciones:

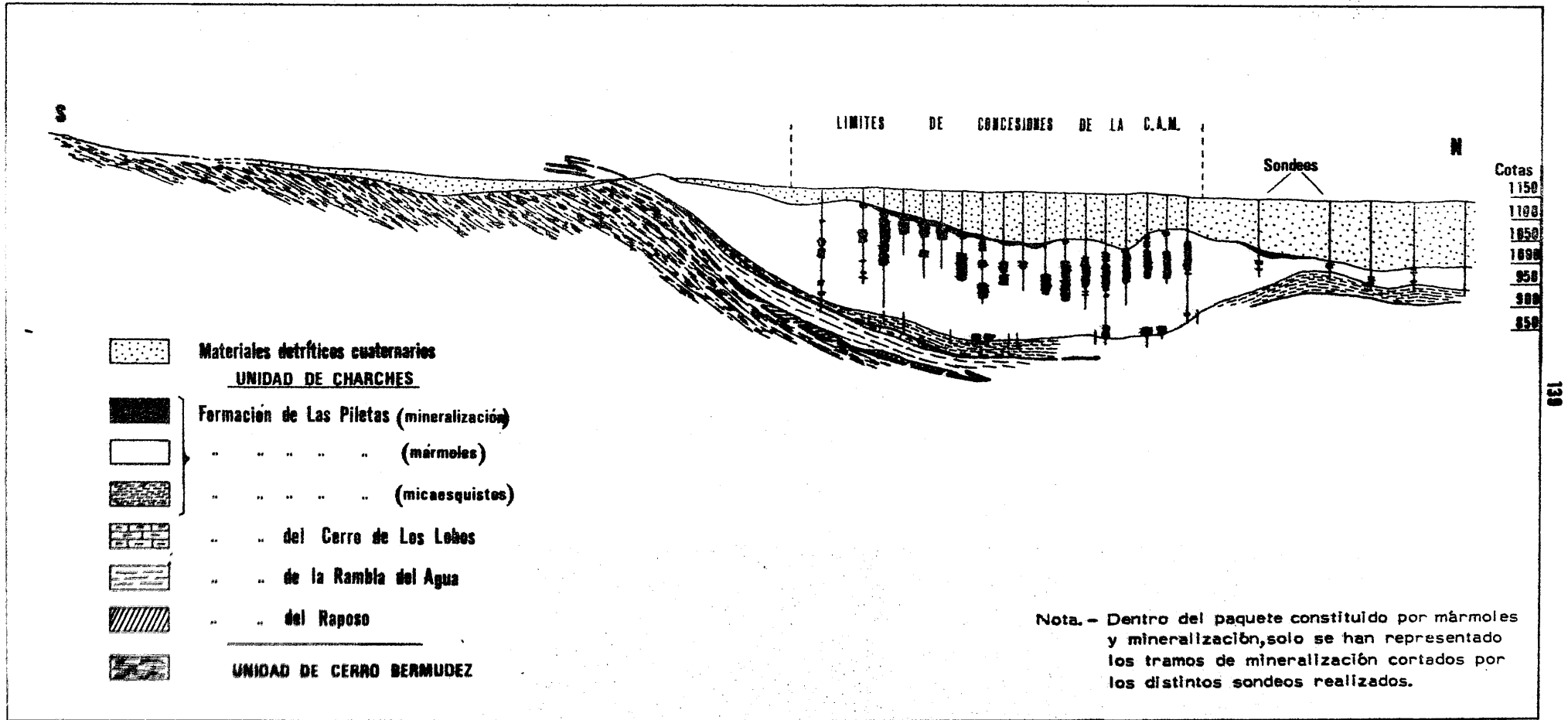
- Mineralizaciones en relación con rocas carbonatadas.
- Mineralizaciones en relación con micaesquistos.

En la fig.31 se muestra un corte geológico de dirección N-S, que pasa por el centro de la carrera y en el cual se han representado los diferentes tramos de mineralización cortados por los sondeos.

##### VII.4.1. MINERALIZACIONES EN RELACION CON ROCAS CARBONATADAS.

De acuerdo con sus principales características morfológicas, texturales, y estructurales, he diferenciado diversos tipos principales de mineralizaciones y que, como se verá más adelante, corresponden a tres tipos genéticos diferentes correlacionables con sus equivalentes en Las Piletas por lo que los he denominado tipos: AL-II, AL-III, y AL-IV. La razón de no denominar a ningún tipo AL-I estriba en que, si bien los tipos AL-II, AL-III, y AL-IV son de características similares a los tipos PL-II, PL-III y PL-IV de Las Piletas, en Alquife no existe ningún tipo análogo

Fig. 31. - Corte geológico del yacimiento de Alquife.



al PL-I de Las Piletas.

En la fig. 28 se observa la posición de cada uno de estos tipos de mineralización en relación con las rocas encajantes.

#### VII. 4. 1. 1. MINERALIZACION TIPO AL-II.

Son las más importantes por su volumen y se extienden desde la base al techo de los mármoles. Las menas están constituidas fundamentalmente por óxidos, hidróxidos, y carbonatos de Fe.

##### 1) Morfología y estructuras.

Dado que prácticamente en su totalidad el yacimiento está recubierto por los materiales detríticos cuaternarios de relleno de la Depresión de Guadix-Baza, la observación directa de las masas de mineralización sólo es posible efectuarla en los frentes de explotación de la cantera. Este hecho presenta el inconveniente de que, salvo en raras ocasiones, no es posible tener una visión tridimensional de las morfologías de las masas de mineralización. Así mismo la buena observación morfológica queda además dificultada por el hecho de que los niveles de explotación y las direcciones de los frentes de explotación no coinciden con las direcciones de las estructuras.

Las masas mineralizadas son de formas y tamaños extremadamente variables. En cuanto a las formas las masas principales son tanto estratiformes como de contornos irregulares, quizás con predominio de las segundas en la zona actual de la cantera. De entre estas últimas, algunas tienden a ser más o menos equidimensionales mientras que en otros casos se presentan como cuerpos de formas más planas con sus máximas dimen

siones tendentes a paralelizarse con las estructuras (esquistosidad y estratificación). Con escasa frecuencia se aprecian ramificaciones o apófisis que tienden a seguir las superficies de estratificación, hecho que se hace más claro a pequeña escala. Los tamaños de los cuerpos mineralizados varían desde la escala inferior al metro hasta cuerpos de tendencia planar con longitud y espesor máximos de 300-400 m y de 50-60 m respectivamente. No obstante, la mayor frecuencia de tamaños es del orden decamétrico. En líneas generales, las masas con dimensiones máximas por encima de la escala decamétrica muestran una mayor tendencia estratiforme. Por el contrario, a escalas menores la irregularidad se hace más manifiesta. En las fotos 70 a 74 se muestran algunas morfologías de masas de mineralización.

Aunque en lo referente a morfología y tamaños no existen unos patrones generales, sí los suele haber en cuanto a la nitidez de los contactos entre masas mineralizadas y rocas encajantes. Por lo general, se pasa con brusquedad de un mármol muy puro -con menos del 5% en Fe- a un mineral de ley superior al 50%. Sólo en muy pocos casos el paso se hace de forma algo más gradual por medio de un mármol ligeramente mineralizado. Gran parte de las superficies de contacto son muy rectilíneas y están definidas por fallas y/o diaclasas. Otras son curvas e irregulares aunque, en líneas generales, no demasiado sinuosas. Las que definen los límites superior e inferior de las masas mineralizadas suelen ser bastante paralelas a la estratificación, mientras que las que las delimitan lateralmente suelen cortar bruscamente a las estructuras con ángulos muy grandes, en algunos casos próximos a 90°.

A partir de los datos suministrados por los testigos de más de 500 sondeos se ha intentado dibujar en perfil y en planta las morfologías de las masas de mineralización. En el conjunto del yacimiento este inten-

to ha sido infructuoso debido a las siguientes causas:

- La mayor parte de los sondeos no llegan en profundidad hasta el muro geológico del yacimiento, alcanzando sólo algo más de la mitad del paquete marmóreo.
- La malla de los sondeos de investigación es de 50 m, amplitud que es, en general, superior a las dimensiones medias de la mayoría de las masas mineralizadas.
- Dentro del paquete marmóreo no existen niveles de suficiente continuidad lateral y que puedan ser tomados como referencia. Las intercalaciones de micaesquistos y las alternancias de mármoles calizos y dolomíticos son además muy numerosas por lo que difícilmente pueden ser correlacionables unas con otras.

Con estas premisas anteriores sólo pueden dibujarse con cierta exactitud aquellas masas que tengan grandes dimensiones.

Dentro de las zonas de explotación se dispone, además, de una malla de 25 m centrada de sondeos cortos para preexplotación con recuperación de testigo continuo. Así mismo, en las distintas plantas de explotación se realiza otra malla inferior con recuperación de detritus aunque sólo de unos 16 m de profundidad para cada sondeo. Utilizando todos estos datos se han podido confeccionar distintos planos, en planta y a diferentes niveles, de las morfologías de algunas zonas mineralizadas. No obstante, esta información es muy escasa y puntual y en modo alguno son extrapolables a otras zonas y niveles debido a la heterogeneidad morfológica que presenta la mineralización.

Es por todas las razones expuestas anteriormente que en el corte de la fig. 31 he preferido no correlacionar las distintas masas de mineralización cortadas por los sondeos, ya que sería una interpretación muy subjetiva debido a la falta de información necesaria para tal fin.

Tanto la mineralización como las rocas encajantes están afectadas por numerosas fallas normales y diaclasas cuyos principales sistemas ya han sido descritos en el apartado VII. 3 (ver fotos 79 y 80 ). Estas fallas normales son precisamente las que definen los contactos laterales rectilíneos y muy verticales entre la mineralización y los mármoles.

Algunos contactos presentan fenómenos posteriores de disolución debido a aguas de percolación y están tapizados por delgadas películas de material arcilloso constituido por micas fundamentalmente.

Dentro de la mineralización se pueden encontrar enclaves de mármoles de tamaños muy variables y con formas a veces muy irregulares. En general, suelen presentar estructuras internas que están en armonía con las que muestran los mármoles fuera de la mineralización. Los contactos entre el mineral y estos enclaves de mármoles son también muy netos (fotos 75 76 y 77).

La mineralización presenta en su interior estructuras similares a las de las rocas encajantes aunque mucho menos marcada debido a la diferencia de competencia de ambos tipos de rocas. La más visible es una esquistosidad que viene definida por la concentración de minerales laminares, preferentemente orientados, dispuestos en finos lechos paralelos. En algunas zonas de contacto de la mineralización con las rocas de caja, puede verse como estas estructuras son idénticas y con la misma disposición a ambos lados de dichos contactos (fotos 78 y 81 ).

Del mismo modo que los mármoles, en muchos casos la mineralización se presenta "estratificada" en lechos de 20-40 cms de espesor, "estratificación" que es perfectamente congruente con la que presentan las rocas de caja próximas a la mineralización.



## 2) Mineralogfa.

Hasta el año 1975 y debido a la escasa información que se poseía, condicionada por la evolución de la cantera y por la disponibilidad de sondeos profundos, los distintos estudios realizados ponfan de manifiesto que la mineralización estaba constituida exclusivamente por óxidos y oxihidróxidos de Fe (hematites y goethita) íntimamente asociados y sin ningún tipo de diferenciación espacial.

A partir del año 1975, gracias al estudio de un gran número de sondeos realizados por la C.A.M., el autor ha puesto de manifiesto que la mineralización está constituida por óxidos, oxihidróxidos y carbonatos de Fe con una marcada diferenciación espacial entre ellos.

Respecto a las menas, desde el punto de vista mineralógico, se pueden distinguir tres zonas muy bien diferenciadas, caracterizadas cada una de ellas por el predominio casi absoluto de una especie mineralógica determinada. En éstas tres zonas las menas predominantes son:

<u>ZONAS</u>	<u>MENA PREDOMINANTE</u>
ZONA (I) .....	SIDERITA.
ZONA (II) .....	GOETHITA.
ZONA (III) .....	HEMATITES.

En líneas generales, la disposición relativa de éstas tres zonas en el espacio presenta una distribución ordenada relacionada con la profundidad. Así, la zona (I) aparece siempre en las partes inferiores de la mineralización y sólo a profundidades relativamente grandes. Encima de ellas se superponen las zonas (II) y (III) por este mismo orden. En muchas áreas éstas dos últimas son las únicas existentes. A grandes rasgos y en el conjunto del yacimiento, los contactos entre cada zona mi-

neralógica -aunque irregulares- suelen dibujar un perfil que "a grosso modo" refleja el del contacto del paquete marmoreo con los micaesquistos infrayacentes (fig. 32 ).

Aunque no es frecuente, en algunos casos se pueden encontrar también masas de éstas tres zonas intercaladas indiferentemente y sin la neta diferenciación espacial antes mencionada.

Los límites de separación de las tres zonas, unas veces son bastante netas, pasandose de una a otra en pocos centímetros, mientras que en otros muchos casos, por el contrario, el paso es más gradual existiendo zonas más o menos amplias con unas composiciones mineralógicas intermedias.

En la fig.32 se presenta un esquema ilustrativo de la distribución de ésta zonalidad mineralógica, realizado a partir de los datos suministrados por testigos de sondeos. Así mismo, la fig.33 muestra un plano - en planta - en el que se ha dibujado el perfil de la cantera como referencia. En él se representa la situación de todos los sondeos que, hasta la fecha, han llegado a cortar el muro geológico de este tipo de mineralización (micaesquistos), así como aquellos que han cortado las tres zonas mineralógicas definidas anteriormente.

De todos los sondeos que han alcanzado el muro geológico de ésta mineralización, a continuación se exponen, a título de ejemplo de la zonación mineralógica, tres columnas litológicas simplificadas elaboradas a partir de los testigos de sondeos, en donde se especifica el componente mineralógico predominante tanto de los niveles de mineralización como de los mármoles que constituyen las rocas encajantes. En dichas columnas a pesar de que la zona de siderita en realidad está constituida por mármoles sideríticos, esta se ha incluido como mineralización. Paralelamente a la zonación mineralógica de la mineralización, en dichas columnas también se puede observar la distribución en vertical de los distintos tipos de mármoles, en, cuanto a la naturaleza de los carbonatos, ya comentada en el apartado VII. 2. 2.

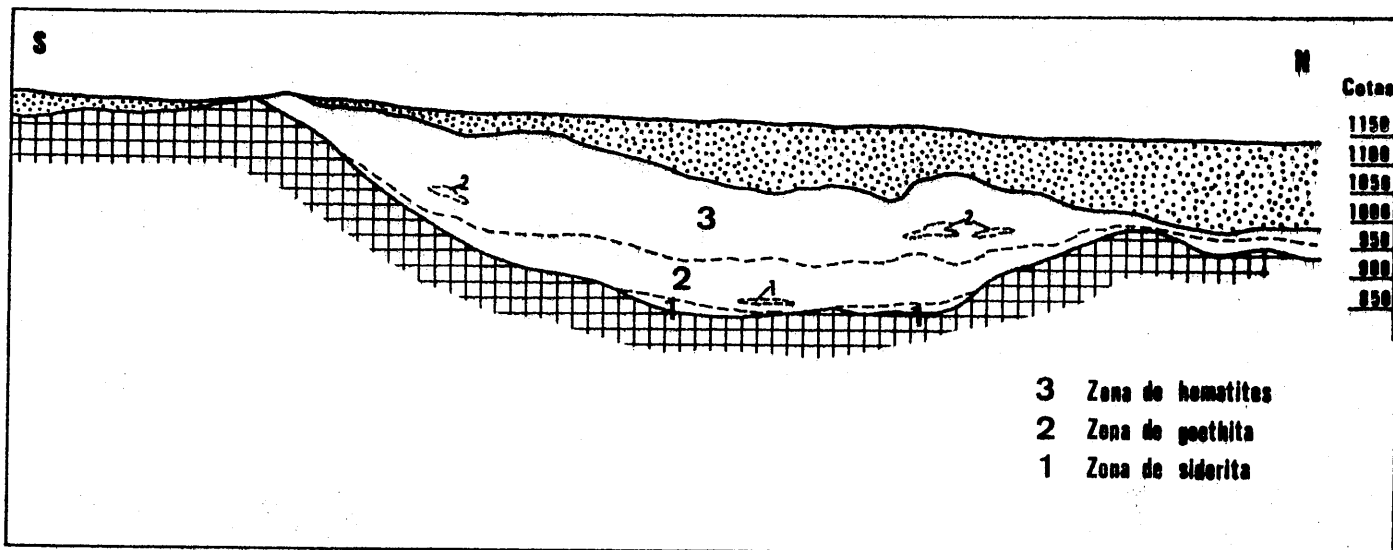


Fig. 32 . - Esquema ilustrativo de la distribución en vertical de las zonas mineralógicas definidas en la mineralización.

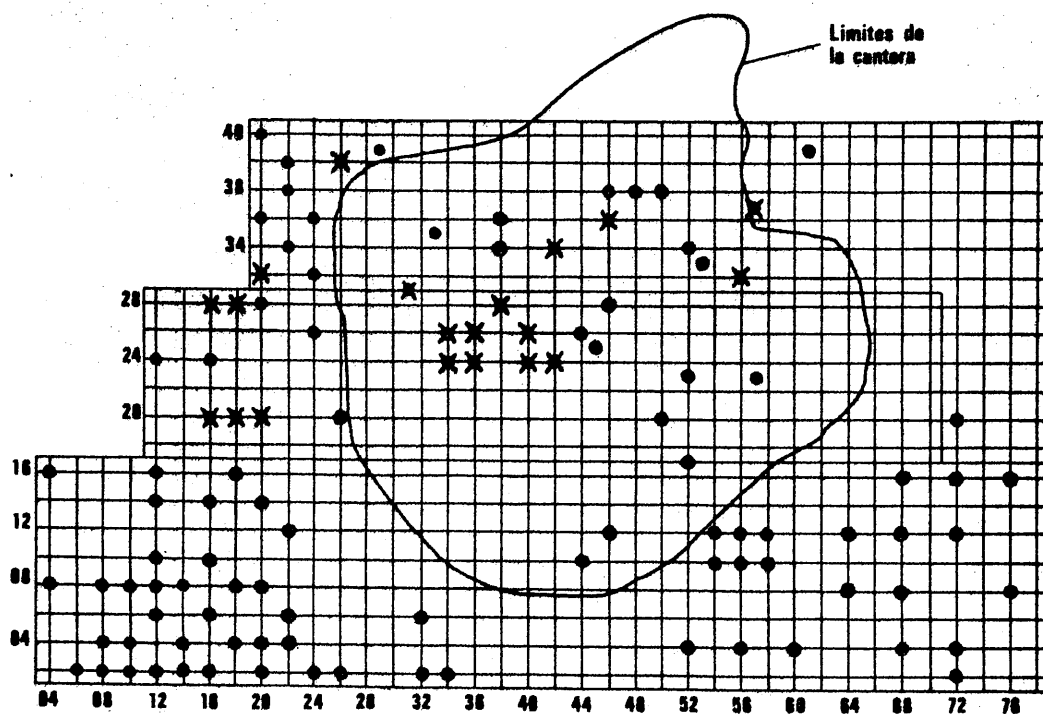


Fig. 33 . - Situación de los sondeos que han cortado el muro del paquete marmoreo.

X.- Sondeos que han cortado los tres

SONDEO 4634

Cota de inicio: 1. 153,00 m

Profundidad (en m.)	Litología	Componente mineralógico mayoritario	
		Mineralización	Mármol
Hasta 104,00	Aluvión		
117,58	Mineral	Hematites	
128,96	Mármol		Calcita
147,21	Mineral	"	
153,34	Mármol		"
156,04	Mineral	"	
162,35	Mármol		"
163,06	Mineral	"	
164,41	Mármol		"
197,05	Mineral	"	
198,15			
198,35	Mármol		"
228,10	Mineral	"	
230,15	Calcoesquisto		
231,90	Mármol		"
233,00			
246,35	Mármol		"
253,85	"		Dolomita
255,90	"		Calcita
257,40	Mineral	Goethita	
265,55	Mármol		Dolomita
268,75			
298,35	Mármol		Dolomita
300,00	"		Calcita
301,50	"		Dolomita
305,70	"		Calcita
335,65	"		Dolomita
338,10	"		Calcita
340,20	Mineral	"	
343,60	Mármol		Dolomita
357,20	Mineral	"	
361,80	"	Siderita	
367,30	Micaesquisto		

## SONDEO 3626

Cota de inicio: 1.161,00 m

Profundidad (en m.)	Litología	Componente mineralógico mayoritario	
		Mineralización	Mármol
Hasta 77,00	Aluvión		
138,73	Mineral	Hematites	
146,47	Mármol		Calcita
147,38	Mineral	"	
150,40	Mármol		Calcita
159,54	Mineral	"	
160,40	Mármol		"
168,70	Mineral	"	
182,00	Mármol		"
184,00	Mineral	"	
187,30	Mármol		"
188,00	Arcilla		
197,10	Mármol		"
197,90	"		Dolomita
199,65	"		Calcita
200,20	Mineral	"	
201,40	Mármol		"
202,50	Mineral	"	
203,95	Mármol		"
205,00	Mineral	"	
205,40	Mármol		"
219,85	Mineral	"	
220,50	Mármol		"
221,00	"		Dolomita
228,90	Mineral	"	
229,20	Mármol		Calcita
230,90	Calcoesquisto		
232,55	Mineral	"	
233,70	Mármol		"
235,45	Mineral	"	
250,75	Mármol		"
259,95	"		Dolomita
265,20	Micaesquisto		
268,75	Mármol		"
270,05			
283,45	Mármol		"
295,10	"		Calcita
296,00	"		Dolomita
299,90	"		Calcita
303,20	"		Dolomita
304,10	"		Calcita
321,20	"		Dolomita
325,65	Mineral	Goethita	

(Continúa)

Profundidad (en m.)	Litología	Componente mineralógico mayoritario	
		Mineralización	Mármol
326, 75	Mármol		Calcita
328, 40	Mineral	Goethita	
329, 40	Mármol		"
329, 50	Mineral	"	
335, 30	Mármol		"
336, 15			
363, 20	Mármol		"
364, 70	"		Dolomita
367, 65	"		Calcita
372, 95	Mineral	"	
376, 70	Mármol		Dolomita
379, 50	"		Calcita
380, 35	Mineral	"	
381, 10	Mármol		"
382, 05	"		Dolomita
382, 75	Mineral	"	
383, 80	Mármol		"
384, 55	Mineral	"	
409, 15	Mármol		Calcita
412, 50	Mineral	Siderita	
414, 80	Calcoesquisto		
416, 90	Mineral	"	
419, 00	Micaesquisto		

SONDEO 3624

Cota de inicio: 1.171,50 m

Profundidad (en m.)	Litología	Componente mineralógico mayoritario	
		Mineralización	Mármol
Hasta 69,50	Aluvión		
138,37	Mineral	Hematites	
159,28	Mármol		Calcita
167,60	Mineral	"	
194,60	Mármol		"
194,70	Calcoesquisto		
196,15	Mineral	"	
196,50	Mármol		"
197,50	Mineral	"	
205,40	Mármol		Dolomita
214,20	"		Calcita
226,00	Mineral	"	
226,40	Mármol		"
228,90	Mineral	"	
229,30	Mármol		"
233,95	Mineral	"	
234,80	Mármol		Dolomita
240,10	Mineral	"	
240,95	Mármol		"
241,40	Mineral	"	
242,20	Mármol		"
243,30	Mineral	"	
244,10	Mármol		"
245,20	Mineral	"	
245,65	Mármol		"
246,65	Mineral	"	
248,70	Mármol		"
249,80	Mineral	"	
265,35	Mármol		Calcita
268,25	"		Dolomita
271,50	"		Calcita
272,95	Micaesquisto		
289,30	Mármol		"
293,65	Micaesquisto		
296,20	Mármol		Dolomita
298,75	Micaesquisto		
299,70			
300,65	Micaesquisto		
301,15			
301,70	Micaesquisto		
306,35	Mármol		"
312,65	Calcoesquisto		
313,65	Mineral	Goethita	
314,90	Mármol		Calcita

(Continúa)

Profundidad (en m.)	Litología	Componente mineralógico mayoritario	
		Mineralización	Mármol
316, 00	Míneral	Goethita	
317, 50	Mármol		Calcita
318, 70	Míneral	"	
338, 75	Mármol		"
340, 35	Míneral	"	
346, 90			
352, 75	Mármol		"
353, 25			
361, 20	Mármol		Dolomita
362, 10			
371, 50	Mármol		Calcita
372, 10	Míneral	"	
372, 65	Mármol		Dolomita
376, 50	"		Calcita
378, 25	Míneral	"	
379, 90	Mármol		"
380, 60	"		Dolomita
382, 60	"		Calcita
383, 70	"		Dolomita
390, 75	Calcoesquisto		
399, 15	Micaesquisto		
400, 15	Míneral	"	
408, 95	"	Siderita	
412, 50	Mármol		Calcita
417, 00	Micaesquisto		



ZONA I.

Está constituida por mármoles sideríticos cipolínicos, bastante puros (fotos 82 83).

La siderita, en general, representa el 90% o más de la composición mineralógica. Otros minerales presentes en proporciones variables de unos niveles a otros, aunque siempre como minoritarios, son: pirita, cuarzo, mica incolora, grafito y rutilo.

En muchas zonas, dentro de las masas de siderita se observa un fino bandeo rítmico de lechos oscuros y claros alternantes con espesores del orden milimétrico (foto 83). Los lechos oscuros, que contienen materia orgánica grafitosa en proporciones variables, muestran a su vez una finísima laminación interna. A veces la proporción de materia orgánica diferencia a su vez finísimas alternancias de nivelillos de color muy negro dentro de éstos lechos oscuros generalmente grisáceos. El tamaño de los cristales, en general, está más desarrollado en los lechos claros que en los oscuros.

Estas alternancias y laminaciones descritas, que sin duda originariamente definían primitivas superficies de estratificación, en general, son paralelas o subparalelas a la esquistosidad continua más desarrollada en las muestras definida, fundamentalmente, por la orientación preferencial de los filosilicatos que continen y que se corresponde con la  $S_2$  alpina. No obstante, en ocasiones se observa que existen también alternancias rítmicas de colores claros y oscuros, idénticas a las anteriores, pero que se disponen oblicuas a ellas y que son coincidentes con las superficies de la esquistosidad  $S_1$  (fig. 34). Debido a la intensidad de las deformaciones sufridas durante el metamorfismo, en muchos casos éstas texturas rítmicas son destruidas y las muestras presentan zonas claras y oscuras con formas irregulares.

De acuerdo con éstas características texturales parece deducir

cirse que éstas texturas podrían corresponder a facies de sedimentos laminados de algas en donde los lechos oscuros, a su vez finamente laminados, representarían a los niveles asociados a mallas de algas en sentido estricto (DAVIES, 1970) (fig. 35 ). A este respecto nos referiremos posteriormente.

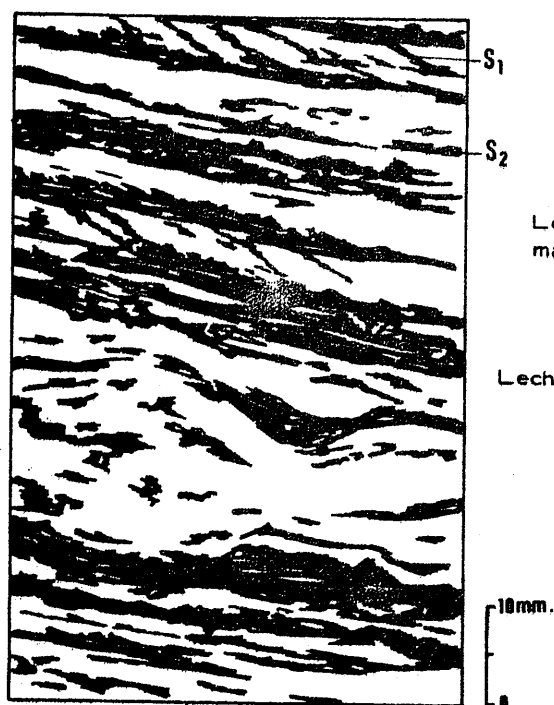


Fig.34 .- Estructura laminada rítmica, de lechos claros y oscuros, en mármol siderítico.

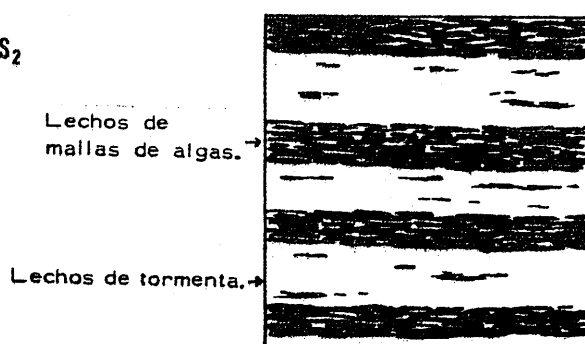


Fig.35 .- Estructura de sedimentos laminados de algas.

- La siderita muestra heterometría de grano y un fuerte aun que variable grado de recristalización, cuando menos relativo si se compara con el de los mármoles calizos y dolomíticos que constituyen las rocas encajantes. Las texturas más frecuentes son granoblásticas, más o menos poligonales e idiotópicas, (foto 84 ), lo que demuestra que la máxima recristalización se ha efectuado bajo condiciones estáticas (postcinemática). Este hecho viene además avalado por el idiomorfismo de otros minerales minoritarios como cuarzo y pirita. Muchos cristales presentan extinción ondulante. Sus tamaños oscilan desde inferiores a 200 micras

hasta mayores de 1,5 milímetros, con valores más frecuentes comprendidos entre 300 y 1000  $\mu$ . En los lechos algo más grafitosos y pelíticos de colores más oscuros se desarrolla una textura granoblástica esquistosa (foto 85). Análisis por microsonda demuestran que los cristales de siderita presentan pequeñas cantidades de Mg, Mn y Ca. En la tabla 13 se muestran los resultados de dichos análisis.

Tabla 13 .- Análisis de sideritas por microsonda electrónica.

	Muestra S/5735-nº 1		Muestra S/3333-nº 21		Muestra S/4634-nº 1	
	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
% Fe	42,42	43,49	43,55	43,19	43,80	43,60
% Mn	1,08	1,16	1,33	1,30	1,21	1,22
% Mg	2,17	1,78	1,28	1,63	1,33	1,37
% Ca	0,27	0,37	0,61	0,82	0,28	0,20
<hr/>						
% CO <sub>3</sub> Fe	88,03	90,25	90,38	89,63	90,90	90,48
% CO <sub>3</sub> Mn	2,26	2,43	2,78	2,72	2,53	2,55
% CO <sub>3</sub> Mg	7,53	6,18	4,44	5,65	4,61	4,75
% CO <sub>3</sub> Ca	0,67	0,92	1,52	2,05	0,70	0,50
<hr/> Total	<hr/> 98,49	<hr/> 99,78	<hr/> 99,12	<hr/> 100,05	<hr/> 98,74	<hr/> 98,28

Cada uno de los datos analíticos representa el valor medio de dos determinaciones.

- La pirita se encuentra como pequeños cristales dispersos entre los de siderita. Sus hábitos varían de redondeados a muy idiomorfos, con predominio de los segundos. En esta último caso presentan secciones poligonales, bastante isométricas, de 5 a 9 lados, fundamentalmente exágonos (foto 86). De acuerdo con los estudios morfológicos de secciones cúbicas, realizados por ZIMMERMANN y AMSTUTZ (1973), las secciones referidas corresponden a pentagonododecaedros, hecho que se ha confirmado, también, al aislar algunos cristales y observarlos con lupa binocular. Sus tamaños son muy heterométricos, con una mayor frecuencia comprendida entre 50 y 150 micras. La abundancia de este mineral suele estar en relación directa con el contenido en materia orgánica grafitosa de los diferentes lechos.

- El cuarzo, de forma análoga a la pirita, se presenta como cristales redondeados a muy idiomorfos dispersos entre la siderita. Muchos de ellos muestran una zona externa idiomorfa muy transparente, claramente diferenciada de la parte central xenomorfa y de aspecto más sucio. Su tamaño medio es de 100 a 200 $\mu$ . Algunos cristales muestran en su interior diminutas inclusiones de pirita.

- La mica incolora se encuentra bien como láminas dispersas o concentrada en forma de pequeñas lentes y/o lechos en los que está preferencialmente orientada definiendo la foliación de la roca. De visu, éstos lechos de mica, en general inferiores al milímetro de espesor, tienen el aspecto de pátinas satinadas de color gris oscuro debido al contenido en grafito. Los tamaños de éste mineral son muy variables oscilando desde menores de 50 micras hasta 400 micras. La mayor frecuencia está comprendida entre 50 y 200 $\mu$ . Una vez aislada mediante separador isodinámico y líquidos densos se ha estudiado por difracción de rayos X. Se trata de una moscovita, polilitipo 2M, idéntica a la de los mármoles calizos y dolomíticos y con las siguientes constantes cristalográficas:



$$d_{002} = 9,96 \pm 0,05 \text{ \AA}.$$

$$b_0 = 9,000 \pm 0,005 \text{ \AA}.$$

La relación de intensidades  $I_{004}/I_{002}$  está comprendida entre unos valores de 0,5 y 0,8 aproximadamente.

- El grafito se presenta con aspecto pulverulento, bien asociado en los lechos micáceos, o dispuestos intergranularmente entre los cristales de siderita. A veces se concentra en niveles alternantes paralelos a la foliación lo que le confiere a la roca el aspecto bandeado de finido por la alternancia de lechos de diferentes coloraciones claras y oscuras. El espesor de éstos lechos es, por lo general, del orden inferior al centimétrico. En otros casos su distribución es más irregular dando formas de manchas oscuras.

- El rutilo es muy escaso y esporádico. Se muestra como diminutos cristales concentrados en los lechos micáceos en los que sigue las superficies de esquistosidad.

#### Cristalización en fracturas.

Con independencia de las recristalizaciones metamórficas, en las numerosas fracturas y cavidades existentes, se observa la cristalización de una generación tardía de siderita caracterizada por el desarrollo de cristales muy idiomorfos - romboedros - de tamaños superiores a los que constituyen los mármoles y que llegan a alcanzar hasta 10 mm de lado. Muchos de éstos cristales están zonados, zonación que se pone de manifiesto por la existencia de bandas concéntricas, de diferentes tonalidades, paralelas a los límites de los cristales.

En muchas fracturas la cristalización se efectúa de forma cen

trípeta a partir de los bordes. Así mismo en las cavidades es frecuente encontrar drusas de éste mineral. Aparte de las diferencias texturales comentadas, ésta generación tardía de siderita se distingue muy bien por ser prácticamente monominerálica ya que apenas si incluye algún que otro pequeño cristal de los minerales minoritarios existentes en los mármoles.

### TRANSITO DE LA ZONA I A LA ZONA II.

El tránsito de ésta zona I a la zona II se caracteriza por la parcial transformación de la siderita a goethita y por la presencia de pirolusita. La pirita resiste más la alteración aunque termina también transformándose a goethita en la zona II.

La transformación de la siderita se inicia por los espacios intergranulares, fisuras, y líneas de exfoliación. La goethita, en forma de un agregado microcristalino, va reemplazando progresivamente a la siderita. Se dispone como una trama romboédrica y/o granoblástica definida por las exfoliaciones y límites de los cristales de siderita (fotos 88 y 89 ). Durante éste proceso de oxidación se produce una reducción de volumen que da lugar a la creación de numerosos huecos, presentando la roca un aspecto poroso y/o carvenoso (foto 87 ). Parte del hierro es ligeramente movilizado por las aguas de percolación y depositado en los huecos y cavidades mayores en forma de un precipitado de tipo coloidal (foto 90 ). La goethita así formada está constituida por microcristales fibroso-radiados dispuestos en finísimas bandas paralelas.

Así mismo, durante este proceso de alteración de la siderita, el manganeso contenido en su estructura es también oxidado a  $MnO_2$  cristalizando, bien como delgadas películas de pirolusita paralelas a los bordes de los primitivos cristales de siderita, o más fre--

cuentemente, como pequeños agregados de cristales dispuestos entre la trama definida por la goethita. En los diferentes estadios de avance del proceso de oxidación, en general, parece cristalizar con posterioridad a la goethita. En las cavidades se suele disponer, con mayor frecuencia, en los espacios dejados entre sí por las formas botroidales. En mi opinión éste hecho debe estar condicionado porque la oxidación del  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$  se produce más fácilmente que la del  $\text{Mn}^{2+}$  a  $\text{Mn}^{4+}$  por lo que en las sucesivas etapas de oxidación la pirolusita tenderá a formarse con posterioridad a los oxihidróxidos de Fe.

De acuerdo con la mayor o menor movilidad del Fe durante estos procesos de oxidación, así es el menor o mayor grado, respectivamente, de pseudomorfismo de las texturas primitivas de la siderita. Cuando aquella es relativamente importante apenas si son reconocibles texturas miméticas, presentando la roca un aspecto vacuolar muy desarrollado con predominio de formas botroidales de goethita.

La edad relativa de éstas transformaciones, como se discutirá más adelante, es muy tardía con relación a los fenómenos de metamorfismo y afecta a todas las generaciones de siderita descritas en la zona I.

Finalmente conviene mencionar que en una muestra de ésta zona de tránsito he encontrado pequeños cristalitas indiomorfos de siderita sin transformar, colocados como una pátina sobre la goethita coloidal derivada de las transformaciones antes descritas. Estos cristales pueden ser debidos a una cristalización muy reciente producida por una recurrencia en profundidad en las condiciones de  $E_h$  y condicionada por las sucesivas oscilaciones del nivel freático, hecho éste al que me referiré en el capítulo de discusión de resultados.

## ZONAS II y III.

Estas dos zonas se describen conjuntamente, ya que las únicas diferencias importantes existentes entre ambas son referentes al estado de hidratación de las menas de hierro. Así, mientras en la zona II la mena predominante es la goethita, en la zona III lo es la hematites. El paso entre ambas zonas, en general, es de forma más o menos gradual. Debido a las proporciones relativas de hematites y goethita los colores de la mineralización varían del rojo oscuro al ocre parduzco.

El estudio por difracción de rayos X de las muestras de la zona III indica que ésta zona está compuesta casi exclusivamente por hematites. En muy pocas muestras aparece goethita en pequeña proporción, dando un pico a  $4,18 \text{ \AA}$  muy ancho lo que demuestra su baja cristalinidad. El estudio de las muestras por microsonda de reflexión, por el contrario, pone de manifiesto que en todas ellas existe goethita en proporciones apreciables. Esta aparente contradicción entre los datos suministrados por ambas técnicas es debido, sin duda, a la muy baja cristalinidad que presenta la goethita, hecho que se confirma en el apartado de análisis químicos.

El contenido en pirolusita de ambas zonas es superior al del tránsito de estas zonas con la zona I. Los demás minerales existentes son: calcita, dolomita, cuarzo, mica incolora y rutilo.

Los óxidos y oxihidróxidos de Fe presentan una gran heterogeneidad textural similar, en conjunto, a la descrita en la zona de tránsito con la zona I. Las diferencias principales estriban en que aquí existe un mayor desarrollo de cavidades y no quedan restos de siderita. No obstante, y de igual forma que en aquella, las menas de hierro se disponen como un agregado microcristalino definiendo una trama romboédrica y/o poligonal que mimetiza las texturas originales de la sideri-



ta, quedando en muchos casos sólo texturas relictas (fotos 91 y 92 ). Así mismo, en los huecos y cavidades de mayor tamaño, precipitan con formas botroidales típicas de un depósito coloidal (foto 94 ). En los bordes de fracturas y huecos frecuentemente se observan cristales romboédricos idiomorfos de siderita totalmente pseudomorfizada por los óxidos y/o oxihidróxidos de Fe (fotos 93 y 94 ).

Dispersos en la trama de óxidos y oxihidróxidos se distinguen pequeños cristales, también de óxidos de Fe, con secciones redondeadas e idiomorfias correspondientes a pentagonododecaedros idénticas a las que presentan los cristales de pirita en los mármoles sideríticos. En su interior se observan sucesivas y delgadas bandas alternantes, de diferente reflectividad, paralelas a las caras de los cristales (foto 96 ). - - Por comparación con los cristales de pirita de la zona I, y por su textura interna, parece deducirse que se trata de primitivos cristales de pirita pseudomorfizados a goethita. La textura interna en bandas concéntricas representaría los sucesivos estadios de alteración.

La pirolusita se encuentra en proporciones variables de unas muestras a otras aunque en general inferiores al 4-5%. Textualmente, se presenta, de forma análoga a la descrita en el tránsito entre la zona I y II, como pequeños agregados de cristales dispersos entre la trama romboédrica de los óxidos de Fe. En algunas zonas pulverulentas de color pardo oscuro se han detectado esporádicamente, mediante análisis químicos, cantidades de  $MnO_2$  de hasta un 20% que sin duda se deben a concentraciones secundarias diferenciales, dada la mayor movilidad del Mn frente al Fe durante estos procesos de oxidación.

El cuarzo y la mica incolora se presentan con proporciones y formas análogas a las que muestran en los mármoles sideríticos. Del mismo modo a como sucede en los mármoles sideríticos, en ésta zona llama la atención el gran ídomorfismo de la mayor parte de los cristales de cuarzo, mucho mayor que el que presenta este mineral en los mármoles calizos y dolomíticos que constituyen las rocas encajantes de la mineralización. Esta fuerte recristalización estática, al menos en algunos casos, se ha debido producir incluso durante o con posterioridad al proceso de oxidación ya que en el interior de las zonas externas recristalizadas existen pequeñas inclusiones de óxidos y/o oxihidróxidos de Fe formados durante la oxidación de los carbonatos (fotos 97 y 98 ).

En el interior de algunos cristales de cuarzo se observan diminutas inclusiones de pirita. La principal y prácticamente la única diferencia respecto a estos minerales, en relación con la zona de siderita, estriba en que en estas zonas existe una reestructuración de tipo textural. Ambos minerales son, en muchos casos, más o menos removilizados y concentrados en los huecos y fracturas. Sólo en pocas muestras se observa a las micas que aún conservan una marcada orientación preferencial definiendo una foliación que incluso, a veces, está microplegada (foto 100 ). Las muestras en las que existe una mayor reorganización textural de estos minerales coinciden con aquellas en que a su vez existe mayor removilización del hierro durante la transformación siderita a goethita y/o hematites, por lo que parece existir una correlación entre ambos fenómenos.

Especial interés se ha puesto en observar la importancia de las concentraciones de estos minerales insolubles y ver si dichas concentraciones se producen hacia la parte inferior de las masas mineralizadas. El resultado en este sentido ha sido negativo observándose, por el contrario, que la removilización de ambos minerales se produce, en general, a pequeña escala y distribuida por toda la masa de mineral.

En la foto 99 se observa una muestra de mineralización, procedente de un testigo de sondeo, en la que se aprecia la existencia de numerosos poros o huecos de pequeño tamaño, así como una cavidad de tamaño superior rellena por un sedimento interno compuesto, fundamentalmente, por mica incolora y cuarzo removilizados de la propia mineralización durante el proceso de oxidación.

Respecto a los carbonatos existentes en la mineralización masiva, al menos en su mayor parte, corresponden claramente a cristales originados por procesos de cristalización tardíos que se comentarán más adelante. Tal y como se puso de manifiesto en el apartado de morfologías, en general, los contactos entre los mármoles calizos y/o dolomíticos y la mineralización son muy netos. A escala microscópica, solo en las zonas de contacto de la mineralización y rocas encajantes, y en sus proximidades, es posible observar dentro de la mineralización agregados de cristales de carbonatos con texturas propias de mármoles.

Finalmente, respecto a la mineralogía de las zonas II y III he de señalar que sólo en un tramo de aproximadamente 0,50 m de espesor, perteneciente al sondeo nº 6236, han aparecido varios cristales idiomorfos de barita, de varios centímetros de longitud máxima, intercalados en una masa de hematites. La muestra está calcitizada. La calcita se dispone rellenando huecos y reemplazando parcialmente a la barita. Dado que sólo ha aparecido esta muestra y que en ella la barita y los óxidos de Fe en ningún punto están en contacto (debido a la calcita), ni existen inclusiones de un mineral en otro, por el momento no existen criterios definitivos para explicar la presencia de éste mineral. No obstante, y a título hipotético, cabe pensar que, dado que en la mineralización existen pequeñas cantidades de Ba (ver capítulo de análisis químicos), estos

crisales de barita se han podido formar durante los procesos de oxidación de la mineralización, a expensas de los sulfatos producidos durante la transformación de la pirita a goethita y/o hematites. De cualquier forma, el origen de estos crisales de barita parece ser debido a una cristalización tardía, postclínemática, dado su extraordinario desarrollo y fuerte idiomorfismo.

#### Procesos tardíos de calcitización.

La mineralización está bastante tectonizada y calcitizada. La calcita cementa los trozos del mineral y rellena fracturas y cavidades (foto 101). Se presenta en forma de crisales xenomorfos e idiomorfos y con fuerte heterometría de grano. En algunos casos, se dispone a modo de finos hilos que penetran en el entramado romboédrico definido por los óxidos de Fe. Con frecuencia, la calcita reemplaza a distintos minerales accesorios de las muestras de mineralización (como cuarzo, plagioclasa y barita) y fundamentalmente al cuarzo, pudiendo observarse en una misma muestra los diferentes estadios intermedios de la pseudomorfosis. La calcita se dispone como un finísimo agregado de crisales que corroe progresivamente a los minerales a partir de los límites de sus crisales hasta pseudomorfizarlos por completo (fotos 102 y 103).

En las partes más profundas de ésta zona de mineralización se encuentra, esporádicamente, dolomita entre los carbonatos.

En líneas generales, y en el conjunto de la mineralización, la importancia de estos procesos de calcitización varia en relación con la profundidad, siendo más abundantes en la parte superior de la zona II y en la zona III.

### Procesos de impregnación y reemplazamientos supergénicos de rocas encajantes.

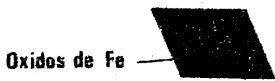


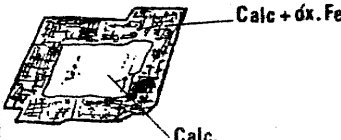
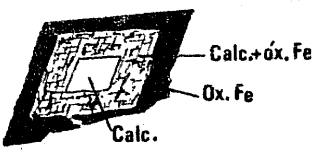
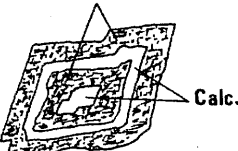
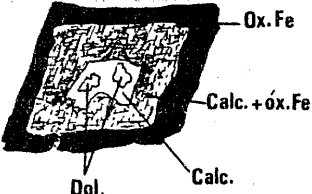
En las áreas próximas a los contactos de la mineralización con las rocas encajantes (mármoles calizos y dolomíticos), se pueden distinguir procesos de impregnación y reemplazamiento de las rocas encajantes por óxidos y oxihidróxidos de Fe, ocurridos todos ellos con posterioridad a las principales fases del metamorfismo alpino. Estos procesos están fundamentalmente desarrollados en las proximidades de fracturas y en zonas tectonizadas. Así mismo, estos fenómenos están mucho más desarrollados en los mármoles de naturaleza calcítica que en los de naturaleza dolomítica, si bien, esta observación pudiera estar, en parte, algo disvirtuada por la mayor abundancia del primer tipo de mármol.

Los óxidos y oxihidróxidos de hierro, cristalizados en finos agregados con texturas coloidales, impregnan intergranularmente a los carbonatos y los reemplazan. Este reemplazamiento se produce a favor de los límites de cristales y de los planos de exfoliación dando bellas texturas de tipo esquelético (fotos 104 a 106).

### Cristalización en fracturas. Carbonatos zonados.

En fracturas y cavidades, así como en niveles muy tectonizados, sensiblemente paralelos a las superficies generales de estratificación y/o foliación, es frecuente encontrar romboedros muy idiomorfos constituidos por óxidos de Fe, o por calcita y óxidos de Fe íntimamente asociados. Más esporádicamente, se presentan cristales zonados constituidos por calcita, dolomita y óxidos de Fe. Los tamaños de estos cristales romboédricos idiomorfos son muy heterométricos, oscilando entre

menores de 100 micras y más de 10 milímetros de lado. En las cavidades suelen formar drusas (foto 107). En fracturas y niveles tectonizados se presentan a modo de costras, o inmersos en una matriz formada por calcita granoblástica, mica incolora y cristales de cuarzo. Los principales tipos de romboedros encontrados se esquematizan en la tabla 14. Algunos de estos tipos se observan en las fotos 108 a 111.

Tabla 14	Tipos	Núcleo	Zonas	Esquemas
Romboedros no zonados.	1 (Abundante)		- Oxidos de Fe.	
	2 (Frecuente)		- Calcita + óx. de Fe.	
Romboedros zonados.	3 (Abundante)	Calcita	- Ox. de Fe	
	4 (Frecuente)	Calcita	- Calc. + óx. de Fe.	
	5 (Escaso)	Calcita	- Calc. + óx. de Fe. - Ox. de Fe.	
	6 (Raro)	Calcita	- Zonas alternas de calc. y de calc. + óx. de Fe.	
	7 (Escaso)	Dolomita	- Calcita - Calc. + óx. de Fe. - Ox. de Fe.	

Dentro de los cristales zonados, la calcita presenta, por lo general, una misma orientación óptica en las diferentes zonas. Más raramente, está constituida por un agregado de diferentes cristales. Así mismo, es frecuente que la calcita de los núcleos esté conectada con la matriz por medio de diminutas fracturas rellenas también de calcita.

Las zonas más externas suelen estar constituidas, bien por óxidos de Fe, o por óxidos de Fe y calcita íntimamente asociados y en proporciones variables. En estos últimos casos, se observa que los óxidos de Fe se suelen disponer como agregados de diminutos cristallitos siguiendo a "grosso modo" las líneas de exfoliación romboédrica del carbonato.

En general, las sucesivas zonas concéntricas son cada vez más ricas en Fe hacia el exterior de los cristales.

En el caso de los romboédros no zonados constituidos por óxidos de Fe, parece tratarse, sin duda, de pseudomorfos de siderita. El proceso de transformación -oxidación- se produce de igual forma que los ya descritos con anterioridad en las zonas de mineralización masiva. A este respecto conviene recordar que en la zona I (mármoles sideríticos) se encuentran también fracturas rellenas de siderita idiomorfa y drusas sin transformar a óxidos de Fe. Así mismo, los romboédros constituidos por óxidos de Fe y calcita íntimamente asociados parecen proceder, sin duda, de anteriores romboédros de ankerita calcitizados y oxidados.

Por el contrario, la interpretación de los romboédros zonados es problemática. No obstante, por su estructura interna y por la comparación con los romboédros anteriores a los que van asociados en muchos casos, parece lógico pensar que sean el resultado de procesos de oxidación

ción y calcitización de cristales mixtos, zonados, de la serie  $\text{CO}_3\text{Mg} - \text{CO}_3\text{Ca} - \text{CO}_3\text{Fe}$ . En general, de acuerdo con los tipos de zonaciones observadas, las soluciones que originaron los primitivos carbonatos serían cada vez más ricas en hierro. Cristales mixtos de éste tipo son frecuentes en muchos yacimientos de siderita, por ejemplo, los de Ojos Negros (FERNANDEZ NIETO, 1978) y los de Bilbao (AROSTEGUI et al, 1979).

En la fig. 36 se esquematizan los procesos que han podido dar lugar a los diferentes romboédros descritos.

El mayor desarrollo de estos pseudomorfos en fracturas y oquedades se alcanza en la zona III mientras que en la zona II es más frecuente encontrar rellenos de óxidos e hidróxidos con formas coloidales.

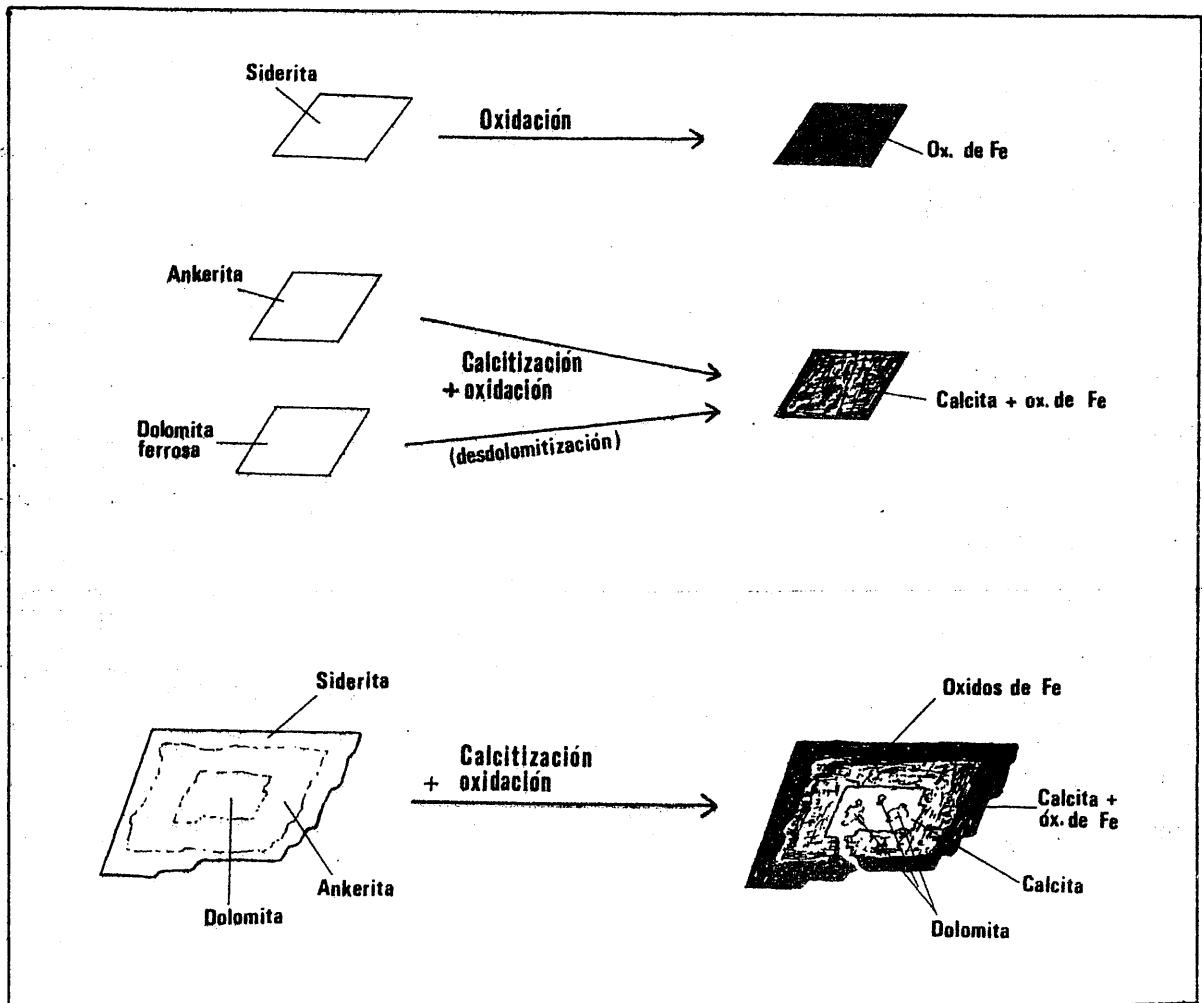


Fig. 36



### 3) Análisis químicos.

Para la realización de este capítulo se ha dispuesto de numerosos datos de análisis, bien realizados a propósito para este trabajo, o realizados por la empresa explotadora de los yacimientos (C. A. M.) con fines de investigación y/o preexplotación. Por razones de espacio, la mayor parte de los datos no ha sido posible incluirlos en esta Memoria por lo que se expresan sólo los resultados obtenidos del tratamiento estadístico de dichos datos.

Durante la realización de la Tesis se han analizado 60 muestras de mineralización y rocas encajantes, tomadas siguiendo direcciones paralelas y perpendiculares a las estructuras (estratificación y/o esquistosidad principal) a fin de observar posibles zonaciones químicas. Así mismo, se han analizado 42 muestras procedentes del sondeo nº 4224, tomadas a diferentes profundidades, y en las que están representadas las tres zonas mineralógicas definidas en la mineralización (zonas de siderita, de goethita y de hematites), así como las rocas encajantes (tabla 15 ).

Por otra parte, la C. A. M. ha analizado numerosas muestras de mineralización y rocas de caja de los frentes de explotación. Así mismo, lleva un control sistemático de análisis de la mineralización en todos los sondeos realizados con recuperación de testigo continuo. Para cada sondeo se realiza una ficha en la que, entre otros datos, se especifica, sobre una columna litológica, los diferentes tramos de rocas encajantes y mineralización con el espesor y profundidad de cada tramo, las facies de las rocas, los porcentajes de recuperación y los análisis de las muestras de mineralización. Todas las fichas de los sondeos son posteriormente introducidas en un ordenador.

En total se han dispuesto de 10.814 muestras analizadas de mineralización-de las que 8.586 corresponden a la zona de hematites, 2.220 a la zona de goethita y 8 a la zona de siderita- y de 88 de rocas encajantes. La razón del escaso número de muestras analizadas correspondientes a la zona de siderita estriba en que, por una parte, a la zona profunda del yacimiento donde se localizan sólo han llegado un número muy reducido de sondeos, que además han sido realizados en fechas relativamente recientes y, por otra parte, este tipo de muestras no han sido analizadas por la C.A.M. de forma sistemática.

Debido a la gran cantidad de datos de análisis existentes sobre la mineralización de las zonas de hematites y de goethita, el tratamiento de los datos se ha efectuado mediante ordenador electrónico. En primer lugar y con objeto de evitar, en lo posible, errores debidos a análisis defectuosos o debidos a fallos de perforación de las tarjetas, se han determinado los histogramas de frecuencia para cada elemento (ver apéndice). A partir de dichos histogramas se han tomado en cada caso unos valores máximos y mínimos de tal forma que entre ellos estuvieran comprendidos el 95% de los análisis realizados. A continuación, se han diferenciado dos grupos de muestras correspondientes cada uno a muestras de la zona de hematites y muestras de la zona de goethita.

En las tablas 16 a 23 se muestran las leyes medias de cada elemento analizado y las correlaciones lineales entre pares de elementos de cada una de las zonas de mineralización y de las rocas encajantes.

El Fe y Mn han sido analizados en todos los casos como  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{4+}$  respectivamente. No obstante, en las tablas se han expresado, bien como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}_2$ , o como FeO y MnO, de acuerdo con las especies mineralógicas existentes en cada zona. Así, en las zonas de hematites y goethita (zonas III y II) se han expresado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MnO}_2$ , mientras

que la zona de siderita (zona I) se ha hecho como FeO y MnO. Así mismo, en las rocas encajantes, de acuerdo con el estudio mineralógico, el Fe se ha expresado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ya que en su mayor parte se encuentra como hematites y/o goethita.

A partir de todos estos datos analíticos y de su comparación con los estudios mineralógicos efectuados en los apartados precedentes, se deducen las siguientes consideraciones de interés:

1. A escala del yacimiento.

- En primer lugar, tal y como se deduce de los valores de los coeficientes de variación de los distintos elementos analizados, existe una gran dispersión relativa en los valores de todos ellos.

- A excepción del Fe, Mn, Ca y Mg, elementos característicos de los distintos tipos de rocas (Fe y Mn de la mineralización y Ca y Mg de las rocas encajantes respectivamente), los demás elementos analizados presentan unos porcentajes medios y márgenes de variación análogos en todos los casos. Por otra parte, los coeficientes de correlación lineal entre dichos elementos presentan análogos grados de significación, tanto en las distintas zonas de mineralización, como en las rocas encajantes (ver tablas 20 a 23).

En las figs. 37 y 38 se muestran dos diagramas triangulares donde se representan, respectivamente, los porcentajes medios relativos de  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{K}_2\text{O}$  y de Fe - CaO + MgO -  $\text{SiO}_2$  de las distintas zonas de mineralización y de las rocas encajantes. En ellos se observa que las únicas diferencias significativas entre la mineralización y las rocas de caja estriban en los porcentajes de Fe y de Ca y Mg.

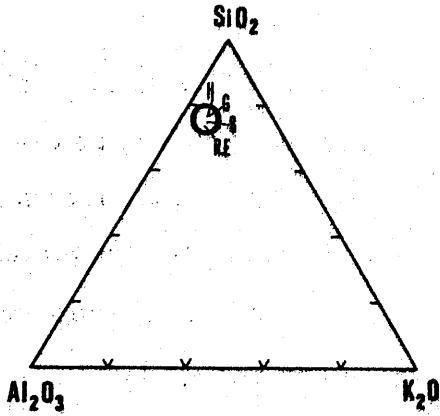


Fig. 37

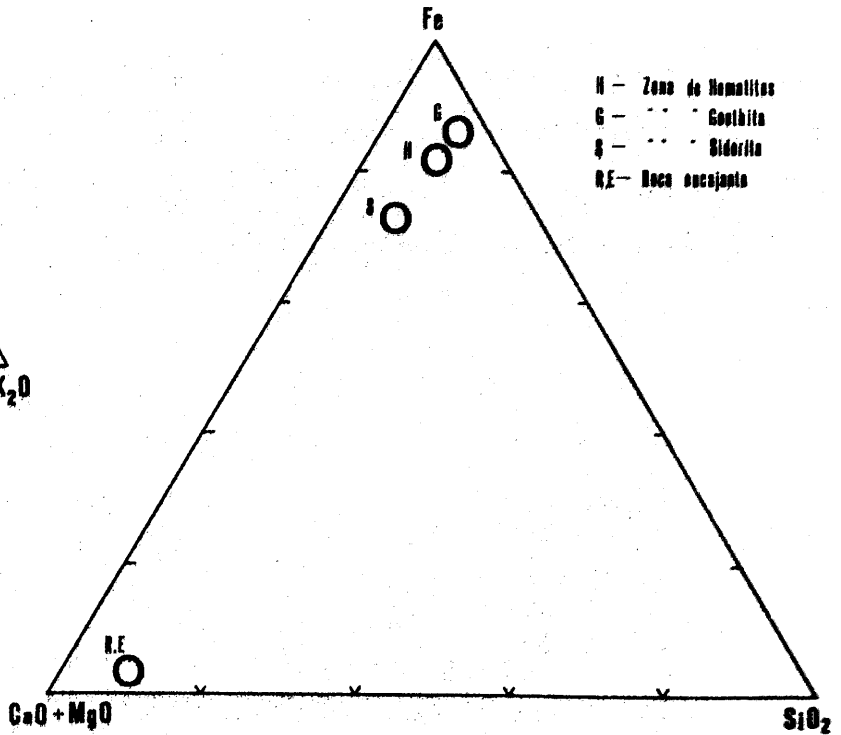
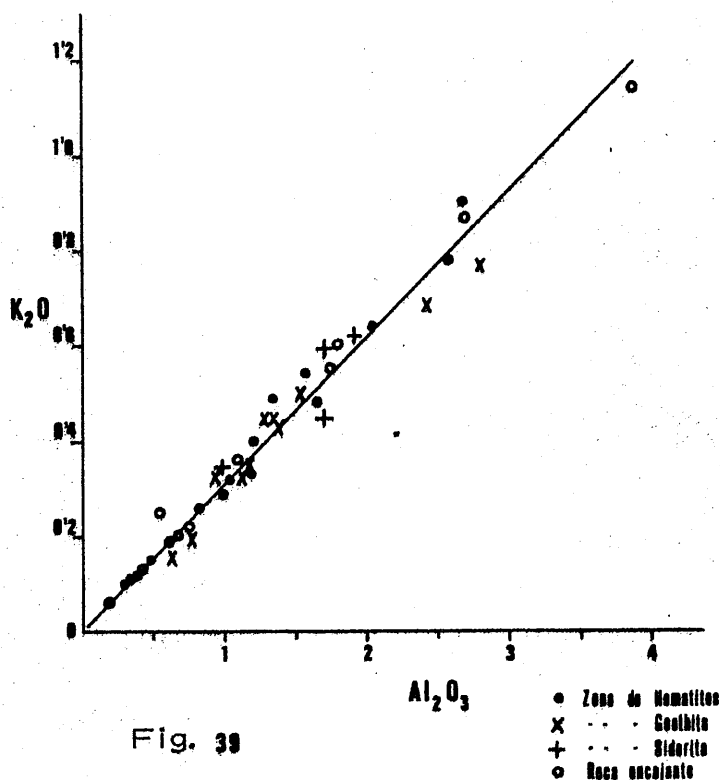


Fig. 38

-  $Al_2O_3$  y  $K_2O$  muestran una perfecta correlación lineal positiva que a título de ejemplo se puede observar en la fig. 39 en la que se han representado los valores obtenidos en las muestras analizadas del sondeo nº 4224. Aunque con menor coeficiente de correlación,  $Al_2O_3$  y  $K_2O$  están también correlacionados de forma positiva con la sílice. Los coeficientes de correlación en cada caso son los siguientes:

	$Al_2O_3-K_2O$	$SiO_2-Al_2O_3$	$SiO_2-K_2O$
Mineralización: Zona I (siderita).	--- 0,87	0,76	0,72
Zona II (goethita).	--- 0,92	0,81	0,79
Zona III (hematites).	--- 0,93	0,89	0,86
Roca encajante.	----- 0,91	0,88	0,84

La constancia y orden de magnitud de la proporción  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ , comprendida entre 3,3 - 3,4,- valores del mismo orden que los que presenta la mica incolora - demuestra que ambos óxidos se encuentran casi exclusivamente formando parte de la mica incolora (moscovita), razón por la cual están correlacionadas de forma perfecta. Por otra parte, dado que la  $\text{SiO}_2$  está también en forma de cuarzo, la buena correlación de aquella con  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  demuestra que el cuarzo y la mica incolora se han concentrado de forma paralela.



## 2. A escala de la mineralización.

- En las zonas de hematites y goethita las leyes medias en Fe son similares, del orden del 52-55% respectivamente. Por el contrario, la zona de siderita presenta una ley media del 38-39%.

-  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  muestran valores medios similares en las tres zonas (ver tablas 16,17 y 18).

- El valor medio del  $\text{CaO}$  en la zona de hematites (5,67%) es significativamente más alto que en las zonas de goethita y siderita (1,97 y 2,4 respectivamente). Este hecho está en perfecto acuerdo con las observaciones realizadas en el capítulo de mineralogía, en donde se puso de manifiesto que en dicha zona están mucho más desarrollados los procesos tardíos de calcitización.

- El contenido en  $\text{MgO}$  es del mismo orden de magnitud en las zonas de hematites y de goethita (aproximadamente 0,40), sufriendo un aumento en la siderita (2,75%).

- Junto con el  $\text{Fe}$ , el manganeso es el único elemento que diferencia de forma significativa la mineralización de la roca encajante, ya que mientras en la mineralización su valor medio oscila entre 1,3 y 2%, en la roca encajante no sobrepasa el 0,1%. Es por tanto un elemento aportado junto con el  $\text{Fe}$  durante el proceso mineralizador. Dentro de la mineralización presenta unos valores medios crecientes de la zona de siderita a la de hematites, aunque las proporciones relativas  $\text{Fe}/\text{Mn}$  en todos los casos son similares:

	<u>% Mn</u>	<u>Fe/Mn</u>
Zona de Hematites .....	1,71	30,7
" " Goethita .....	1,45	36,8
" " Siderita .....	1,40	27,8

Puntualmente, en las zonas II y III aparecen concentraciones de Mn de hasta un 10-15%.

De acuerdo con los resultados analíticos del porcentaje en pérdida de calcinación (PPC) y el contenido en CaO y MgO de las zonas de hematites y goethita, se deduce que, a pesar de ser estos dos los minerales de Fe predominantes en cada zona, en ambas existen también oxihidróxidos de Fe muy mal cristalizados. En efecto, si se descuenta de la PPC el porcentaje de  $\text{CO}_2$  correspondiente al CaO y MgO, y que conjuntamente constituyen la calcita y dolomita, se observan contenidos en  $\text{H}_2\text{O}$  estructural de hasta 2 - 3% en algunas muestras de la zona de hematites. En la zona de goethita es así mismo superior, en el mismo orden de magnitud, a la que en teoría le correspondería a los porcentajes de Fe existentes si todo él estuviera en forma de goethita.

Este hecho está de acuerdo con las observaciones realizadas en el capítulo de mineralogía en el sentido de que no había una buena correspondencia entre las observaciones microscópicas y la mineralogía detectada por rayos X.

Así mismo, la existencia de estos oxihidróxidos mal cristalizados desvirtúan, en parte, los porcentajes relativos a los distintos minerales en las muestras de mineralización (calculados por difracción de rayos X a partir de los poderes reflectantes), aumentando sistemáticamente las proporciones relativas de calcita, dolomita, cuarzo y micas, frente a hematites y goethita. No obstante, conviene recordar que por esta razón se efectuaron algunas correcciones en los poderes reflectantes de hematites y goethita a partir de los datos analíticos.

- Los porcentajes medios de S y As en las zonas de hematites y goethita, a pesar de no haber podido ser analizados de forma sistemática, de acuerdo con los datos de la C. A. M., son del orden de 0,025 y de 0,002% respectivamente.

- Respecto a las correlaciones entre pares de elementos (ver tablas 20 a 23 ), aparte de las ya mencionadas entre  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  y  $SiO_2$ , sólo ha sido posible efectuar este estudio de forma significativa en las zonas de hematites y goethita, ya que en la zona de siderita existen muy pocos análisis y en estos las oscilaciones de la mayoría de los elementos son muy pequeñas. Así, en dichas zonas se aprecian los siguientes hechos:

Fe y CaO están correlacionados linealmente de forma negativa con los siguientes coeficientes de correlación:

Zona de hematites.....	0,84
Zona de goethita.....	0,75

Entre los restantes pares de elementos, los coeficientes de correlación lineal no muestran valores muy significativos. Sólo se observa cierto grado de correlación negativa entre los pares formados por el Fe y los óxidos  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , MgO y  $K_2O$ , sobre todo, en la zona de goethita.

Con objeto de constatar, si aparte de con el calcio, existe algún otro tipo de correlación, lineal o no, entre el Fe y los demás elementos, se han realizado diversos diagramas de representación del contenido medio en cada elemento a diferentes intervalos sucesivos de leyes en Fe (1) (fig. 40)



Este tipo de correlación lo he hecho fundamentalmente en función de que, como ya se puso de manifiesto en el capítulo de mineralogía, en las zonas de hematites y goethita, durante los procesos de oxidación de los carbonatos de Fe originales, se han producido reestructuraciones texturales de determinados minerales y por tanto de concentraciones diferenciales de determinados elementos. Como este hecho podía desvirtuar en parte las relaciones entre elementos, efectuadas sobre análisis demasiado puntuales, con este procedimiento se subsana, en parte, dicho problema.

En dichas representaciones se observa que el Fe está correlacionado linealmente y de forma negativa con el CaO y con el MgO, mientras que Fe y Mn lo están de forma positiva. En este último caso la discrepancia entre la buena correlación positiva puesta de manifiesto mediante este procedimiento y el coeficiente de correlación calculado a partir de análisis puntuales, estriba, en mi opinión, en la ya comentada existencia de concentraciones secundarias de Mn cuyos efectos quedan paliados en el primer caso.

Por otra parte, se observa también que el Fe está correlacionado de forma negativa con los porcentajes en  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  y  $SiO_2$ , elementos aportados mayoritariamente por la mica incolora y cuarzo. Otro hecho característico es que dicha correlación negativa se inicia de forma significativa para porcentajes en Fe del 40 al 42%, leyes que son del mismo orden que las que presentan los mármoles sideríticos. A mi parecer, este último hecho parece reflejar, como ya se puso de manifiesto anterior-

---

(1) Para ello se ha seguido el mismo método utilizado por BESNUS (1976). A fin de que la selección de los intervalos en leyes de Fe no influyan de manera significativa en los resultados aquellos se han escogido suficientemente amplios y muy solapados con lo que disminuye el porcentaje de aleatoriedad y aumenta el nº de puntos que integran cada intervalo. Los intervalos de ley en Fe escogidos han sido: 25-35%, 27-37%, 29-39%.....

mente, el origen de las zonas de hematites y goethita debido a procesos de oxidación de los mármoles sideríticos. Durante la oxidación de los mármoles sideríticos a hematites y/o goethita, el porcentaje de Fe alcanzado en las muestras será inversamente proporcional al contenido de dichos mármoles en los demás minerales accesorios (fundamentalmente cuarzo y mica que son los mayoritarios), manteniéndose, a escala de mineralización, aproximadamente iguales los porcentajes medios en dichos minerales.

Así mismo, el hecho de que en la zona de goethita los coeficientes de correlaciones lineales entre el Fe y los óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$  sean superiores a las de la zona de hematites (ver tablas 20 y 21), parece ser debido a que en la primera zona los contenidos en CaO son muy inferiores a los de la segunda, razón por la cual la buena correlación negativa del Fe y CaO enmascara menos los efectos del  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$  sobre el aumento de la ley en Fe.

- Otro aspecto importante, en el que se ha puesto especial interés, ha sido observar las posibles variaciones de los diferentes elementos con respecto a la profundidad, no sólo a nivel del yacimiento sino, también, dentro de cada una de las zonas mineralógicas definidas, así como a escala de las masas de mineralización. Estas observaciones se han realizado, tanto a partir de los datos de sondeos, como sobre muestras tomadas de las masas de mineral de los frentes de explotación.

En el conjunto general del yacimiento, y como ya se ha comentado anteriormente, existe una disminución de los porcentajes absolutos, aunque no relativos, de Fe y Mn en la zona profunda de la mineralización constituida por siderita. No obstante, dichas variaciones vienen condicionadas por la distinta naturaleza de las menas y no por un menor grado de mineralización. Así, como se observa a través de la zona de tran-

sición entre la siderita y los óxidos y oxihidróxidos de las zonas superiores, la oxidación de la siderita produce leyes en Fe y Mn análogas a las existentes en las zonas superiores.

Por otra parte, existe también una variación en profundidad respecto al contenido en Ca, correspondiendo a la zona de hematites (zona superior) un mayor porcentaje en dicho elemento.

Aparte de las variaciones anteriormente comentadas, las relativas al porcentaje de pérdida por calcinación, y las del diferente estado de hidratación de los óxidos de hierro (hematites-goethita), no existe ningún otro tipo de variación a escala del yacimiento.

A escala de cada una de las zonas mineralógicas no se aprecia ningún tipo de variación en los diferentes elementos, que esté relacionado con la profundidad.

Aún a menor escala, a nivel de masas independientes de mineralización, tampoco se ha observado ningún tipo de variaciones significativas. En este último caso se ha puesto especial atención en óxidos como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , ya que al ser aportados por cuarzo y mica sus oscilaciones reflejaran las de estos minerales. A título de ejemplo en la fig. 41 se presentan los resultados del análisis de una serie de muestras tomadas a diferentes profundidades dentro de una masa de mineralización. En él se observa que no existe relación alguna entre los distintos elementos analizados y la profundidad. En dicha figura se pueden observar, así mismo, las relaciones entre pares de elementos ya comentadas anteriormente.

- Finalmente, dado que aparte del cuarzo, la moscovita es el único mineral con porcentajes significativos y siempre presente en la mi

neralización, así como en las rocas encajantes, se ha creído conveniente efectuar un estudio químico comparativo de este mineral en ambos tipos de rocas. Previa separación, con líquidos densos y separador isodinámico, de varias muestras de mineralización y de mármoles calizos y dolomíticos, se analizaron dos micas representativas y los resultados han sido los siguientes:

	<u>Moscovita de la mineralización</u>	<u>Moscovita de la roca encajante</u>
SiO <sub>2</sub> .....	48,50	48,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	29,93	30,36
FeO.....	0,97	0,96
MgO.....	3,33	3,30
CaO.....	0,19	0,19
Na <sub>2</sub> O.....	0,36	0,36
K <sub>2</sub> O .....	9,61	9,53
TiO <sub>2</sub> .....	0,31	0,27
H <sub>2</sub> O .....	6,25	6,10
Total ....	99,45	99,07

Como se aprecia en dichos análisis, ambas micas presentan idéntica composición. Con estos datos y de acuerdo con los parámetros de  $b_0$  y  $I_{002}/I_{004}$  (ver pág. 156), se puede afirmar que en ambos casos se trata de moscovita con un grado incipiente de fengitización. Según WINCHELL (1927 y 1949) se trataría de moscovitas picrofengíticas.

Tabla 15 .- Análisis químicos de muestras de mineralización y rocas encajantes procedentes del sondeo nº 4224.

Mineralización

Muestra	Prof. <sup>(*)</sup>	Zona	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Total
5	8,5	III	57,56	82,32		4,31	2,01	0,34	0,25	3,18		0,11	0,02	0,009	6,06	98,61
6	9,0	"	53,88	77,05		9,00	2,71	0,49	2,21	2,09		0,15	0,03	0,015	9,50	101,15
8	10,0	"	54,00	77,23		8,25	1,80	0,38	0,25	3,96		0,12	0,02	0,012	7,93	99,95
10	10,5	"	48,50	69,36		12,30	2,54	0,72	0,27	2,53		0,21	0,03	0,044	11,68	99,68
11	12,0	"	50,00	71,50		11,61	2,61	0,30	0,26	2,56		0,10	0,02	0,021	11,52	100,50
12	15,0	"	50,43	72,12		9,21	4,21	1,33	0,32	2,78		0,49	0,02	0,008	9,59	100,13
13	20,0	"	49,00	70,07		8,52	8,04	2,59	0,36	2,56		0,78	0,02	0,021	7,90	100,86
14	26,0	"	51,80	74,08		6,67	5,66	2,04	0,34	2,77		0,64	0,03	0,009	7,40	99,64
15	32,0	"	55,89	79,93		4,52	4,74	1,22	0,33	2,37		0,40	0,02	0,014	6,35	99,89
17	33,8	"	53,49	76,50		5,89	4,30	1,04	0,39	2,56		0,32	0,03	0,012	7,80	98,84
20	44,0	"	47,64	68,13		8,31	6,47	2,69	0,40	2,53		0,90	0,02	0,025	9,90	99,38
21	47,0	"	49,45	70,72		8,12	5,60	1,57	0,40	2,80		0,54	0,03	0,010	9,51	99,30
22	49,0	"	51,12	73,11		8,40	3,10	0,82	0,38	2,64		0,26	0,02	0,014	9,85	98,59
25	55,0	"	52,52	75,11		7,42	3,70	1,00	0,36	2,69		0,29	0,02	0,009	9,32	99,92
28	58,0	"	49,87	71,32		7,98	5,01	1,65	0,42	2,69		0,48	0,02	0,018	9,50	99,08
27	156,0	"	53,51	76,52		1,80	5,50	0,94	0,49	2,10		0,33	0,03	0,016	10,95	98,68
28	160,0	"	49,14	70,28		2,10	8,48	2,80	0,77	2,42		0,77	0,02	0,009	10,76	98,46
29	164,0	"	44,90	64,21		5,70	6,91	2,44	2,39	1,85		0,69	0,02	0,039	15,05	99,30
33	170,0	"	51,54	73,71		1,98	7,67	1,38	0,67	2,38		0,43	0,02	0,009	10,30	98,55
44	172,0	"	51,13	73,12		1,83	7,27	1,28	0,80	2,06		0,45	0,03	0,008	10,99	97,84
47	199,0	"	51,82	74,11		0,60	8,12	1,35	0,39	1,90		0,45	0,02	0,023	11,05	98,01
48	205,0	"	53,37	76,32		1,45	7,09	1,53	0,31	1,74		0,50	0,02	0,020	10,20	98,18
49	210,0	"	54,40	77,80		0,44	7,71	1,13	0,35	2,22		0,33	0,02	0,014	10,36	100,37
50	214,0	"	55,07	78,75		0,35	5,47	0,78	0,27	2,09		0,20	0,02	0,010	10,95	98,89
51	220,0	"	55,35	79,16		0,34	5,95	1,19	0,21	0,95		0,35	0,03	0,016	10,38	98,58

(Continua).

Muestra	Prof.	Zona	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Total
52	223, 0	I	37, 65		48, 45	1, 98	5, 78	1, 70	3, 18		1, 76	0, 45	0, 03	0, 032	35, 39	98, 75
53	224, 0	II	57, 75	82, 58		0, 28	3, 94	0, 63	0, 12	1, 11		0, 16	0, 02	0, 010	10, 03	99, 88
54	225, 0	I	39, 76		51, 16	0, 80	4, 54	1, 69	2, 44		1, 85	0, 60	0, 03	0, 012	35, 05	98, 17
55	225, 3	"	39, 50		50, 82	3, 41	2, 72	0, 95	2, 65		1, 78	0, 34	0, 02	0, 016	37, 50	100, 20
56	225, 5	"	38, 03		48, 93	3, 12	4, 25	1, 88	2, 32		1, 79	0, 62	0, 03	0, 017	35, 80	98, 76
<u>Rocas encajantes</u>																
3	2, 5		2, 25	3, 22		51, 02	2, 27	0, 19	1, 59	0, 15		0, 06	0, 02	n. d.	40, 70	99, 22
4	8, 0		1, 55	2, 22		51, 50	1, 99	0, 19	1, 59	0, 13		0, 06	0, 03	n. d.	41, 19	98, 90
9	10, 2		1, 41	2, 02		52, 50	1, 99	0, 42	0, 26	0, 13		0, 13	0, 03	n. d.	41, 00	98, 48
16	33, 5		2, 27	3, 25		50, 38	3, 32	1, 09	0, 27	0, 10		0, 36	0, 03	n. d.	40, 80	99, 60
18	34, 0		6, 90	9, 87		47, 02	4, 06	0, 75	0, 21	0, 08		0, 22	0, 03	n. d.	37, 00	99, 24
19	42, 0		1, 27	1, 82		49, 83	4, 42	1, 74	0, 42	0, 08		0, 55	0, 03	n. d.	40, 99	99, 88
24	54, 0		12, 81	18, 32		42, 62	1, 44	0, 67	0, 89	0, 54		0, 20	0, 03	n. d.	34, 50	99, 21
29	58, 5		0, 99	1, 42		50, 98	4, 30	0, 62	0, 35	0, 08		0, 19	0, 02	n. d.	41, 00	98, 96
36	156, 0		2, 76	3, 95		29, 50	4, 99	0, 54	17, 92	0, 16		0, 25	0, 02	n. d.	42, 00	99, 33
40	165, 0		11, 01	15, 75		32, 55	11, 61	3, 88	4, 05	0, 61		1, 14	0, 03	n. d.	30, 90	100, 52
42	168, 0		2, 53	3, 62		28, 00	5, 78	1, 79	18, 54	0, 09		0, 60	0, 02	n. d.	42, 00	100, 44
46	197, 0		1, 98	2, 83		28, 00	8, 30	2, 69	16, 90	0, 10		0, 87	0, 02	n. d.	40, 09	99, 80

(\*) La profundidad de cada muestra está expresada en metros, a partir de la cota de inicio del sondeo (1.157, 50 m).

Tabla 16. Leyes medias de la mineralización (zona de hematites).

( Nº de muestras analizadas : 8.586 )

Variable	Media	Desv. standard.	Coef. de variación	Valor mínimo	Valor máximo
Fe	52,58	6,20	0,118	35,01	67,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	75,20	8,85	0,118	50,07	96,20
CaO	5,67	4,90	0,864	0,00	22,98
SiO <sub>2</sub>	5,29	3,01	0,569	0,00	20,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	1,02	0,699	0,00	7,99
MgO	0,40	0,25	0,642	0,00	3,86
MnO <sub>2</sub>	2,71	0,47	0,174	0,00	8,33
K <sub>2</sub> O	0,43	0,29	0,685	0,00	3,33
Na <sub>2</sub> O	0,036	0,028	0,789	0,00	0,550
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,016	0,022	1,428	0,00	0,222

Tabla 17. Leyes medias de la mineralización (zona de goethita)

( Nº de muestras analizadas : 2.220 )

Variable	Media	Desv. standard	Coef. de variación	Valor mínimo	Valor máximo
Fe	53,38	5,39	0,097	35,44	66,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	76,35	7,71	0,097	50,68	94,43
CaO	1,97	3,38	1,718	0,00	20,30
SiO <sub>2</sub>	6,53	2,96	0,454	0,56	20,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,93	0,651	0,02	7,36
MgO	0,43	0,30	0,704	0,03	3,60
MnO <sub>2</sub>	2,29	0,68	0,298	0,08	9,10
K <sub>2</sub> O	0,42	0,26	0,609	0,00	2,12
Na <sub>2</sub> O	0,033	0,020	0,593	0,00	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,016	0,018	1,128	0,00	0,199

Tabla 18 . Leyes medias de la mineralización ( zona de siderita ).

( Nº de muestras analizadas : 8 )

Variable	Media	Desv. standard	Coef. de variación	Valor mínimo	Valor máximo
Fe	38,85	1,39	0,036	37,65	41,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,98	1,79	0,036	48,44	53,00
CaO	2,35	1,05	0,447	0,75	3,70
SiO <sub>2</sub>	4,43	1,12	0,253	2,10	5,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,55	0,360	0,232	0,60	2,30
MgO	2,75	0,36	0,131	2,20	3,30
MnO	1,81	0,06	0,036	1,70	1,90
K <sub>2</sub> O	0,50	0,135	0,270	0,25	0,65
Na <sub>2</sub> O	0,027	0,005	0,180	0,02	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,019	0,008	0,421	0,012	0,032

Tabla 19 . Leyes medias de las rocas encajantes.( mármoles )

( Nº de muestras analizadas: 88 )

Variable	Media	Desv. standard	Coef. de variación	Valor mínimo	Valor máximo
Fe	4,01	3,36	0,838	0,86	13,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,73	4,76	0,838	1,23	19,25
CaO	47,55	7,47	0,168	28,00	52,68
SiO <sub>2</sub>	5,43	3,79	0,698	0,78	20,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,77	1,22	0,690	0,14	6,49
MgO	1,78	3,25	1,829	0,05	18,54
MnO <sub>2</sub>	0,10	0,213	2,166	0,00	0,73
K <sub>2</sub> O	0,53	0,270	0,510	0,05	1,17
Na <sub>2</sub> O	0,024	0,005	0,222	0,02	0,04



Tabla 20 . Coeficientes de correlación lineal.  
Mineralización (zona de hematites).

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00								
CaO	<u>0,84</u>	1,00							
SiO <sub>2</sub>	0,31	0,17	1,00						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,11	<u>0,89</u>	1,00					
MgO	0,46	0,30	0,27	0,26	1,00				
MnO <sub>2</sub>	0,38	0,34	0,15	0,13	0,23	1,00			
K <sub>2</sub> O	0,32	0,11	<u>0,85</u>	<u>0,93</u>	0,27	0,14	1,00		
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,15	0,21	0,17	0,04	0,03	0,12	1,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,04	0,25	0,25	0,14	0,05	0,23	0,03	1,00

Tabla 21 . Coeficientes de correlación lineal.  
Mineralización (zona de goethita).

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00								
CaO	<u>0,74</u>	1,00							
SiO <sub>2</sub>	0,57	0,04	1,00						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,07	<u>0,81</u>	1,00					
MgO	0,59	0,43	0,33	0,28	1,00				
MnO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	1,00			
K <sub>2</sub> O	0,51	0,08	<u>0,79</u>	<u>0,92</u>	0,30	0,08	1,00		
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,13	0,09	0,07	0,06	0,08	0,10	1,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,22	0,22	0,23	0,14	0,04	0,21	0,06	1,00

Tabla 22. Coeficientes de correlación lineal.  
Mineralización (zona de siderita).

	FeO	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
FeO	1,00								
CaO	0,14	1,00							
SiO <sub>2</sub>	0,15	0,56	1,00						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,52	<u>0,88</u>	1,00					
MgO	0,47	0,32	0,22	0,10	1,00				
MnO	<u>0,73</u>	0,52	0,25	0,26	0,33	1,00			
K <sub>2</sub> O	0,26	0,56	<u>0,81</u>	<u>0,95</u>	0,50	0,05	1,00		
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,02	0,38	0,34	0,25	0,38	0,19	1,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,12	0,32	0,09	0,41	0,37	0,06	0,33	1,00

Tabla 23. Coeficientes de correlación lineal.  
Rocas encajantes (mármoles).

	FeO	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00							
CaO	<u>0,90</u>	1,00						
SiO <sub>2</sub>	0,19	0,45	1,00					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,36	<u>0,93</u>	1,00				
MgO	0,12	<u>0,78</u>	0,16	0,08	1,00			
MnO <sub>2</sub>	0,04	0,48	0,17	0,20	0,02	1,00		
K <sub>2</sub> O	0,19	0,34	<u>0,89</u>	<u>0,92</u>	0,09	0,22	1,00	
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,36	0,37	0,19	0,15	0,22	0,23	1,00

Fig. 40. - Relaciones entre el Fe y los demás elementos analizados.

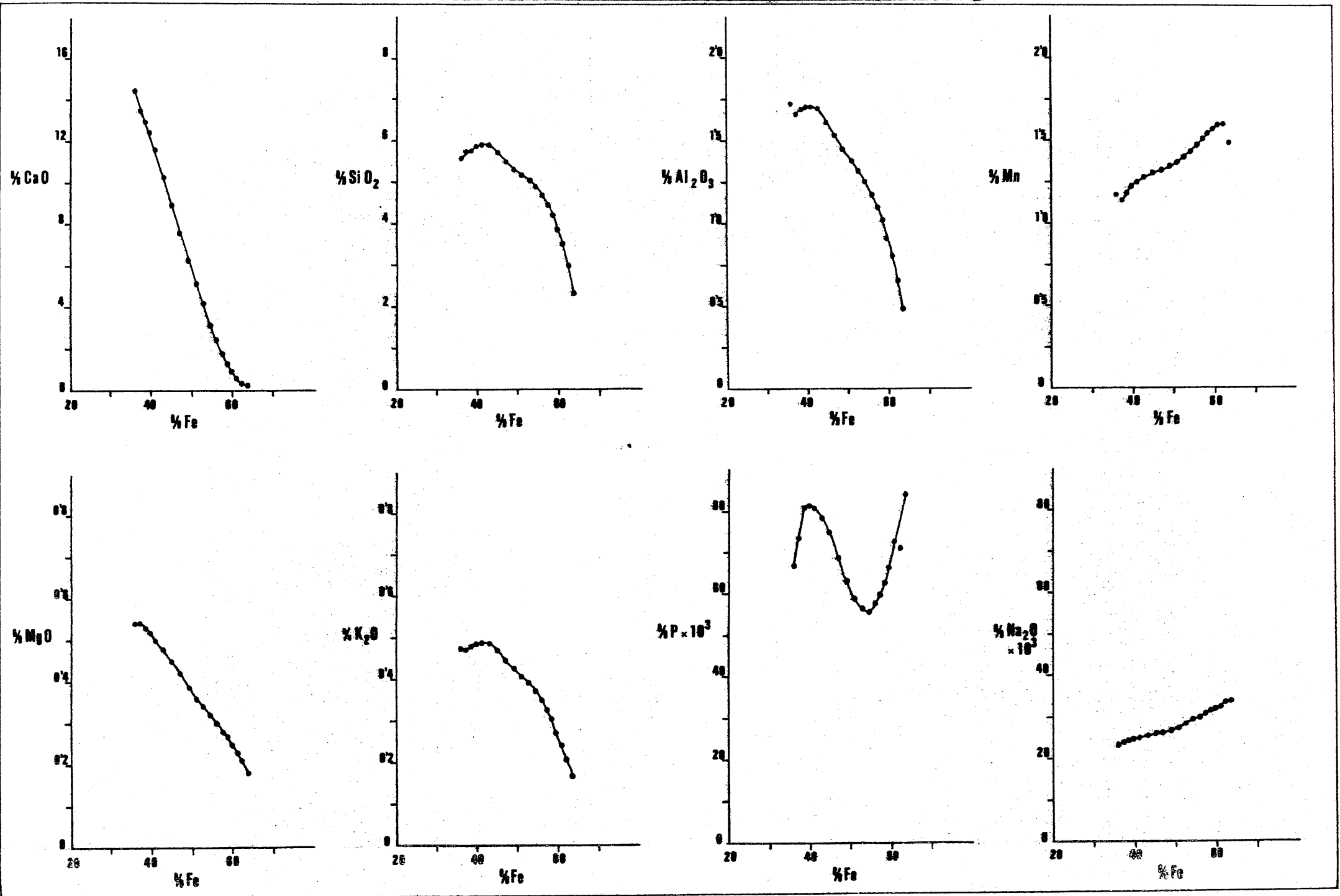
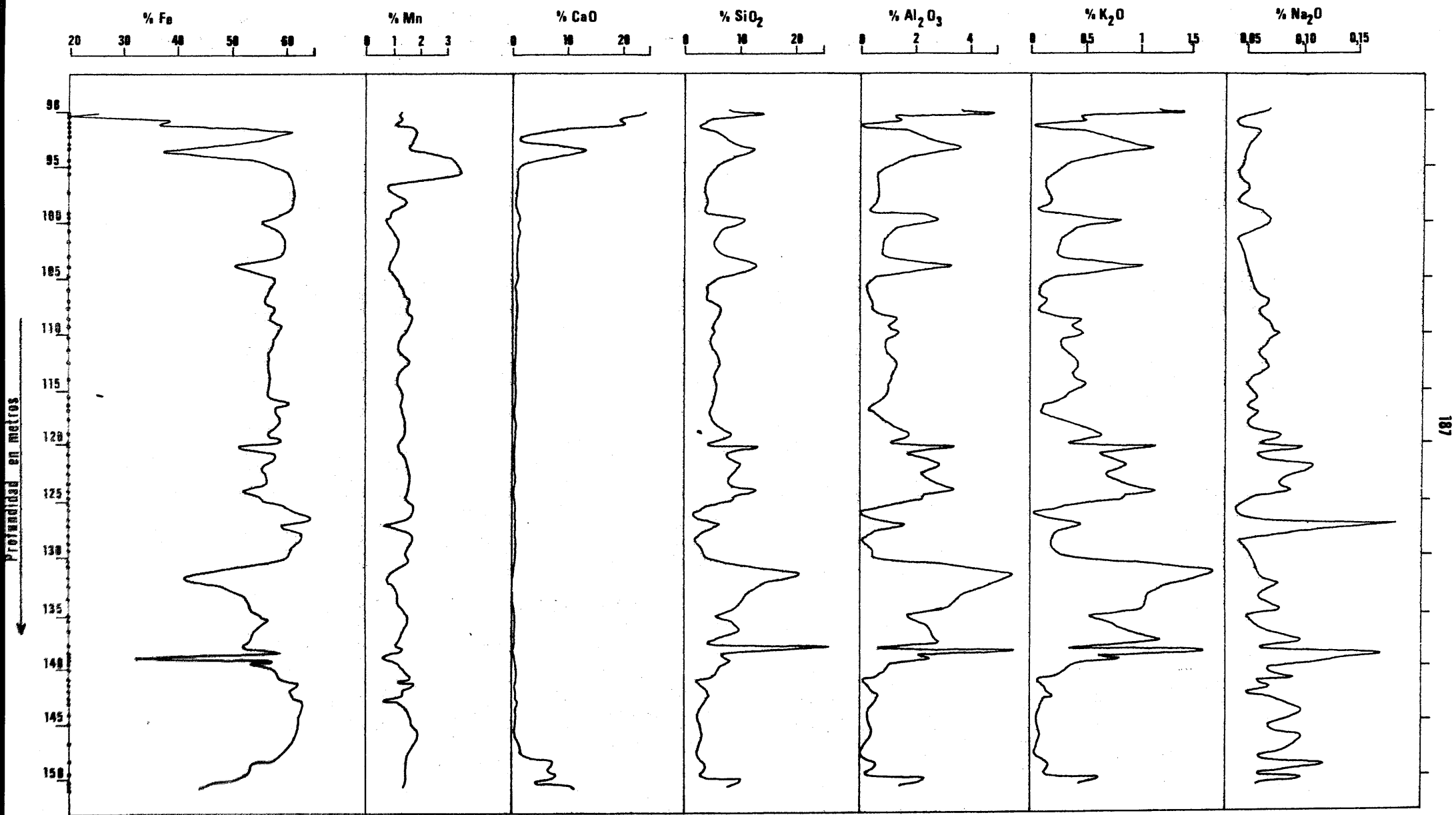


Fig. 41. - Distribución de elementos en una masa de mineralización.



• Situación de las muestras analizadas

### Elementos traza.

En 23 muestras de mineralización y roca encajante, procedentes del sondeo S/4224, se han analizado diversos elementos traza cuyos resultados se exponen en la tabla 24.

Aparte del estudio cuantitativo de Cr, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ti y Ba, se ha efectuado un estudio cualitativo por fluorescencia de rayos X de la muestra íntegra y de diferentes fases de minerales aislados, en donde se han detectado además la presencia de Sr, Rb, Zr y As. Los tres primeros elementos se encuentran sistemáticamente concentrados en la mica incolora, mientras que el As sólo se ha detectado en los cristales de pirita, oxidada o no, que se hallan dispersos en la mineralización y rocas encajantes.

El examen de los resultados y su comparación con el estudio mineralógico, así como con los análisis de elementos mayoritarios y minoritarios efectuados sobre las mismas muestras, permiten efectuar las siguientes consideraciones:

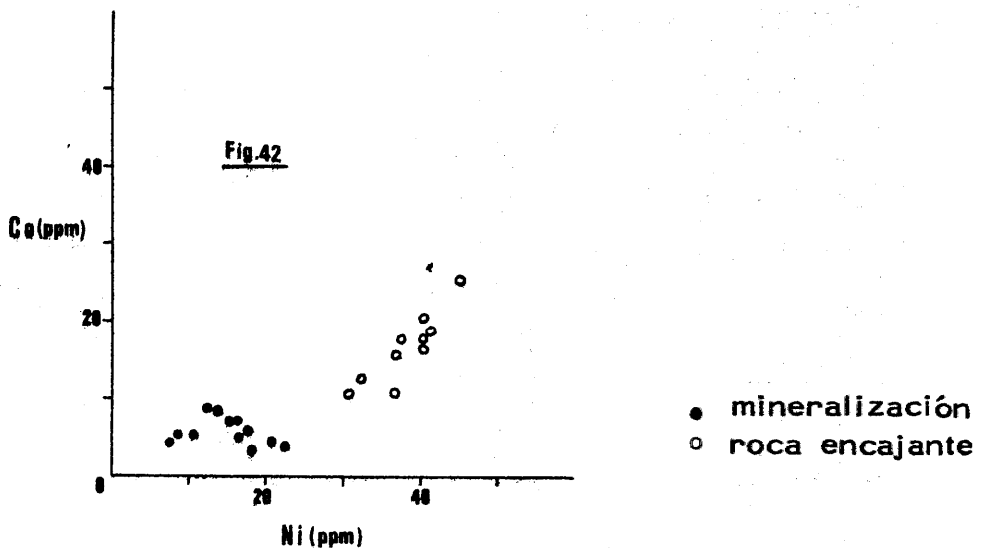
- Como primer dato de interés, las tres zonas mineralógicas definidas en la mineralización (zonas de hematites, de goethita y de siderita) muestran valores y distribuciones análogas para todos los elementos analizados. Por otra parte, no existe relación significativa alguna entre el contenido en elementos traza y profundidad.

- Tanto en la mineralización como en las rocas encajantes, el Co, Ni, Cu, Zn y Pb se encuentran concentrados en la fracción soluble en ácidos. Los demás elementos muestran distribuciones más heterogéneas y se comentarán en cada caso.

- El Co y Ni, en general, presentan un comportamiento geoquímico paralelo. Los valores medios en la roca encajante son superiores a los de la mineralización, aunque en ambos tipos de rocas las proporción Ni/Co es similar.

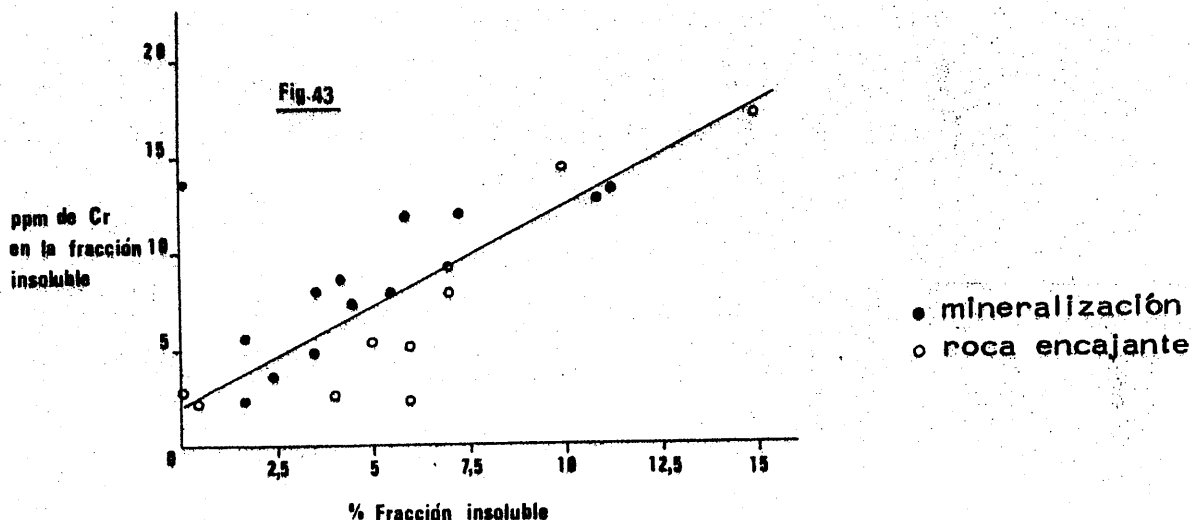
	<u>Ni (ppm).</u>	<u>Co (ppm).</u>	<u>Ni/Co.</u>
Mineralización.	15	6,5	2,29
Roca encajante.	38	16,5	2,32

En la roca encajante se observa que ambos elementos están correlacionados entre sí de forma positiva (fig. 42 ).

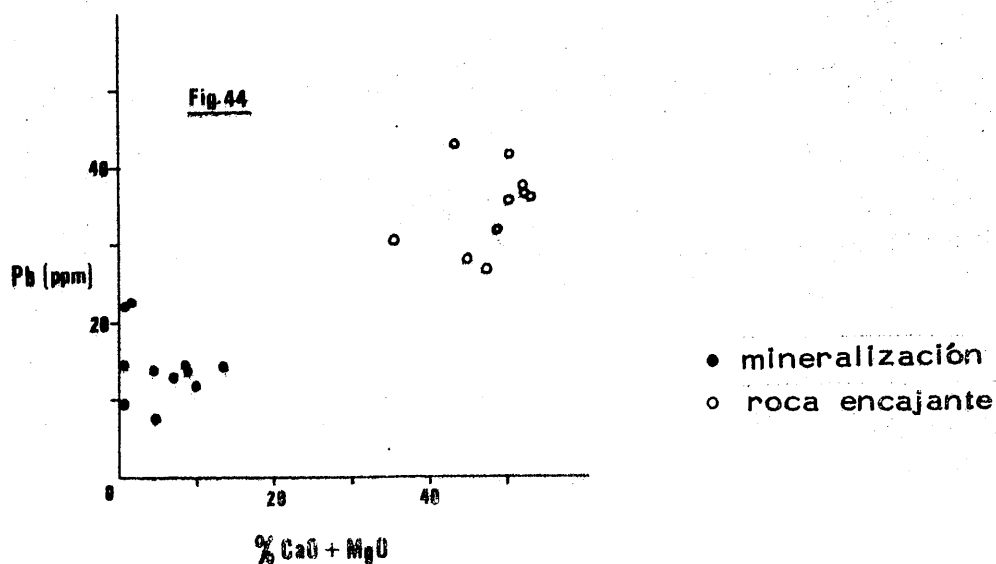


El estudio por fluorescencia de cristales aislados de pirita, correspondientes a la zona de siderita, muestra que ambos elementos están preferentemente concentrados en dicho mineral.

- El Cr se encuentra distribuido indiferentemente en las fracciones solubles e insolubles. Respecto a la primera presenta valores ligeramente más altos en la roca encajante, mientras que el contenido en la fracción insoluble en ambas rocas está directamente relacionado con el porcentaje de dicha fracción respecto al peso total de la muestra (fig. 43 ).

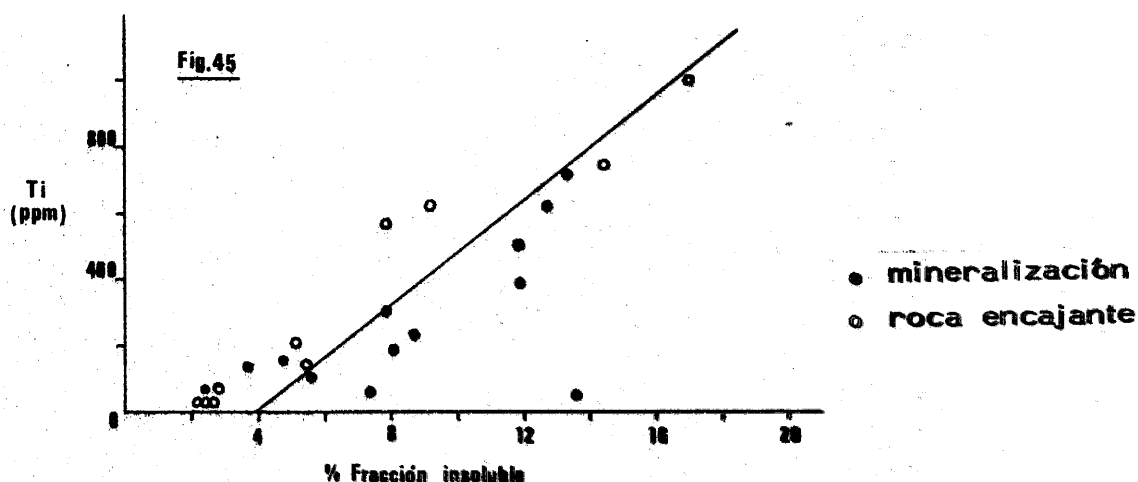


- El Pb, de igual forma que el Co y Ni, muestra en la roca encajante unos contenidos medios superiores a los de la mineralización, del orden de 34, 5 y 14 ppm respectivamente. Por comparación de estos datos con los de la mineralización tipo I de Las Piletas (pág. 98) podría pensarse que este elemento está, como en aquel caso, correlacionado directamente con el contenido en calcita y/o dolomita. No obstante, entre las poblaciones de puntos de la mineralización y de la roca encajante faltan datos para poder ponerlo de manifiesto con seguridad (fig. 44).



- El Ti, por las razones ya comentadas en el capítulo de metodología, no ha podido ser analizado en la fracción soluble en ácidos correspondiente a la mineralización. No obstante, el porcentaje medio existente en las muestras integras, según datos de la C.A.M., oscila entre 0,04 y 0,07% de  $TiO_2$ . Por su parte, en la fracción soluble correspondiente a la roca encajante, este elemento se encuentra por debajo del límite de detectabilidad.

Concentrado en la fracción insoluble de ambos tipos de rocas se han detectado cantidades muy variables - entre 30 y 1000 ppm - relacionados directamente con el porcentaje de dicha fracción respecto al peso total de la muestra (fig. 45). De acuerdo con el estudio mineralógico, se deduce que este elemento se encuentra fundamentalmente en forma de diminutos cristalitas de rutilo asociado a los lechos micáceos. Así mismo, al menos una pequeña proporción, se encuentra incluido dentro de la estructura de la moscovita, como se pone de manifiesto por el estudio de dicho mineral por fluorescencia de rayos X y análisis químicos.





- El Ba, en principio, parece ser un elemento bastante significativo. En efecto, de todos los análisis efectuados, tanto mediante análisis cualitativos de fluorescencia de rayos X, como cuantitativamente por absorción atómica, sólo se encuentra en cantidades significativas dentro de la mineralización.

Su distribución es muy irregular. Así, esporádicamente, y como ya se comentó en el capítulo de mineralogía, se encuentra como cristales de barita idiomorfos y por tanto formando parte de la fracción insoluble. Sin embargo, de forma más regular, aunque en cantidades mucho menores (ver tabla 24), se presenta también en la fracción soluble. En este último caso cabría pensar que se encuentre como ínfimas cantidades de carbonato, o absorbido por los carbonatos de Fe y Mn, ya que la diferencia de radio iónico entre este elemento y los demás elementos que en mayor o menor proporción constituyen la mineralización ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$ , Mg y Ca), parece excluir, a priori, que se encuentre sustituyendo a cualquiera de estos elementos. El único elemento al que lo podría hacer (K) está formando parte de la mica y por tanto en la fracción insoluble.

Tabla 24. Análisis de elementos traza de muestras de mineralización y rocas encajantes procedentes del sondeo nº 4224.

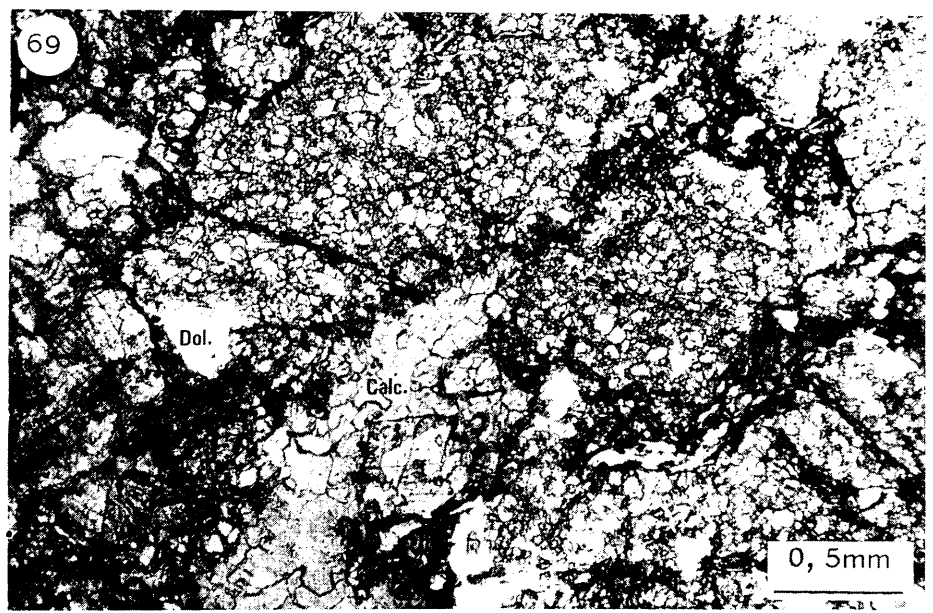
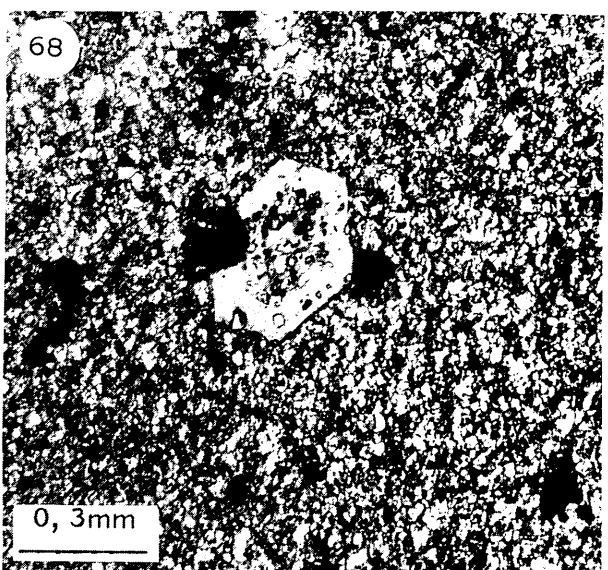
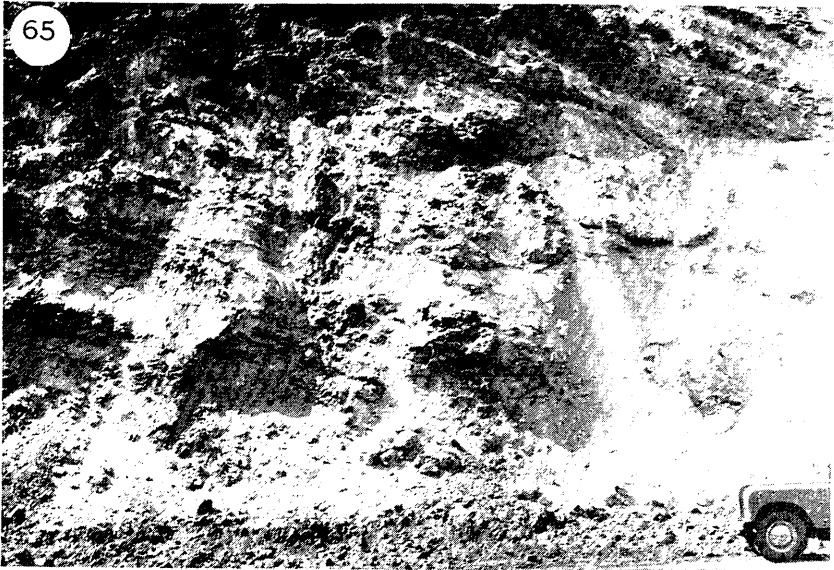
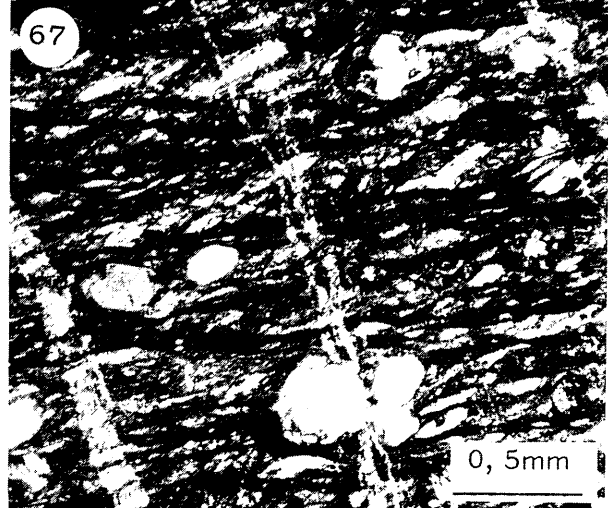
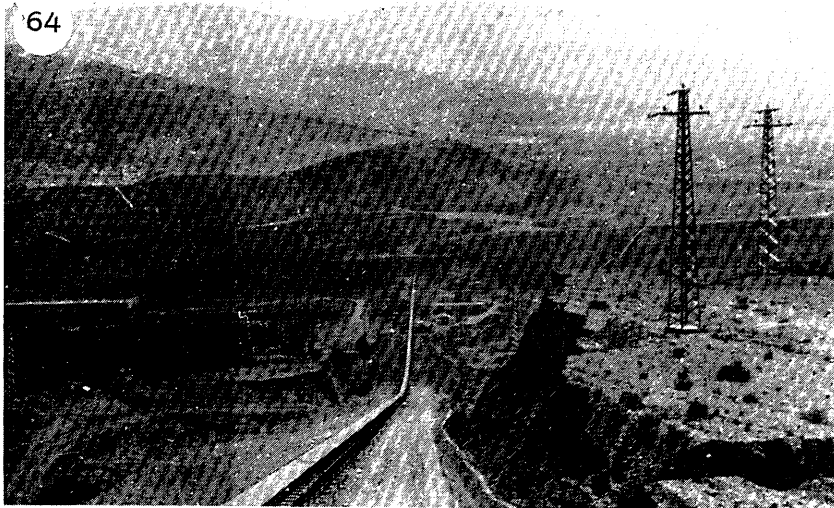
Mineralización

Muestra	Zona	% (S)	% (R)		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ba	Ti
5	III	97,6	2,4	S	1,9	3,5	11,2	11,4	32,4	9,7	365	n. d.
				R	1,7	1,5	5,6	1,2	1,4	4,1	9	69
10	"	96,3	3,7	S	2,4	5,0	10,6	5,5	34,3	7,1	56	n. d.
				R	2,4	0,9	7,0		17,7	7,1	18	140
13	"	86,7	13,3	S	3,5	3,5	8,1	4,4	17,7	9,1	333	n. d.
				R	11,2	5,4	4,1	0,9	2,0	2,7	28	716
15	"	92,1	7,9	S	2,4	2,1	6,2	2,9	23,2	6,8	17	n. d.
				R	5,5	3,1	2,5	0,6	1,0	1,0	18	310
20	"	87,3	12,7	S	2,9	4,1	9,0	3,2	24,1	10,1	678	n. d.
				R	10,9	4,5	4,6	0,7	3,8	3,7	28	624
22	"	95,1	4,9	S	2,8	3,1	6,2	3,2	22,0	12,5	958	n. d.
				R	3,5	1,2	1,2	0,2		1,9		156
37	II	91,9	8,1	S	3,3	2,5	20,3	3,2	25,7	19,7	1002	n. d.
				R	3,6	1,2	2,0	0,4	2,5	2,5	18	188
39	"	88,1	11,9	S	4,2	4,1	13,3	3,2	20,2	10,6	744	n. d.
				R	7,3	3,1	2,5	0,2	2,4	2,4	37	515
47	"	88,1	11,9	S	3,3	3,1	8,4	2,9	72,4	19,4	2090	n. d.
				R	5,9	2,1	2,5	0,4	2,1	2,7	946	390
51	"	91,3	8,7	S	4,5	3,1	18,3	2,6	25,6	7,0	123	n. d.
				R	4,2	1,5	2,5	0,4	1,3	2,7	28	238

Muestra	Zona	% (S)	% (R)		Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ba	Ti
52	I	92,6	7,4	S	2,7	5,2	13,7	1,2	33,7	6,2	50	n. d.
				R	4,5	1,9	2,3	0,5	2,6	1,0	10	63
53	II	94,4	5,6	S	3,3	2,1	16,6	2,0	36,6	11,9	28	n. d.
				R	1,7	0,9	1,5	0,6	1,1	2,4	37	109
54	I	86,4	13,6	S	2,2	4,1	10,9	2,1	12,5	15,0	13	n. d.
				R	7,6	4,5	4,4	0,5	2,0	1,5		50
<u>Rocas encajantes.</u>												
3		97,4	2,6	S	7,2	16,4	35,3	3,6	10,6	35,0		
				R	4,0	1,4	2,4	0,6	0,8	1,5	50	34
4		97,7	2,3	S	3,1	17,2	38,8	3,6	18,5	33,4		
				R	6,0	1,4	2,4	3,5	17,5	2,9	50	34
9		97,2	2,8	S	8,3	14,1	37,0	2,9	15,1	34,2		
				R		1,4		0,6	0,8	2,9	50	71
16		94,9	5,1	S	7,5	15,6	36,3	3,2	11,4	35,0		
				R	6,0	2,1	3,9	3,2	13,0	6,6	100	214
19		92,1	7,9	S	3,1	15,6	38,0	3,6	10,4	32,6		
				R	7,0	0,6	2,4	3,2	16,8	2,9	100	571
24		97,7	2,3	S	6,2	18,0	38,8	3,9	25,5	39,1		
				R	0,5	2,1	1,6	1,2	1,8	3,7		34
36		94,6	5,4	S	8,0	8,3	36,0	1,4	12,5	29,5		
				R	5,0	2,1	0,8	0,6	0,9	2,2	50	143
40		83,0	17,0	S	9,4	16,4	38,8	3,2	22,1	26,6		
				R	15,0	9,0	6,2	1,7	4,0	3,7	50	1000
42		90,9	9,1	S	10,0	9,7	29,2	4,3	18,7	22,7		
				R	7,0	0,6	1,6	0,9	1,4	3,7		1000
46		85,6	14,4	S	7,0	9,0	30,2	15,0	21,3	24,2		
				R	10,0	3,5	2,0	1,2	2,4	3,7		750

(S) = Fracción soluble.

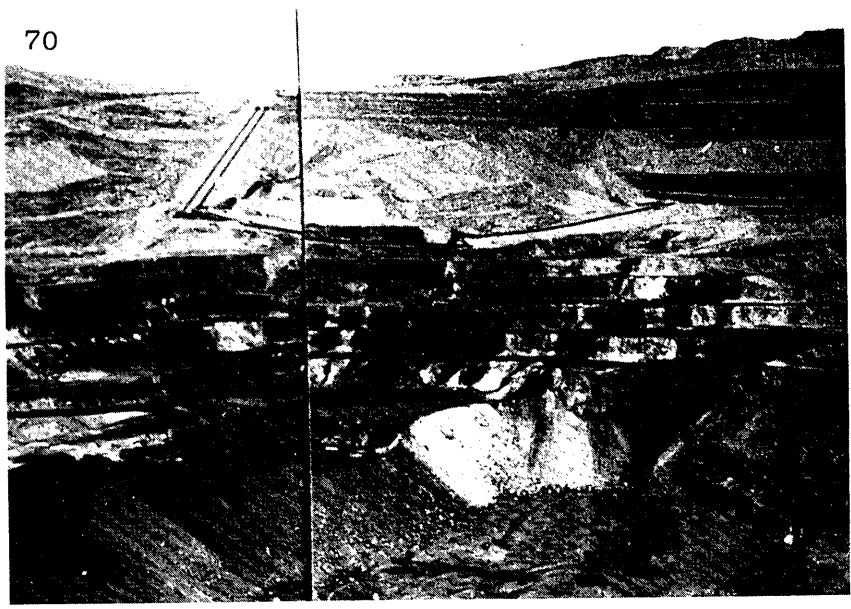
(R) = Fracción insoluble.



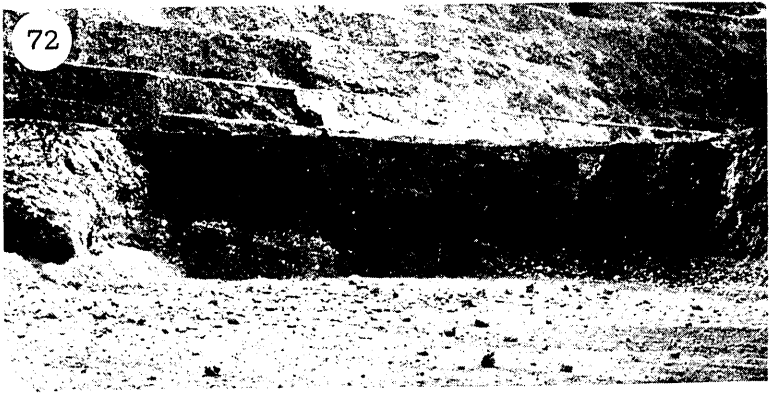
## LAMINA XI

- Foto 64 .- Vista general de la localización del yacimiento de Alquife al S de Sierra Nevada.
- Foto 65 .- Aspecto de los mármoles calizo-dolomíticos del tipo 3 comentado en el texto.
- Foto 66 .- Muestras de testigos de sondeos correspondientes a mármoles calizo-dolomíticos del tipo 3 ( "carniolas " en el sentido de MASSON, 1972 ).
- Foto 67 .- Mármol calizo muy tectonizado. Textura de protomilonita ( en el sentido de SPRY, 1974). L. T.
- Foto 68 .- Mármol dolomítico de tamaño de grano muy fino. En el centro de la foto se observa un cristal idiomorfo de cuarzo con inclusiones de carbonatos. L. T.
- Foto 69 .- Mármol dolomítico parcialmente calcitizado. Los cristales de tonalidad más clara corresponden a restos de cristales de dolomita no reemplazados. L. T.

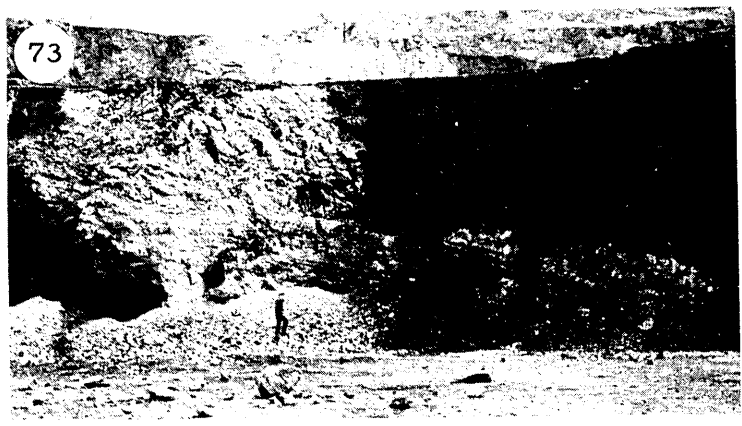
70



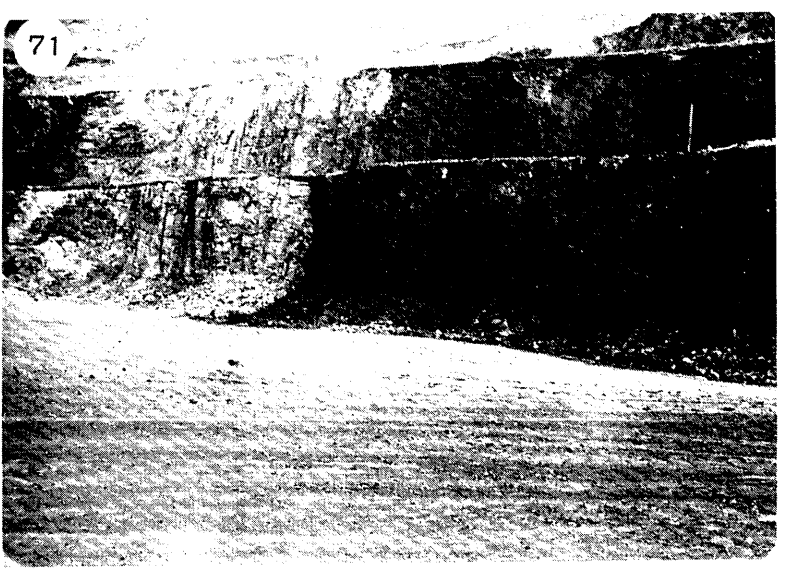
72



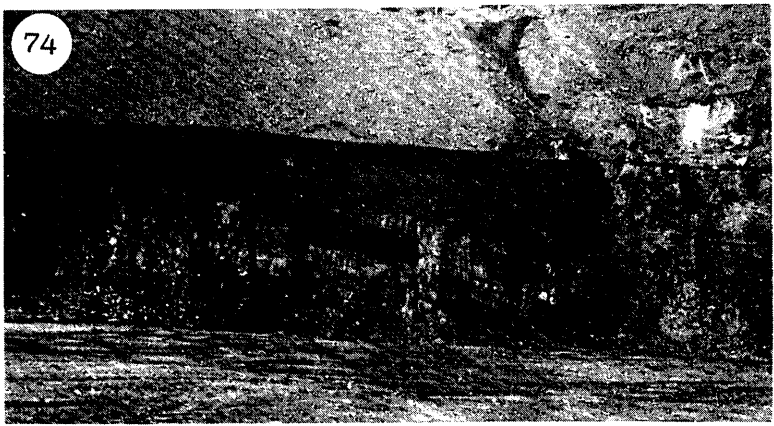
73



71



74



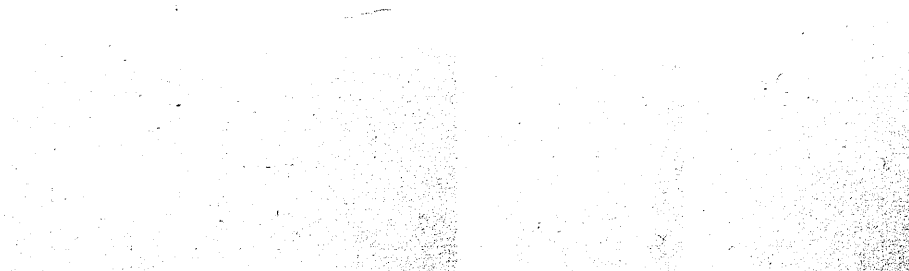


## LAMINA XII

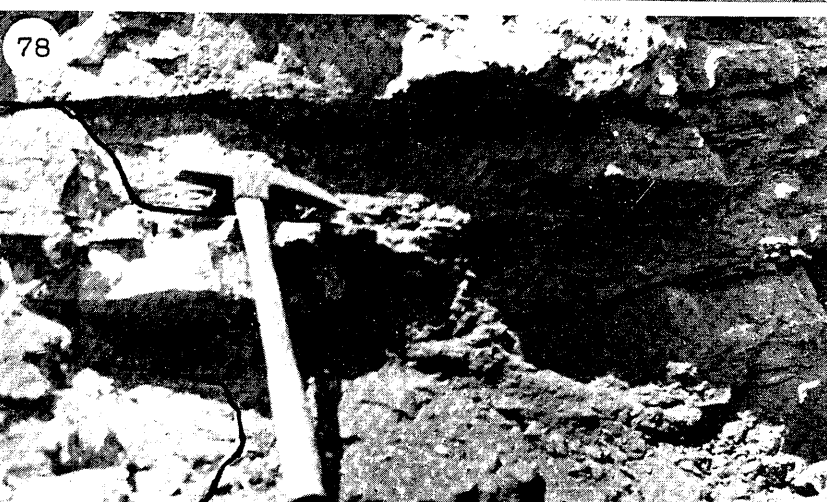
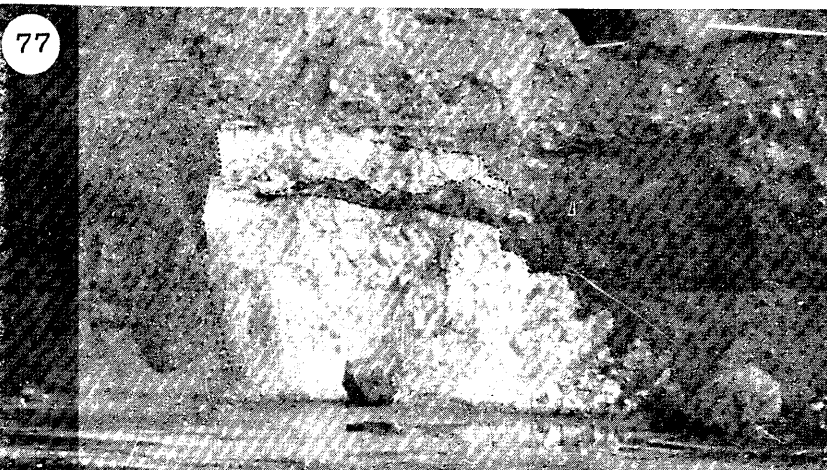
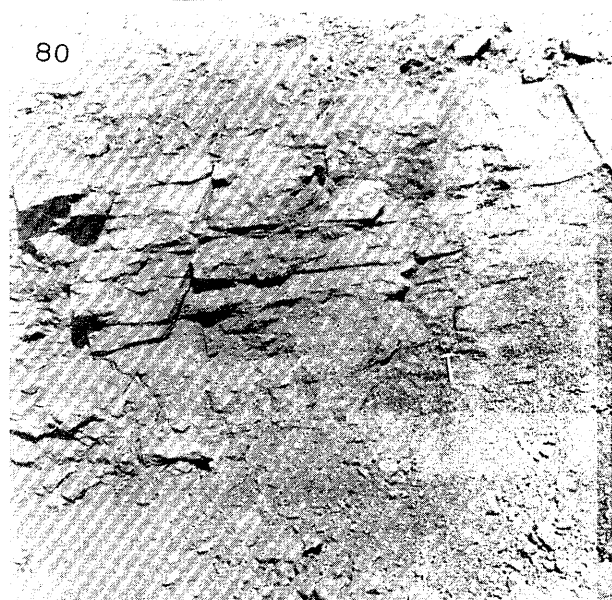
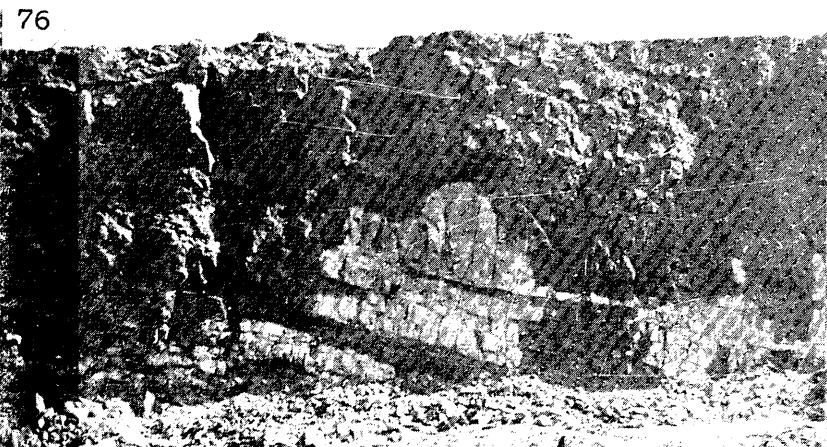
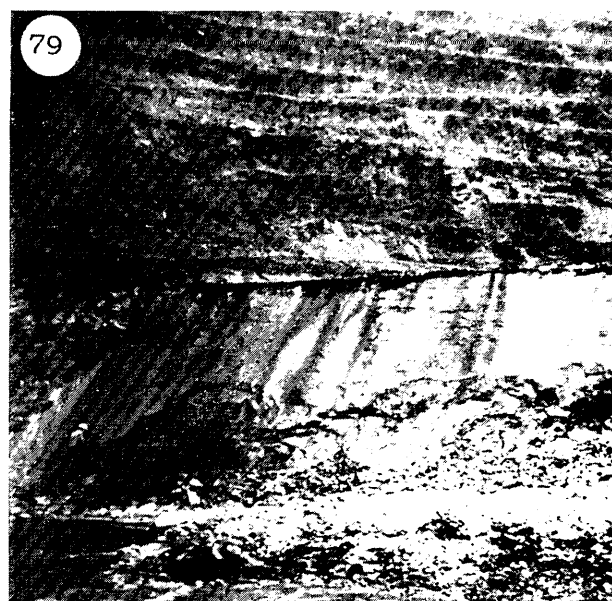
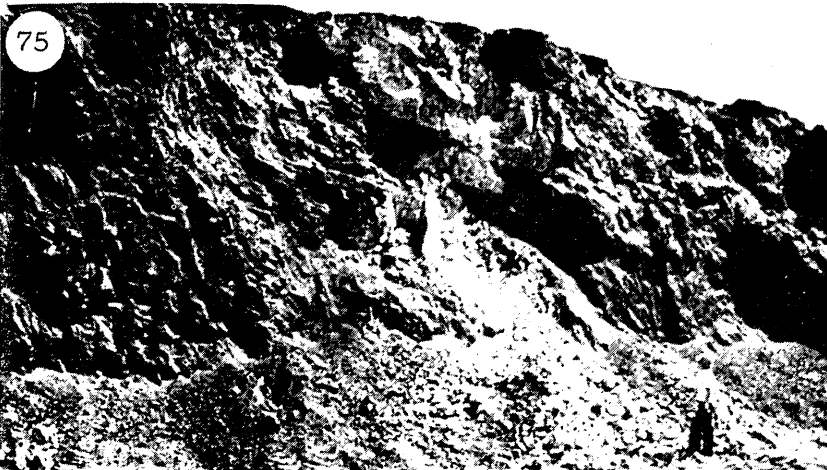
Foto 70. - Vista general de una zona de las explotaciones. Se aprecian algunos contactos, muy bruscos y verticales, entre mineralización y rocas encajantes.

Foto 71. - Contacto vertical y muy neto entre mineralización y roca encajante, definido por una falla normal.

Fotos 72, 73 y 74. - Morfologías de algunas de las masas de mineralización. La foto 73 es un detalle de la 72. En ella se observa como el enclave de roca encajante incluido en la mineralización muestra una estructura congruente con la que presenta la roca de caja fuera del tramo mineralizado.









### LAMINA XIII

Fotos 75 y 76.- Enclaves de mármoles incluidos en la mineralización. Su estructura interna es idéntica a la de la mineralización y a la que presentan dichos mármoles fuera del tramo mineralizado.

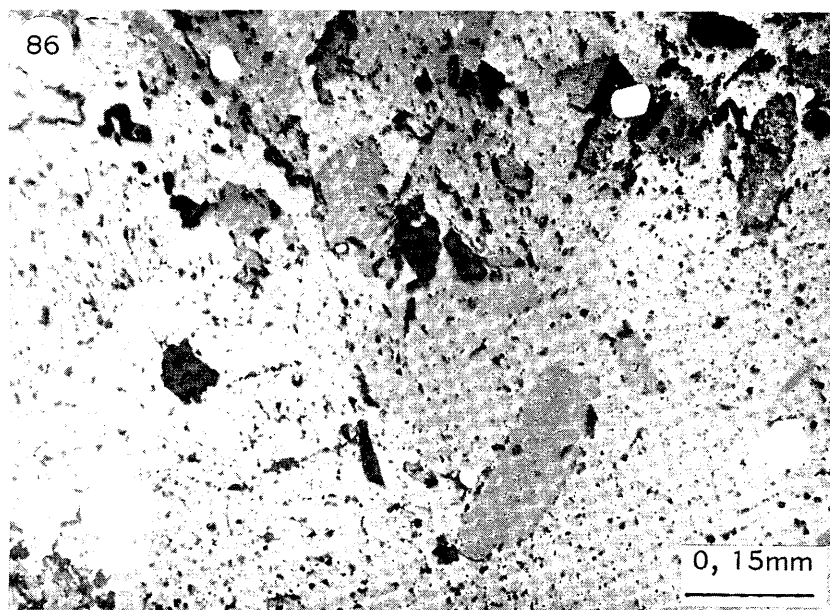
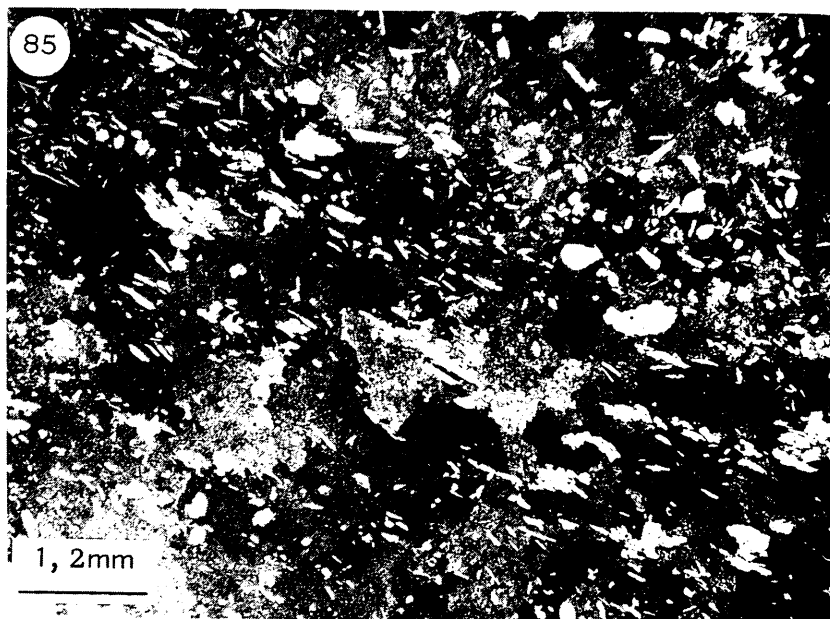
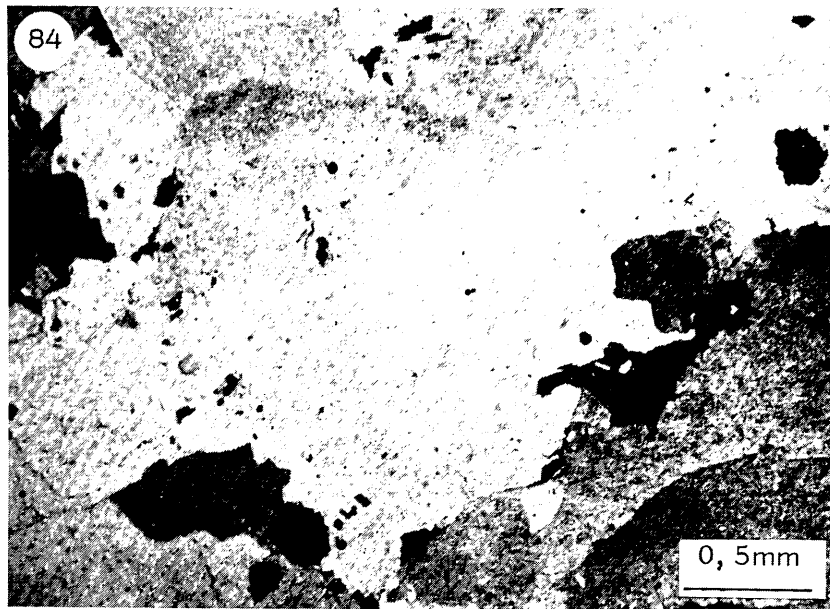
Foto 77.- Contactos mineralización-roca de caja. El contacto de la masa mineralizada de la izquierda es muy rectilíneo y está definido por varias fracturas. Por el contrario, el de la masa de la derecha es mucho más irregular observándose una ramificación de la masa mineralizada.

Foto 78.- Contacto lateral irregular entre mineralización y mármoles. Las estructuras que presentan ambos tipos de rocas son análogas.

Foto 79.- Superficie de una falla normal de dirección N-S. Hacia la parte izquierda de la foto dicha falla separa la mineralización de los mármoles.

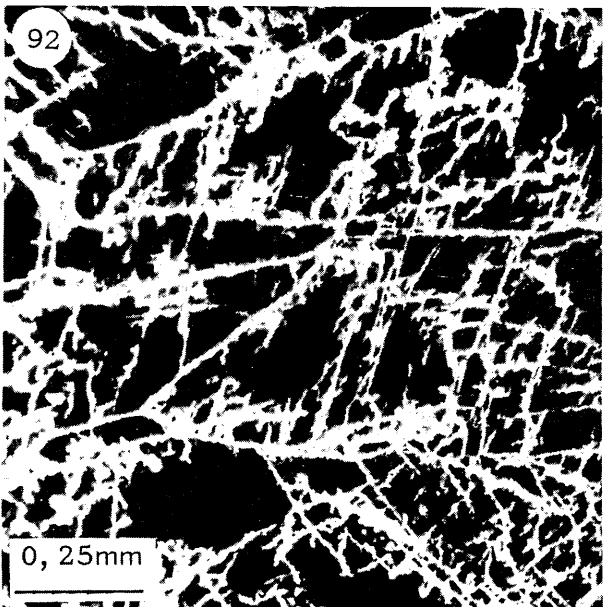
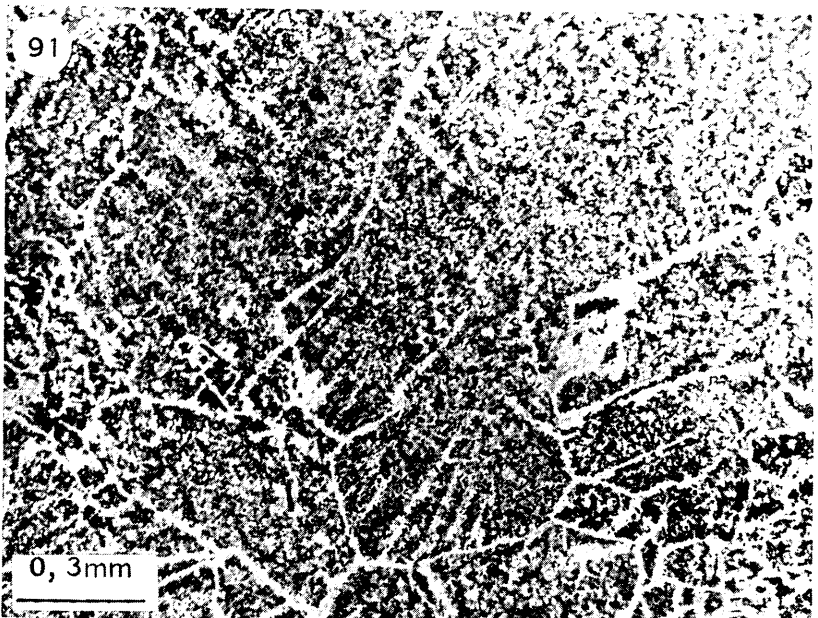
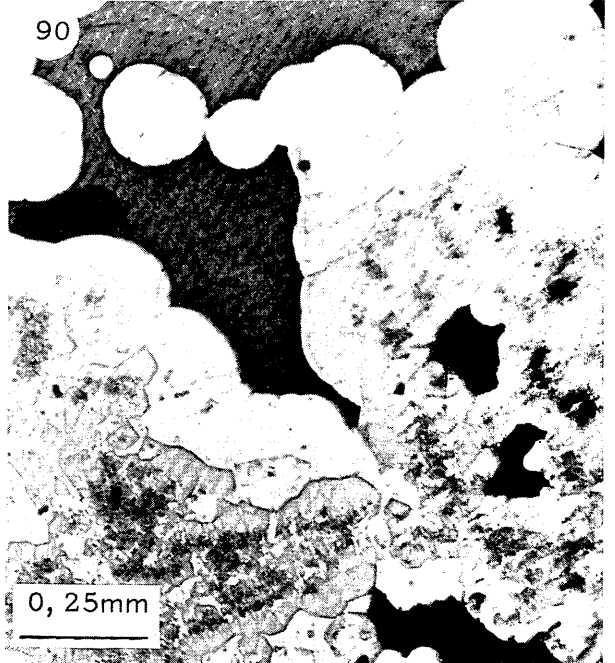
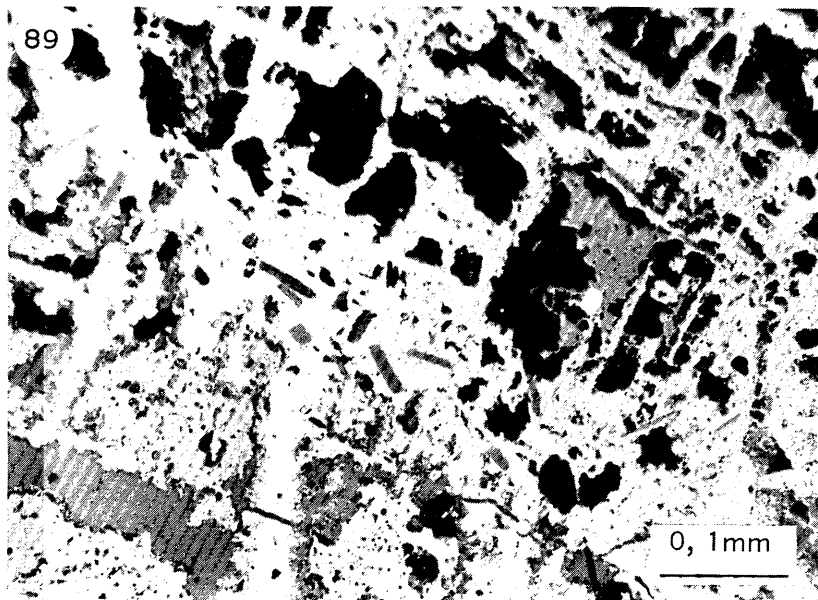
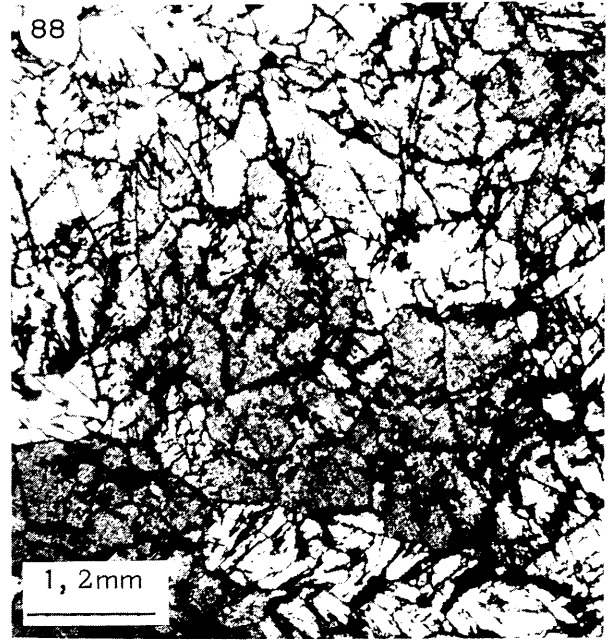
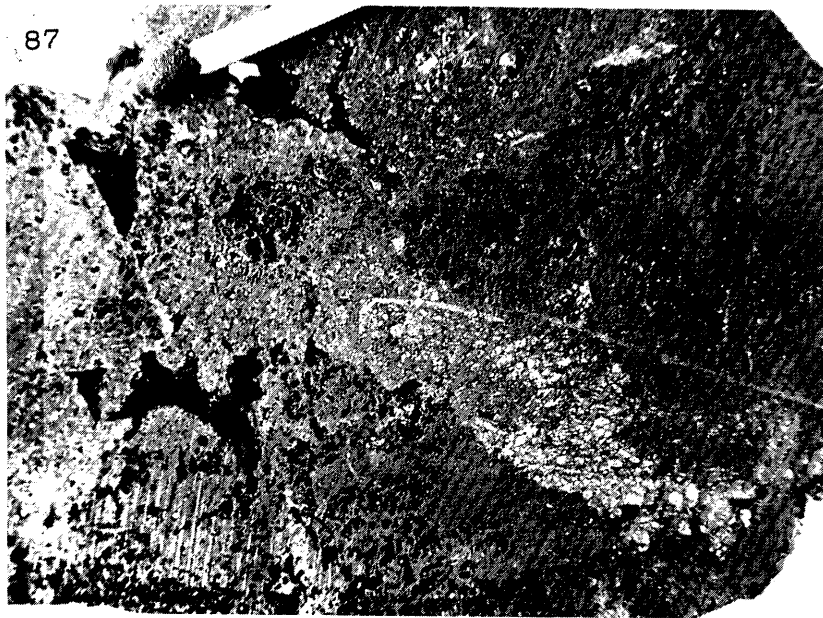
Foto 80.- Mineralización afectada por varios sistemas de diaclasas.

Foto 81.- Muestra del contacto entre una masa de mineralización y roca de caja. La estructura laminada que presentan ambos tipos de rocas es análoga.



#### LAMINA XIV

- Fotos 82 y 83. - Aspectos de dos muestras de mármoles sideríticos muy puros. En la foto 83 se aprecia una estructura laminada rítmica definida por la alternancia de lechos claros y oscuros.
- Fotos 84 y 85. - Texturas de mármoles sideríticos. En la foto 84 se trata de un mármol siderítico muy puro con textura granoblástica poligonal. En la foto 85 el mármol es cipolínico y presenta una textura granoblástica y esquistosa. L. T.
- Foto 86. - Cristales de pirita ( según secciones idiomorfas de piritoedros) diseminados entre los cristales de siderita. Mármol siderítico. L. R.



### LAMINA XV

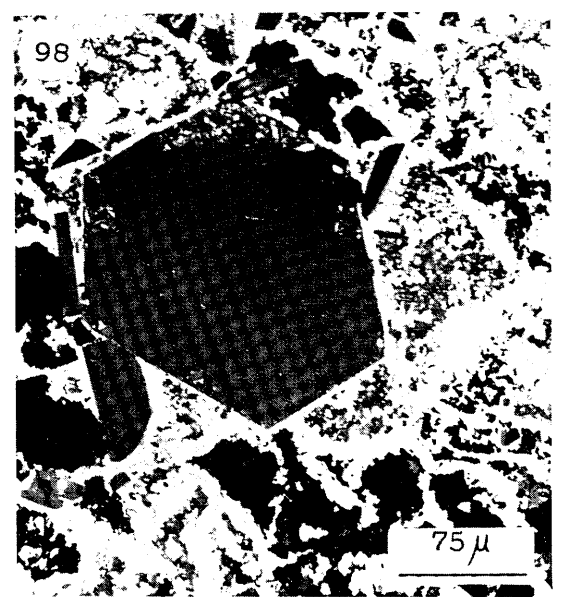
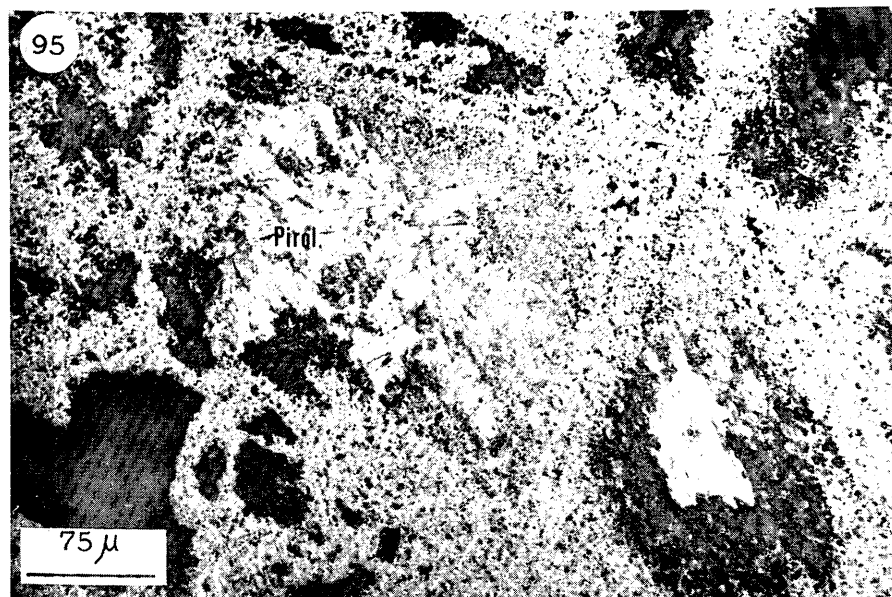
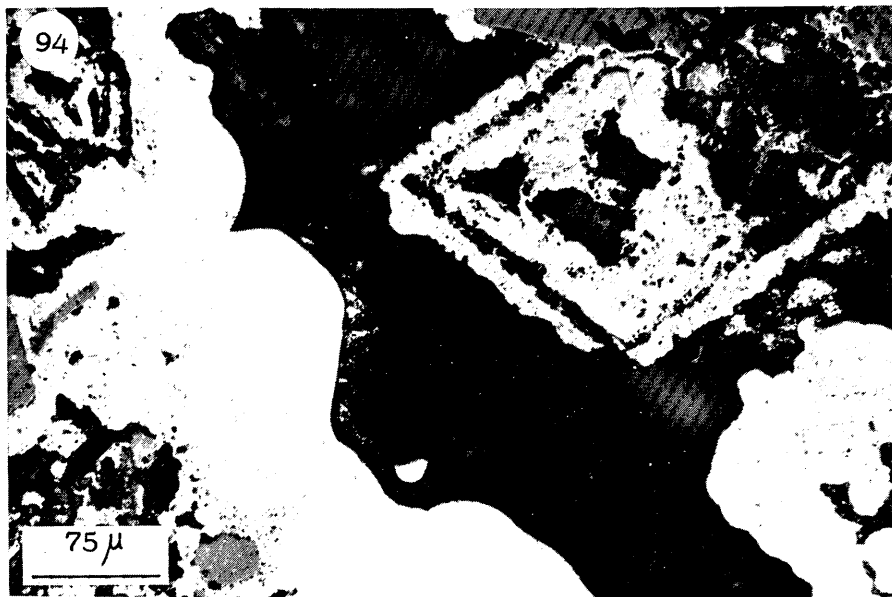
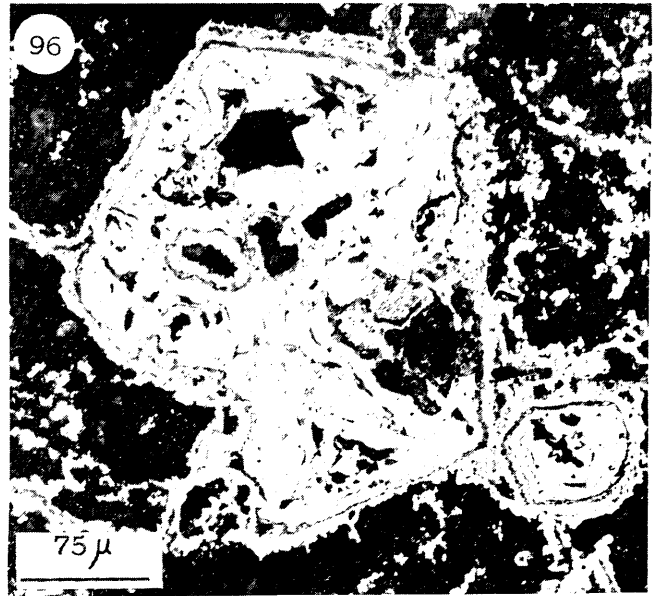
Foto 87. - Mármol siderítico transformado parcialmente a óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. En diversas partes de la muestra aun se observan restos de siderita sin transformar.

Foto 88. - Estado inicial de la transformación (oxidación) de la siderita, a partir de bordes de cristales y planos de exfoliación. L. T.

Foto 89. - Estado intermedio de la transformación de siderita a óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. Los cristales blancos brillantes corresponden a pirita no transformada. L. R.

Foto 90. - Oxi-hidróxidos de Fe con formas botroidales, cristalizados en los huecos producidos durante la transformación de la siderita. L. R.

Fotos 91 y 92. - Estados finales de la transformación de los mármoles sideríticos a oxi-hidróxidos de Fe. Estos últimos se disponen en forma de un fino entramado de tipo poligonal y/o romboédrico que mimetiza los primitivos rasgos texturales de la siderita. En la foto 92 solo queda una textura de tipo esquelético. L.R.



## LAMINA XVI

Foto 93. - Secciones idiomorfas de romboedros de carbonatos de Fe, cristalizados en huecos y fracturas, totalmente pseudomorfizados por hematites y goethita. L. R.

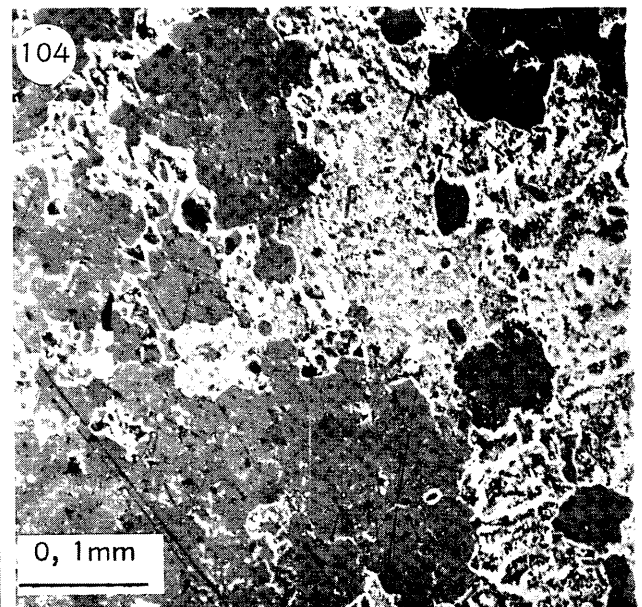
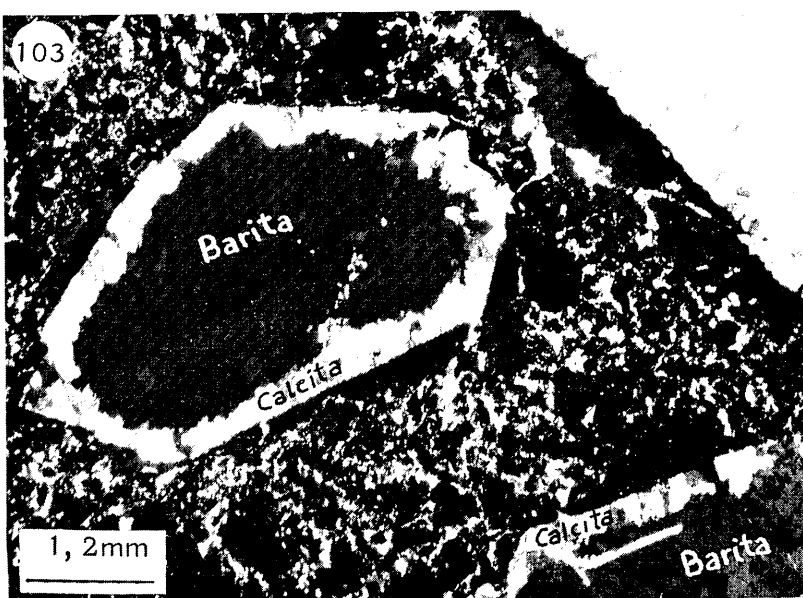
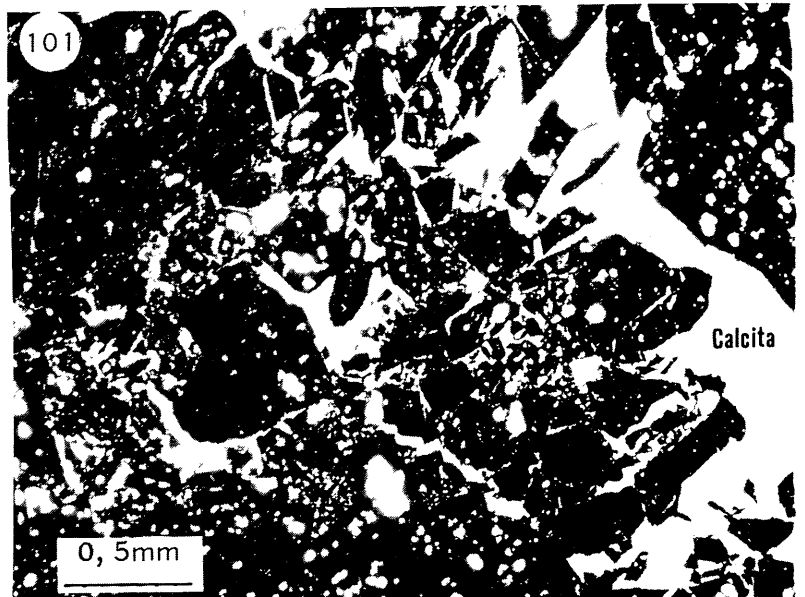
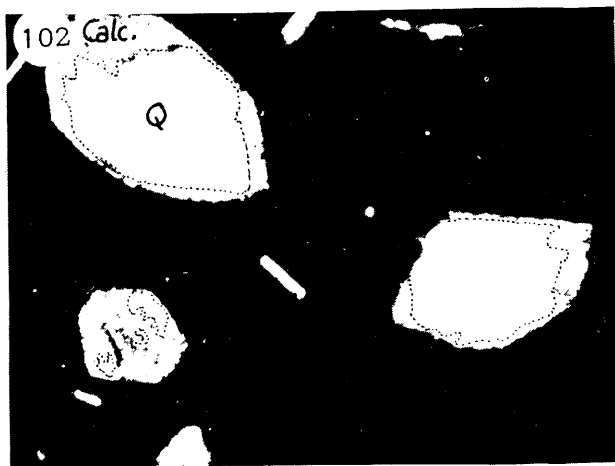
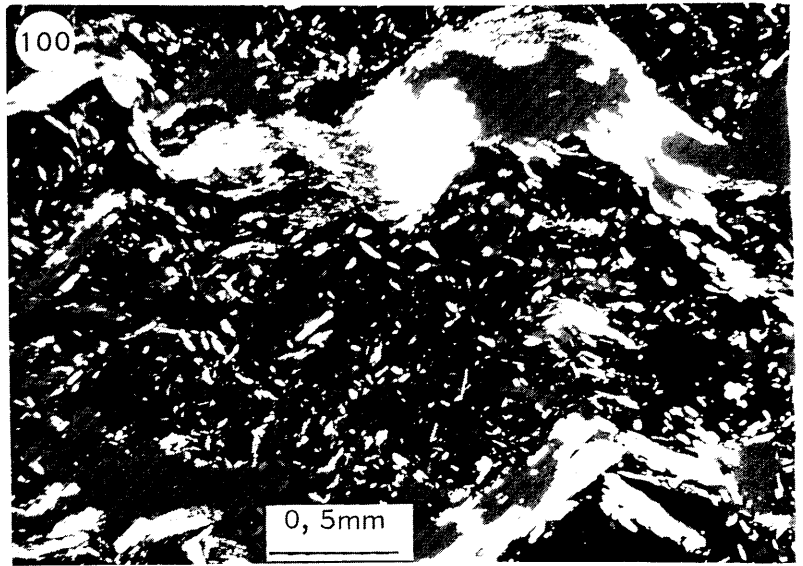
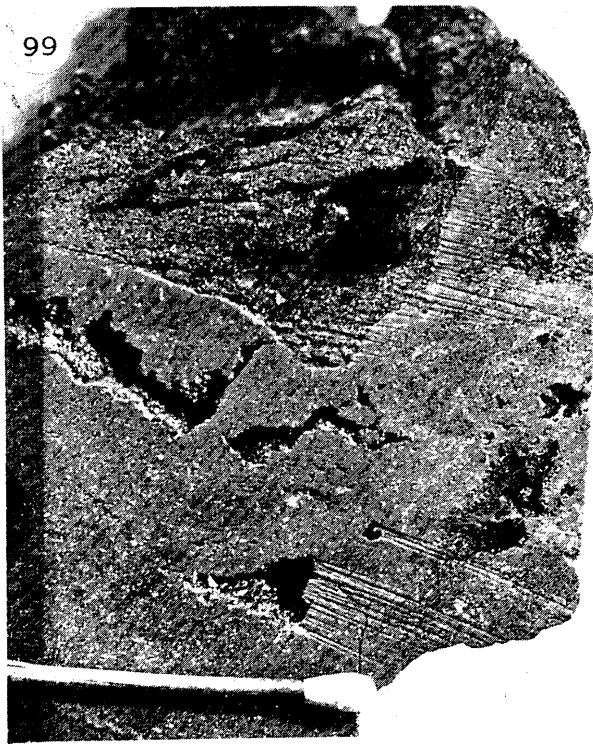
Foto 94. - Goethita pseudomórfica de siderita, y con formas botroidales, rellenando huecos y fracturas. L. R.

Foto 95. - Cristales de pirolusita (blanco) dispuestos entre el entramado definido por los óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. L. R.

Foto 96. - Oxi-hidróxidos de Fe pseudomorficos de pirita. Se aprecian muy bien las sucesivas zonas concéntricas de la transformación. L. R.

Fotos 97 y 98. - Cristales idiomorfos de cuarzo incluidos en la mineralización. En dichos cristales se distingue una zona central sin inclusiones y una zona externa con inclusiones de óxidos de Fe. L. R.







## LAMINA XVII

Foto 99. - Muestra de siderita pseudomórfica de siderita. En la parte superior de la foto se observa una cavidad, de mayor tamaño que las demás, rellena por un sedimento interno constituido por cuarzo y mica incolora fundamentalmente, asociados con material limonítico pulverulento.

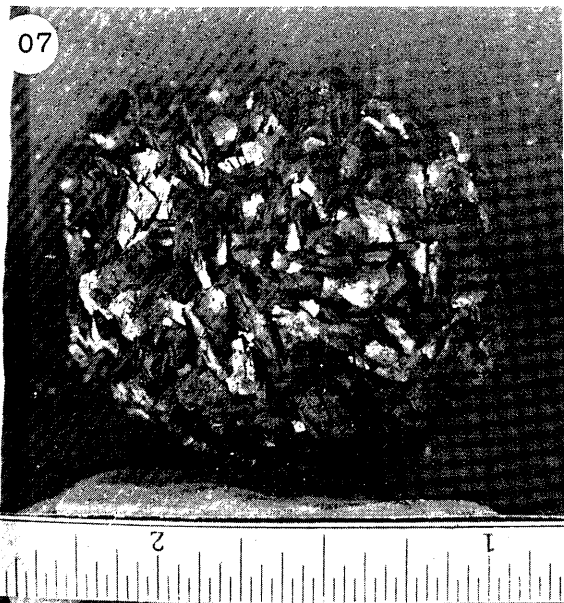
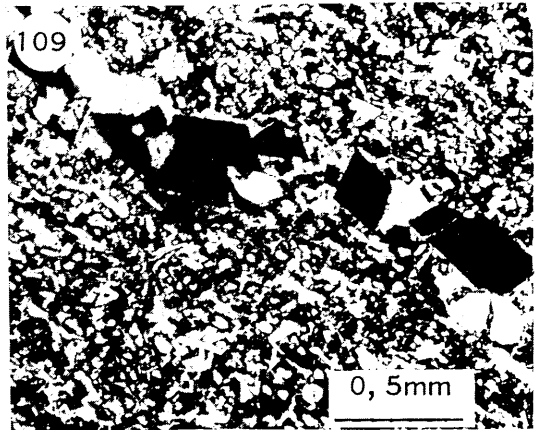
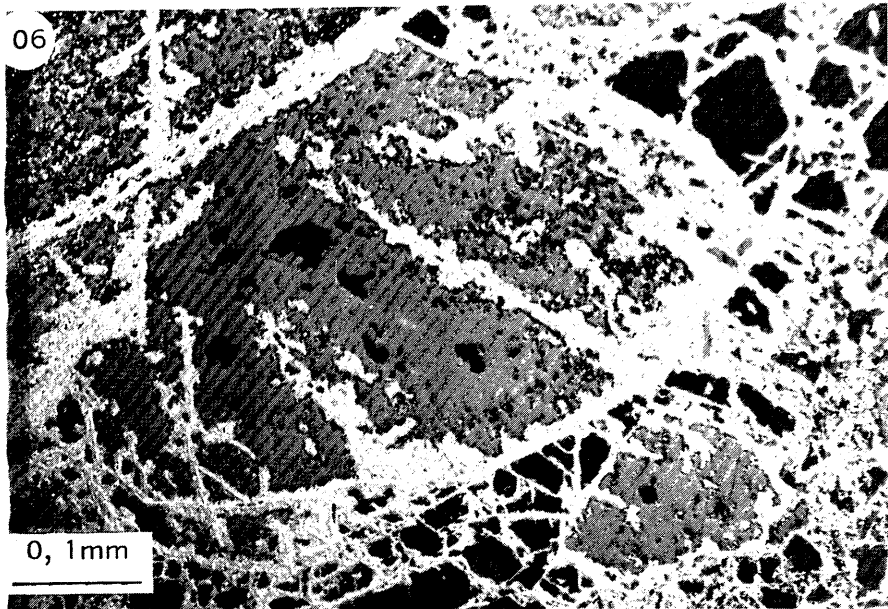
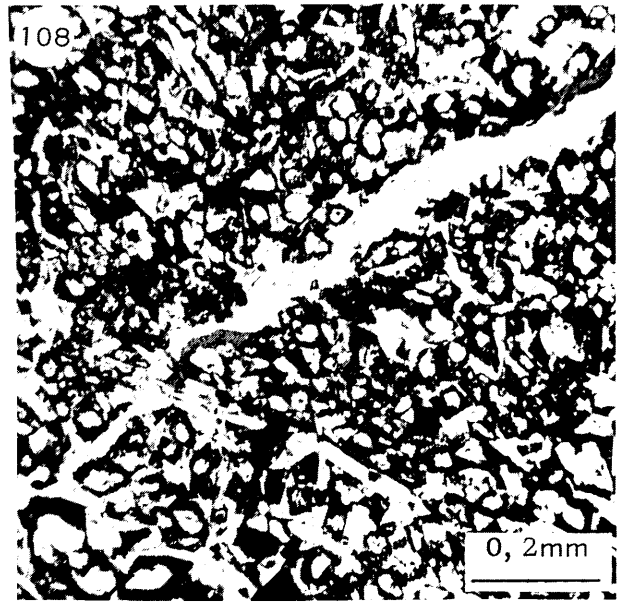
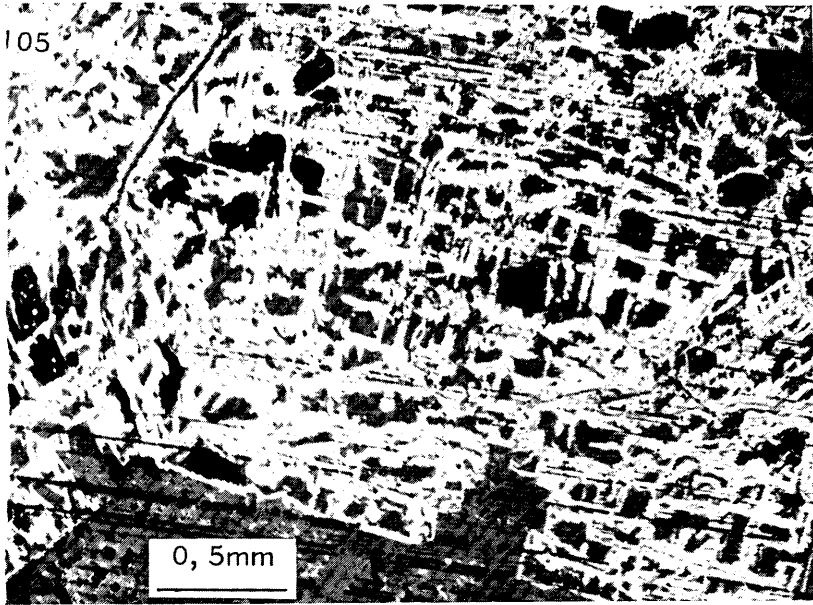
Foto 100. - Lechos plegados de mica incolora, incluidos en la mineralización. L. T.

Foto 101. - Mineralización brechificada y calcitizada. L. T.

Foto 102. - Cristales idiomorfos de cuarzo, parcialmente reemplazados por calcita, incluidos en la mineralización. L. T.

Foto 103. - Cristales de barita parcialmente reemplazada por calcita a partir de los bordes.

Foto 104. - Mármol impregnado y parcialmente reemplazado por óxidos y oxi-hidróxidos de Fe. L.R.



LAMINA XVIII

Fotos 105 y 106. - Reemplazamientos, de calcita por oxi-hidróxidos de Fe, a favor de límites de cristales y planos de exfoliación. L. R.

Foto 107. - Drusa de siderita pseudomorfizada por hematites.

Fotos 108, 109, 110 y 111. - Romboedros, zonados de calcita y óxidos de Fe, en fracturas y niveles brechificados. L. T.

#### VII. 4. 1. 2. MINERALIZACION TIPO AL-III.

Está muy bien representada, aunque con un desarrollo muy variable de unas zonas a otras. Según estimaciones efectuadas sobre datos actuales, representará del orden de un 15% del total del yacimiento. El mineral se presenta bajo la forma de hematites y goethita de aspecto ferroso, con predominio de la primera.

De igual forma que la mineralización de tipo III de Las Piletas, se encuentra rellenando formas cársticas existentes, fundamentalmente, en la zona superior del paquete marmóreo. La mayor parte de estas formas cársticas delimitan el actual techo del paquete marmóreo (formas exocársticas). Así mismo, aunque con menor frecuencia, existen cavidades endocársticas con un mayor desarrollo en sentido vertical.

##### 1) Morfología y estructuras.

Las masas de mineralización son de formas y tamaños extremadamente variables e irregulares. Los tamaños oscilan desde la escala inferior al metro al orden decamétrico. Las formas, por su parte, varían desde bolsadas más o menos equidimensionales a otras con un gran desarrollo subhorizontal (ver fotos 112 y 113 ).

La mayor parte de esta mineralización se encuentra fosilizada por los materiales aluvionales de relleno de la Depresión, con los que se encuentra en mayor o menor grado mezclada hacia su parte superior. Tanto un tipo como otro de materiales se encuentran, esporádicamente, rellenando fracturas abiertas en los mármoles, muy verticales y con espesores de hasta 1 m.

El mineral presenta un aspecto detrítico, de conglomerático a pulverulento, con escasa o nula cohesión intergranular (foto 114 ). La granulometría de los cantos varía desde inferior al milímetro hasta varios centímetros, sin que se observe ningún tipo de clasificación de tamaños dentro de masas individualizadas. No obstante, a medida que estas se sitúan en zonas más profundas disminuye el tamaño medio de los cantos. Así mismo, las formas de los cantos son muy heterogéneas, de subredondeadas a subangulosas.

En ocasiones, dentro de las masas de mineralización, se encuentran enclaves de mármoles, de muy diversos tamaños, con formas cársticas (foto 115 ),

## 2) Mineralogía.

La composición mineralógica y las texturas de los cantos de mineral son idénticas a las que presenta la zona de hematites de la mineralización tipo II. Las únicas diferencias existentes entre ambas estriban en la estructura de conjunto y en la presencia de cantos de aluvión junto con el mineral de hierro.

## 3) Análisis químicos.

En las tablas 25 y 26 se presentan las leyes medias y correlaciones lineales entre los diferentes elementos analizados, confeccionadas a partir de los datos de 260 análisis químicos realizados por la C. A. M. Estos análisis corresponden a muestras de zonas homogéneas donde no existe mezcla con materiales aluvionales.

A partir de estos datos se observa que esta mineralización sólo se diferencia respecto a la del tipo II (zona hematites), en que en esta existe: a) una ley media en CaO inferior, b) un aumento en Fe y Mn aunque se mantiene la proporción relativa entre ambos elementos y c) un ligero aumento en el contenido en P. Los demás elementos analizados presentan análogos porcentajes en los dos tipos de mineralizaciones:

	% CaO	% Fe	% Mn	Fe/Mn
Mineralización tipo III	5,70	59,0	1,81	32,6
Mineralización tipo II (zona de hematites)	1,07	52,6	1,71	30,8

Por su parte, las correlaciones entre pares de elementos son también análogos en ambas mineralizaciones, si bien en este caso existe un aumento en los coeficientes de correlación lineal entre Fe -  $\text{SiO}_2$ , Fe- $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe-MgO y Fe- $\text{K}_2\text{O}$ , mientras que disminuye entre Fe-CaO. La explicación de este hecho parece estribar -como en el caso de la zona de goethita frente a la de hematites en la mineralización tipo II- en que al disminuir el porcentaje medio de CaO, la dependencia del contenido en Fe frente a los demás elementos se hace más manifiesta.

Finalmente, con objeto también de comparar esta mineralización con la del tipo II, se han analizado los elementos traza en dos muestras. Los resultados muestran unos contenidos y distribución análogos a los existentes en aquella.

Tabla 25. Leyes medias de la mineralización.

( Nº de muestras analizadas : 260 )

Variable	Media	Desv. standard	Coef. de variación	Valor mínimo	Valor máximo
Fe	58,99	4,80	0,081	36,11	64,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	84,36	6,86	0,081	51,64	92,78
CaO	1,07	2,13	2,000	0,00	18,39
SiO <sub>2</sub>	4,90	3,33	0,679	0,16	20,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	1,11	0,759	0,19	6,14
MgO	0,25	0,18	0,734	0,08	1,78
MnO <sub>2</sub>	3,02	0,41	0,135	0,08	3,67
K <sub>2</sub> O	0,42	0,30	0,706	0,05	2,07
Na <sub>2</sub> O	0,051	0,027	0,517	0,010	0,190
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,031	0,037	1,198	0,00	0,204

Tabla 26 . Coeficientes de correlación lineal.

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00								
CaO	<u>0,69</u>	1,00							
SiO <sub>2</sub>	<u>0,77</u>	0,14	1,00						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,77</u>	0,18	<u>0,94</u>	1,00					
MgO	0,15	0,64	0,31	0,59	1,00				
MnO <sub>2</sub>	0,48	0,34	0,44	0,39	0,59	1,00			
K <sub>2</sub> O	<u>0,70</u>	0,19	<u>0,82</u>	<u>0,87</u>	0,50	0,31	1,00		
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,14	0,05	0,01	0,08	0,01	0,04	1,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,09	0,12	0,17	0,02	0,08	0,19	0,24	1,00

## EL DENOMINADO "RUBIAL".

La palabra "Rubial" es un término minero local utilizado para designar a un material conglomerático y/o brechoide, con cantos de naturaleza poligénica, localizado en la base de la Formación de materiales clásticos de relleno de la Depresión. Su distribución es muy irregular, controlada por el paleorelieve de los mármoles, y descansa indistintamente sobre estos o sobre las mineralizaciones de tipo II y/o III.

Está constituido por cantos de mineral de hierro - idénticos a los de la mineralización tipo III (zona de hematites) -, por cantos de mármoles y por cantos aluvionales (cuarcitas y micaesquistos). La forma de los cantos varía de redondeados a subangular y sus tamaños más frecuentes oscilan del orden milimétrico a varios centímetros. Todos ellos están cementados por una matriz carbonatado-arcilloso-ferruginosa. De acuerdo con el mayor o menor grado de cementación, la empresa explotadora diferencia dos tipos:

Rubial "Duro". - Constituido fundamentalmente por cantos de mármol y mineral de hierro muy bien cementado por una matriz carbonatada (foto 117 ).

Rubial "Blando". - Constituido por abundantes cantos aluvionales, de mármol y mineral mal cementado por una matriz esencialmente arcilloso-ferruginosa (foto 118 ).

Esta distinción tiene un cierto interés para la explotación del criadero, ya que el procedimiento a emplear en su extracción es bien distinto en cada caso. Así, mientras el rubial muy compacto es necesario dinamitarlo, el rubial poco compacto puede ser extraído por el mismo procedimiento que el aluvión.

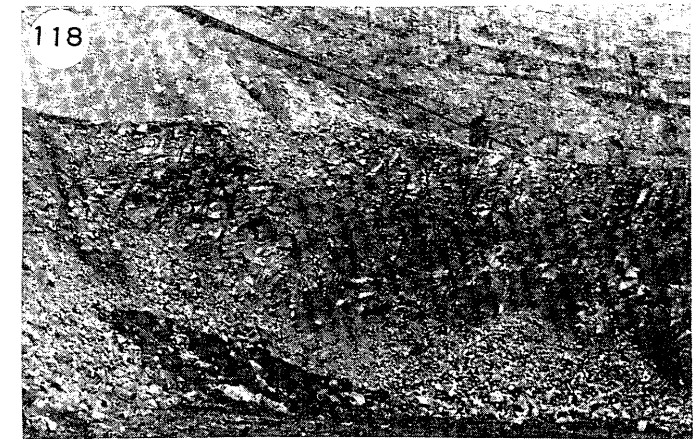
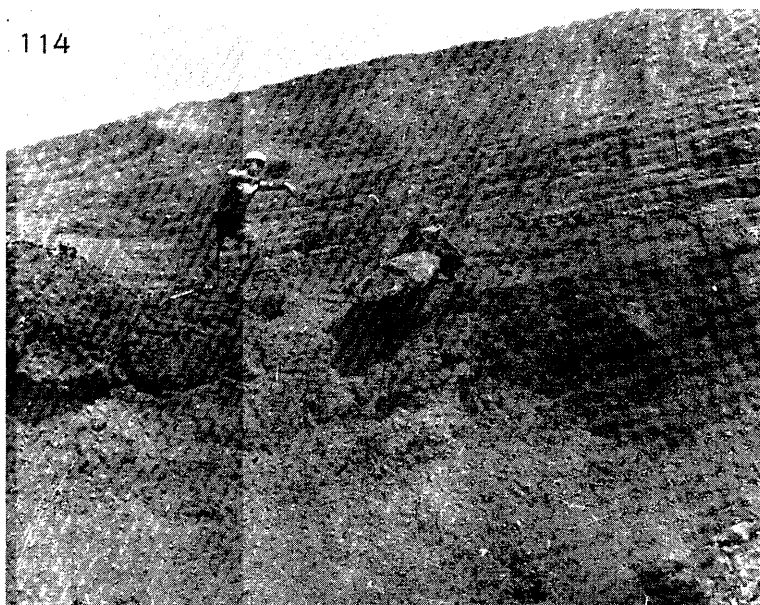
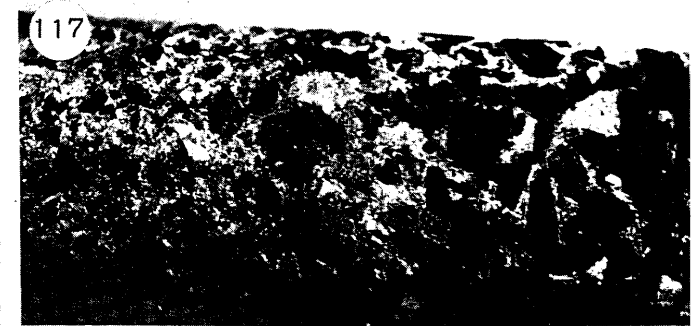
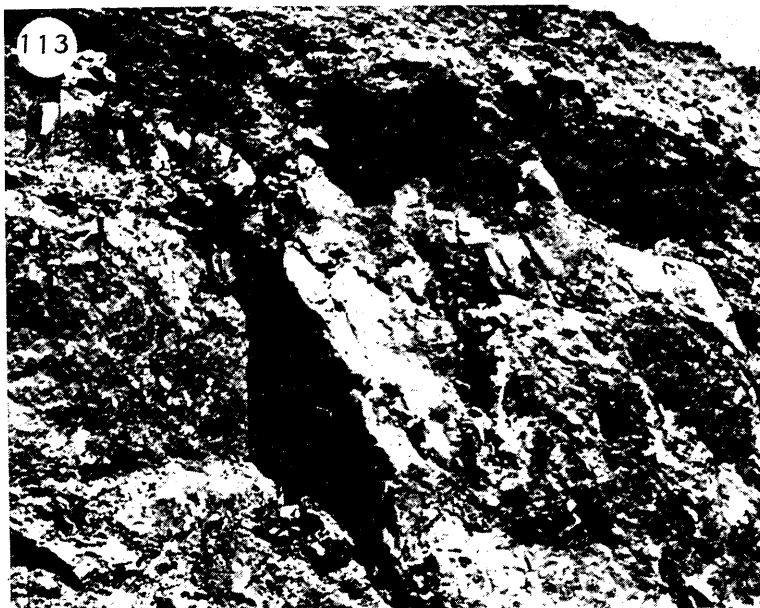
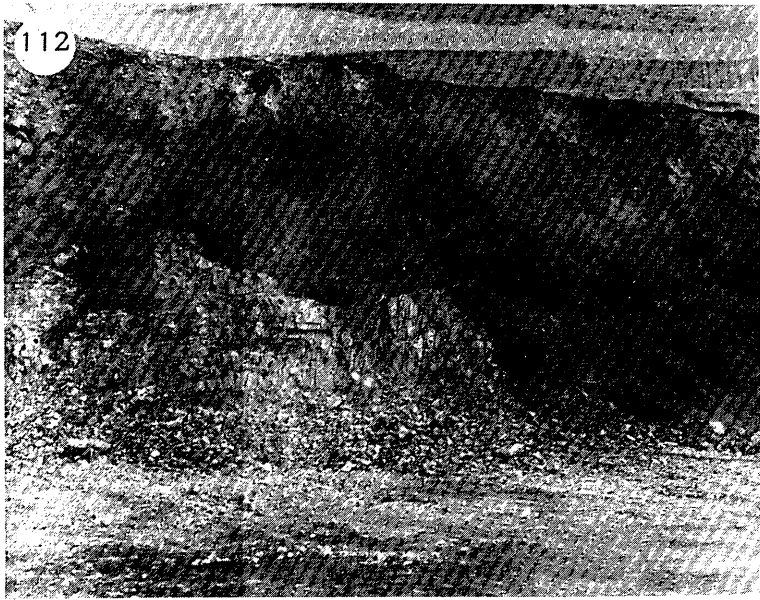


En muchos casos existe un tránsito gradual entre la mineralización detrítica muy pura del tipo II hasta el aluvión, denominándose rubial a la zona mixta intermedia y por lo tanto sin más límite entre ellas que el que conviene a la explotabilidad o no de estos tramos.

#### VII. 4. 1. 3. MINERALIZACION TIPO AL-IV.

Este tipo de mineralización, como el de tipo IV de Las Piletas, está muy escasamente desarrollada y por su poca entidad carece, por sí sola, de todo significado económico. Se trata de pequeños filoncillos - de espesores inferiores al decímetro - producto del relleno de diaclasas por carbonatos, óxidos e hidróxidos de Fe. La composición mineralógica de las menas, como en la mineralización tipo II, varía con la profundidad y está constituida por siderita en las zonas profundas y por óxidos en las superiores.

Los filones suelen ser muy verticales y con una continuidad de escasos metros (foto 118). En algunos casos, en la zona media y superior del criadero los óxidos de Fe se encuentran pseudomorfiando a cristales romboedricos idiomorfos de siderita, cristalizados con simetría centrípeta a partir de las paredes de las fracturas, mientras que en otras fracturas presentan aspecto pulverulento. Junto con los minerales de hierro se encuentran pequeños cristales de cuarzo y mica incolora diseminados.



### LAMINA XIX

Fotos 112 y 113. - Masas de mineralización (tipo AL-III) de aspecto detrítico, relleno de cavidades exocársticas de los mármoles de la Formación de Las Piletas.

Foto 114. -Aspecto detrítico-conglomerático de la mineralización tipo AL-III.

Foto 115. -Bloque de mármol, con cavidades de disolución, incluido en la mineralización.

Fotos 116 y 117. - Aspectos conglomerático y/o brechoide del "Rubial".

Foto 118. -Filoncillos de óxidos de hierro existentes en los mármoles.

## VII. 4. 2. MINERALIZACION EN RELACION CON MICAESQUISTOS.

### VII. 4. 2. 1. MINERALIZACION TIPO AL-V.

Este tipo de mineralización ha sido encontrada recientemente en uno de los sondeos profundos realizados (sondeo nº 2212). A esta mineralización la he llamado tipo AL-V ya que es correlacionable estratigráficamente con la así denominada en el yacimiento de Las Piletas, aunque presenta características mineralógicas diferentes a aquella.

Está constituida fundamentalmente por magnetita y pirita con gran predominio de la primera. El tramo mineralizado tiene un espesor aparente de 4-5 metros y se presenta intercalado entre los micaesquistos con intercalaciones de cuarcitas de la Formación de Las Piletas, a unos 10 metros por debajo del contacto de estas rocas con el paquete marmóreo superior (ver fig. 28 ).

Las características mineralógicas y petrológicas de las rocas encajantes (micaesquistos) son idénticas a las generales de estos materiales ya descritas en el capítulo VI .

El tramo mineralizado presenta una extraordinaria heterogeneidad tanto textural como mineralógica. En conjunto está constituido por tramos pelítico-cuarzosos (micaesquistos) con disseminaciones de magnetita y pirita, y por varios tramos, del orden centimétrico a decimétrico de espesor, con una extraordinaria concentración de magnetita y pirita asociadas con carbonatos y cuarzo (foto 113). A su vez, tanto unos tramos como otros muestran una fuerte heterogeneidad mineralógica y textural.

- Los niveles pelítico-cuarzosos están muy tectonizados. Presentan un tamaño de grano muy fino y un aspecto bandeado definido por la alternancia de lechos, con concentraciones mineralógicas diferenciales, dispuestos paralelamente a la foliación principal de la roca. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, biotita verde, magnetita, pirita, mica incolora, clorita, talco, plagioclasa (albita), turmalina, zircón y rutilo.

El cuarzo y los diferentes filosilicatos se suelen concentrar diferencialmente en lechos casi monominerálicos de 300 micras a 5-6 mm de espesor.

Las menas se concentran en los lechos más cuarzosos en donde se disponen, "a grosso modo", siguiendo la foliación principal de la roca (foto 120). Sus hábitos son variables desde xenomorfos a hipidiomorfos y muestran tamaños más frecuentes comprendidos entre 50 y 200  $\mu$ .

- La mineralización propiamente dicha se encuentra concentrada en pequeñas venas y fracturas de tamaños variables, desde el orden milimétrico a decimétrico de espesor, tanto concordantes como discordantes respecto a la foliación de la roca. En muchos casos sus paredes están delimitadas por pequeñas bandas de clorita. Su composición mineralógica es la siguiente: magnetita, pirita, ankerita, cuarzo, clorita, dolomita, calcopirita y talco.

Los cinco primeros minerales son mayoritarios aunque en proporciones muy variables de unos puntos a otros. Se encuentran en contacto mutuo y muestran una fuerte heterometría aunque en general con un fuerte grado de recristalización, superior al que muestran en los niveles pelítico-cuarzosos.

El estudio por difracción de rayos X de la clorita ha permitido calcular su composición aproximada y clasificarla como Ripidíolita de acuerdo con los diagramas de FOSTER (1962) y HEY (1954).

Los resultados de dicho estudio son los siguientes:

$d_{001}$ .....	14, 136 Å		
Al .....	1, 35	}	Al <sub>total</sub> .... 2, 74
Al .....	1, 39		
Fe <sub>oct.</sub> .....	0, 88	}	Fe <sub>total</sub> .... 1, 41
Fe <sub>bruc.</sub> .....	0, 53		
Mg .....	3, 20		
Si .....	2, 65		
Fe/ Fe Mg .....	0, 306		
G. asim. ....	0, 350		

- La dolomita se presenta exclusivamente como restos irregulares muy corroídos dentro de la ankerita (foto 121).

- El talco es un mineral muy minoritario y esporádico. Se encuentra como agregados de pequeñas fibras dispersos entre los carbonatos. Dada la asociación mineralógica, las pequeñas cantidades de talco podrían ser interpretadas como productos de parcial reacción entre dolomita y cuarzo.

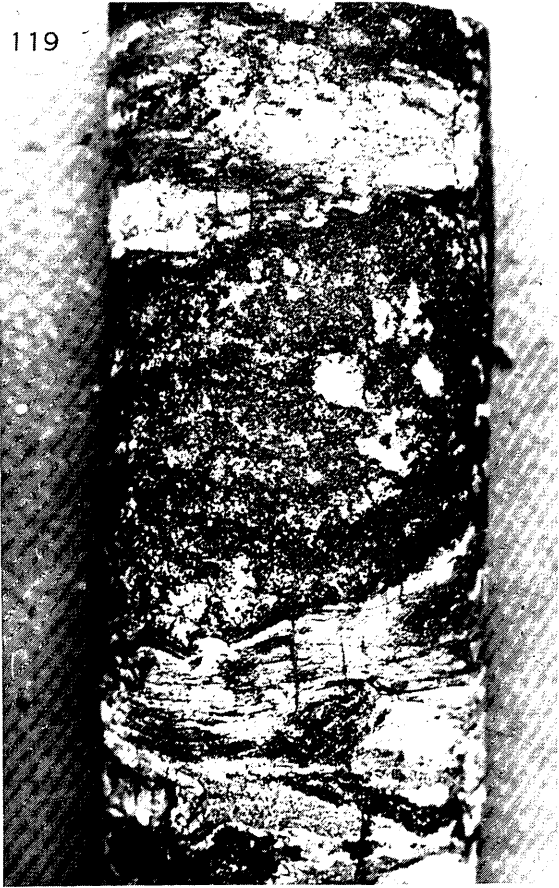
- La magnetita constituye entre el 40-60% de la mineralogía total. Se presenta en cristales hipidiomorfos a idiomorfos más o menos interconectados entre sí y con una fuerte heterometría (de 100 micras a 1 mm). En su interior engloba pequeños cristales de cuarzo, clorita y carbonatos. Algunos cristales están ligeramente martitizados en los bordes. (Fotos 122 y 123).

- La pirita representa alrededor de un 10%. Se encuentra tanto incluida dentro de la magnetita como en cristales independientes, con fuerte heterometría y hábitos que varían desde redondeados e hiedromorfos a otros muy irregulares. Estos últimos engloban numerosos cristales de los restantes minerales y penetran por espacios intergranulares poniendo de manifiesto un carácter residual.

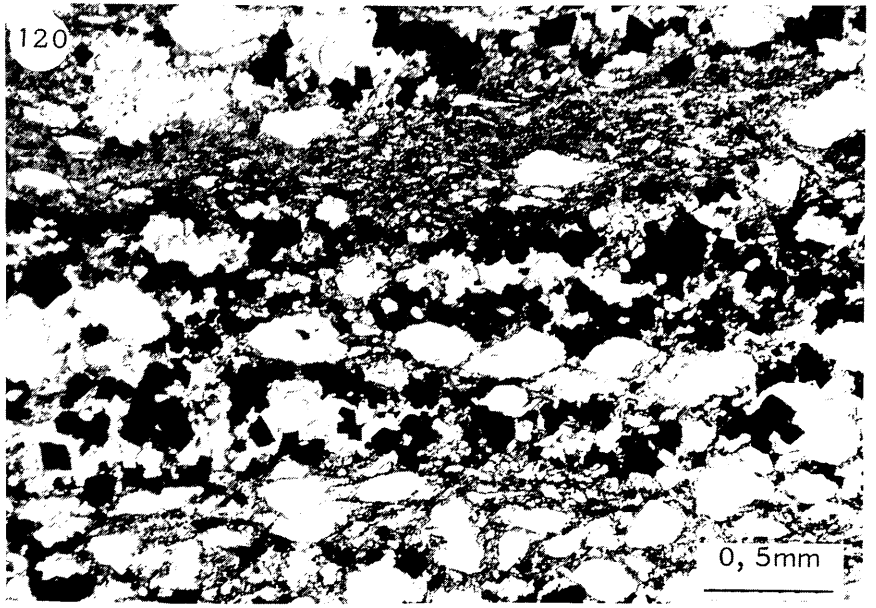
- La calcopirita es muy escasa. Se dispone en forma de pequeños cristales dispersos entre los carbonatos y/o el cuarzo.

De acuerdo con las relaciones texturales entre los minerales, el carácter marcadamente residual de parte de la pirita y el hecho de que la ankerita esté reemplazando a primitivos carbonatos de dolomita, parece deducirse que ha habido varias etapas de cristalización. En primer lugar se formarían magnetita, pirita, calcopirita, cuarzo, dolomita y clorita, produciéndose a continuación una cristalización tardía de pirita y el reemplazamiento de la dolomita por ankerita.

119



120



0, 5mm

122

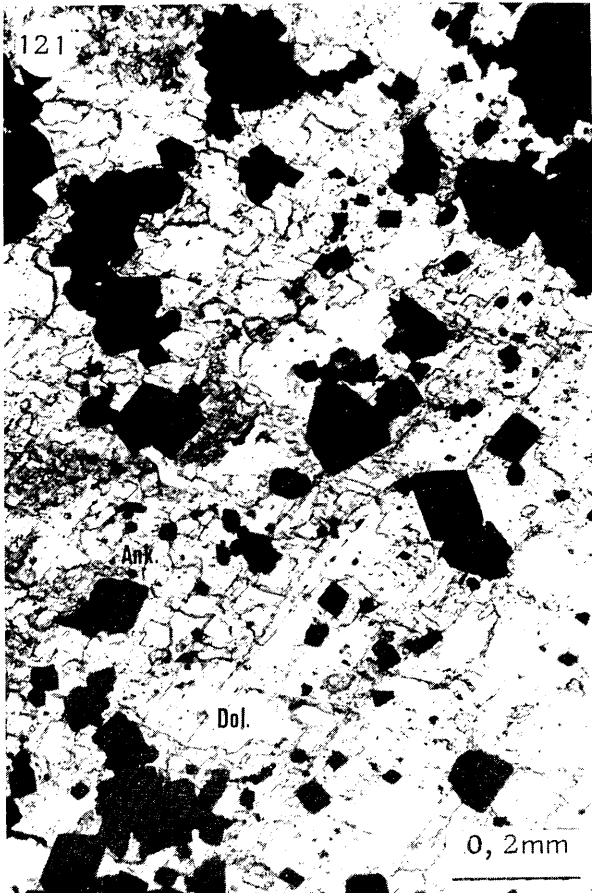


Py

Mgt

0, 3mm

121

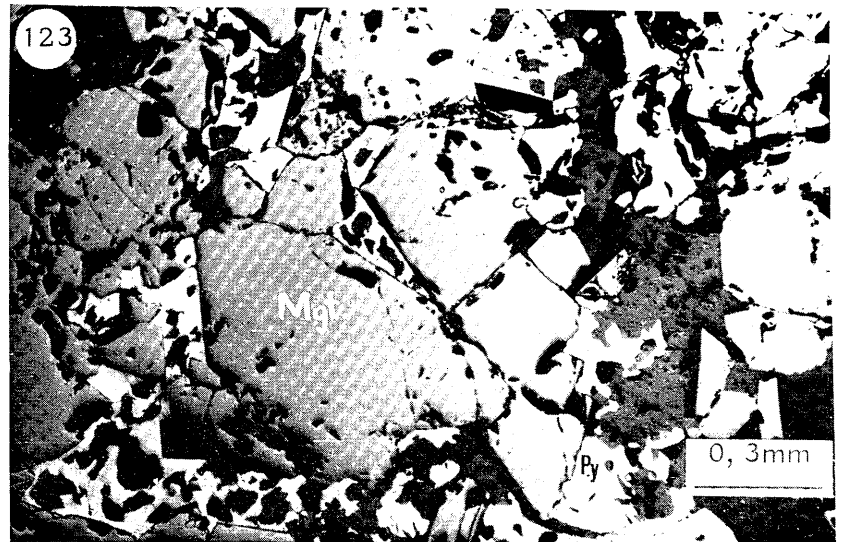


Ank

Dol

0, 2mm

123



Mgt

Py

0, 3mm



LAMINA XX

- Foto 119.- Mineralización de magnetita y pirita (tipo AL-V) intercalada entre micaesquistos de la Formación de Las Piletas.
- Foto 120.- Diseminación de magnetita y pirita en micaesquistos. L. T.
- Foto 121.- Asociación de magnetita y pirita con carbonatos (dolomita y ankerita). Dentro de los carbonatos se observa como la dolomita ( color más claro) está parcialmente reemplazada por la ankerita.L. T.
- Fotos 122 y 123.- Asociación de magnetita y pirita. En la foto 123 la pirita está cristalizada en los espacios intergranulares de la magnetita. L. R.

### 3ª PARTE

- Resumen y discusión de los principales resultados.
- Comparaciones con otros yacimientos.
- Consideraciones mineralogenéticas sobre las Formaciones sedimentarias de hierro.
- Hipótesis genética propuesta. Resumen de conclusiones generales.

## VIII. RESUMEN Y DISCUSION DE LOS PRINCIPALES RESULTADOS.

### VIII. 1. INTRODUCCION. COMPARACION DE LOS YACIMIENTOS DE ALQUIFE Y LAS PILETAS.

A continuación se efectúa, a partir de los datos expuestos en los capítulos precedentes, una comparación entre estos dos criaderos con objeto de establecer las correlaciones existentes entre ambos. Dicha comparación se realiza sobre los aspectos de rocas encajantes y mineralizaciones (fig. 46 ).

Por una parte, los contextos geológicos y las rocas encajantes de ambos yacimientos son idénticos. Los dos arman en los materiales de la Formación de Las Piletas pertenecientes a la cobertura Nevado-Filábride.

La principal y casi única diferencia estriba en el distinto desarrollo de las potencias actuales del paquete marmóreo de dicha Formación. Así, en Alquife los mármoles alcanzan una potencia máxima de 220-230 m, mientras que en Las Piletas en ningún caso sobrepasa los 40-50 m. Ahora bien, debido a la intensidad de las deformaciones metamórficas y tectónica de sobrecorrimientos sufrida por los materiales Nevado-Filábrides -con los consiguientes fenómenos de superposiciones, transposiciones y laminaciones- y debido a los procesos posteriores de erosión, es muy difícil intentar dilucidar en la actualidad sí, con independencia de estos hechos, existían o no diferencias originales de potencia entre materiales de las zonas de Alquife y de Las Piletas. Sin embargo, si se considera que no sólo existen diferencias de potencia respecto al conjunto del paquete marmóreo, sino que paralelamente a una mayor potencia de este existe también:

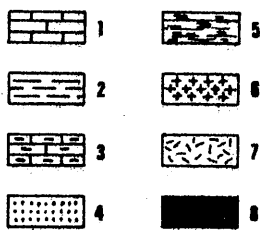
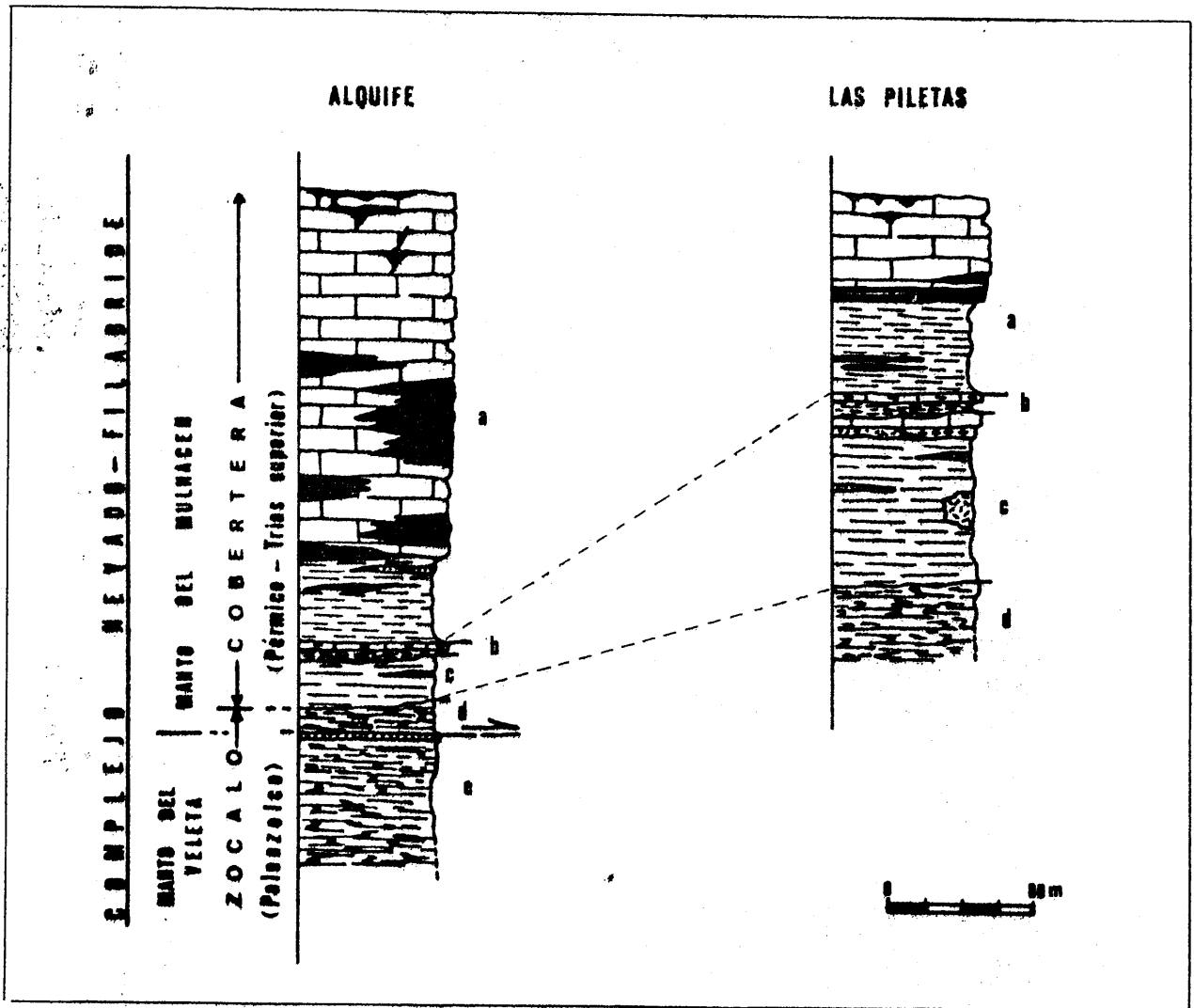
- 1) Un mayor desarrollo de mineralizaciones que, como se discutirá más adelante, son de origen sedimentario.
- 2) Una mayor potencia de las intercalaciones de mármoles dolomíticos.
- 3) Una mayor potencia de las intercalaciones pelíticas.

Todos estos hechos, considerados conjuntamente, parecen evidenciar que entre ambas zonas existió un diferente desarrollo original del paquete marmóreo de la Formación de Las Piletas.

Por otra parte, dichos criaderos pueden ser perfectamente correlacionados sobre la base de sus mineralizaciones. En cada uno de ellos existen diversos tipos, algunos de los cuales (tipos II, III y IV) presentan características morfológicas, texturales, mineralógicas y químicas análogas en ambos yacimientos. Otros tipos por el contrario, o bien están representados sólo en uno de los criaderos (tipo I), o bien muestran características mineralógicas y químicas diferentes (tipos V), diferencias todas ellas que, como se discutirá más adelante, pueden ser explicadas por las variaciones en las condiciones físico-químicas durante su depósito y durante los posteriores procesos que han podido sufrir.

En las tablas 27 y 28 se esquematizan las principales características de los tipos de mineralizaciones existentes en cada yacimiento. Así pues, se puede establecer que los yacimientos de Alquife y Las Piletas son perfectamente correlacionables, aunque no idénticos, lo que permite observar, desde una perspectiva de conjunto, la génesis y evolución de todas las mineralizaciones de este sector. De acuerdo con ello, se discuten a continuación los principales resultados obtenidos del estudio de cada uno de los tipos de mineralizaciones.

Fig.46 .- Correlaciones entre las zonas de Alquife y de Las Piletas.



- 1 Mármoles
- 2 Metapelitas (cobrtera)
- 3 Mármoles conglomeráticos
- 4 Cuarcitas
- 5 Metapelitas (zócalo)
- 6 Gneises
- 7 Metabasitas
- 8 Mineralizaciones de Fe

- a - F. de Las Piletas
- b - F. del Cerro de los Lobos
- c - F. de la Rambla del Agua
- d - F. del Raposo

UNIDAD DE CHARCHES

e - UNIDAD DE CERRO BERMUDEZ

Tabla. 27. - Resumen de las principales características de las mineralizaciones del "coto minero" de Las Piletas.

Tipo de mineralización.	Rocas encajantes.	Morfología	Relación con metamorf. alpino.	Mineralogía de las menas.			Características químicas.
				Asociación primaria.	Asociación metamórfica.	Asociación supergénica.	
Tipo PL-I	Mármoles (Fm. de Las Piletas).	Estratiforme	Afectada por todas las fases	Oxidos y oxihidróx. de Fe.	Hem. espec. Magnetita	"Limonita"	% Fe = 55-60 % Mn = 0-0, 2
Tipo PL-II		Masas estratiformes e irregulares	Afectada por todas las fases	Carbonatos de Fe. (Pirita)	Siderita (Pirita)	Hematites Goethita (Pirolusita) (Oxihidróx. mal crist.)	% Fe = 50-55 % Mn = 1-2
Tipo PL-III		Masas irregulares (relleno de cavidades cársticas)	No afectada	Oxidos y oxihidróx. de Fe. (Pirolusita)			% Fe variable. Masas ricas: % Fe = 50-60 % Mn = 1-2
Tipo PL-IV		Filones	No afectada	Carbonatos de Fe. Hematites Goethita (Pirolusita)		Hematites Goethita (Pirolusita) (Oxihidróx. mal crist.)	
Tipo PL-V	Micaesquistos (Fm. de Las Piletas).	Estratiforme	¿Afectada?	Carbonatos de Fe. (Pirita)	Siderita (Pirita)	Hematites Goethita (Pirolusita) (Oxihidróx. mal crist.)	% Fe = 50-55 % Mn = 1-2

Tabla. 28. - Resumen de las principales características de las mineralizaciones del yacimiento de Alquife.

Tipo de mineralización.	Rocas encajantes.	Morfología.	Relación con metamorf. alpino.	Asociación primaria.	Mineralogía de las menas.		Características químicas.
					Asociación metamórfica.	Asociación supergénica.	
Tipo AL-II	Mármoles (Fm. de Las Piletas)	Masas estratiformes e irregulares	Afectada por todas las fases	Carbonatos de Fe. (Pirita)	Siderita (Pirita)	Hematites Goethita (Pirolusita) (Oxihidróx. mal crist.)	Zona de siderita % Fe = 38-40 % Mn = 1-1,5  Zona de oxidación % Fe = 50-55 % Mn = 1,5-2
Tipo AL-III		Masas irregulares (relleno de cavidades cársticas).	No afectada	Oxidos y oxihidróx. de Fe. (Pirolusita)			% Fe variable  Masas ricas: % Fe = 55-60 % Mn = 1,5-2
Tipo AL-IV		Filones	No afectada	Carbonatos de Fe. Hematites Goethita (Pirolusita)		Hematites Goethita (Pirolusita) (Oxihidróx. mal crist.)	
Tipo AL-V	Micaesquistos (Fm. de Las Piletas).	Estratiforme (diseminada) Removilizada en venas y fracturas.	Afectada	Magnetita Pirita	Magnetita Pirita		

## VIII. 2. MINERALIZACION TIPO I (PL-I).

### VIII. 2. 1 SINTESIS SOBRE SUS PRINCIPALES CARACTERISTICAS, CONSIDERACIONES GENETICAS.

Este tipo de mineralización sólo está presente en el yacimiento de Las Piletas. Sus principales características son las siguientes:

- Se encuentra situada en el tránsito del paquete pelítico al carbonatado e interestratificada fundamentalmente con niveles carbonatados.

- El contacto inferior con los micaesquistos es muy neto,

- Morfológicamente presenta una perfecta congruencia con todas las estructuras de las rocas encajantes, tanto con las metamórficas ( $S_1$  y  $S_2$ ), como con las primitivas superficies de estratificación ( $S_0$ ) puestas de manifiesto por los cambios litológicos y de composición química (micaesquistos, calcoesquistos, mármoles). Esta congruencia es observable, así mismo, a todas las escalas desde macroscópica a microscópica.

- La mineralización presenta todas las fases de deformación y blastesis originadas durante el metamorfismo, definidas por la orientación preferencial de la hematites especular y por la de los minerales laminares asociados.

- Las masas están constituidas por hematites especular y magnetita con gran predominio de la primera. La magnetita se presenta concentrada en finos lechos, paralelos a la foliación principal, por lo que el conjunto se presenta en forma de un bandeado más o menos rítmico hematites-magnetita.

- Con independencia de las menas de Fe, los demás minerales accesorios existentes son idénticos a los de las rocas encajantes y están en proporciones similares.



- Químicamente, la mineralización sólo se diferencia de los mármoles, de forma significativa, en el contenido en Fe, Ca y Mg. Los demás elementos, mayoritarios, minoritarios y traza, se encuentran en ambas rocas en proporciones análogas. Por el contrario, frente a los micaesquistos infrayacentes existe una neta diferenciación en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ , elementos típicamente detríticos.

Teniendo en cuenta la morfología y la perfecta congruencia de la mineralización con todas las estructuras de las rocas encajantes, así como las analogías de tipo mineralógico y químico entre ambos tipos de rocas, se puede deducir que la formación de la mineralización debió ser contemporánea de la roca de caja y por tanto de origen singenético-sedimentario.

Su depósito tuvo lugar asociado a rocas carbonatadas con sólo ínfimas recurrencias de tipo pelítico (pequeñas intercalaciones de micacitas). Este hecho junto con la neta diferenciación mineralógica y química, respecto a la sedimentación de tipo detrítico representada por los micaesquistos y cuarcitas infrayacentes, parecen indicar un tipo de depósito fundamentalmente químico.

## VIII. 2. 2. MODIFICACIONES POSTERIORES.

Con relación a las menas de hierro se detectan las siguientes transformaciones mineralógicas:

Magnetita	—————>	Hematites
Magnetita	—————>	"Limonita"
Hematites	—————>	"Limonita"

La transformación de magnetita a hematites, como ya se puso de manifiesto en el capítulo VI, se produce sólo parcialmente y con intenu

alidad variable de unos niveles a otros. Se desarrolla al menos en dos etapas. La primera transformación se debió producir con anterioridad o durante la primera fase sincinemática metamórfica, ya que la hematites resultante de la oxidación de la magnetita se encuentra orientada según la esquistosidad  $S_2$  producida en dicha fase. La segunda transformación es claramente posterior a la etapa post  $S_2$ , ya que afecta a los porfidoblastos de magnetita desarrollados en dicha fase. La hematites en este caso se presenta bien con formas irregulares u orientada según los planos de exfoliación octaédrica (111).

Las transformaciones de magnetita y hematites a óxidos hidratados mal cristalizados (limonita) son debidas claramente a procesos tardíos de meteorización.

Los principales efectos del metamorfismo sobre las menas de hierro han sido una fuerte recrystalización e importantes cambios estructurales y texturales. Sin embargo, no hay más cambios mineralógicos que las parciales transformaciones magnetita-hematites ya comentadas.

### VIII. 2. 3. ORIGEN DE LA HEMATITES ESPECULAR Y DE LA MAGNETITA Y DE SU DISTRIBUCION EN LECHOS ALTERNANTES.

Las texturas que muestran ambos minerales. no cabe duda de que son el resultado de sucesivas etapas de recrystalización metamórfica. También parece indudable, de acuerdo con las texturas y con las asociaciones mineralógicas, que la recrystalización metamórfica de ambos minerales parece proceder de la transformación directa de otros óxidos de hierro previos y no de reacciones entre diferentes fases sólidas. Ahora bien, el principal problema a dilucidar estriba en determi

nar si la neta y regular disposición que presentan la magnetita y la hematites, - diferenciadas en lechos paralelos a la foliación principal de la roca y a las superficies  $S_1$  y/o  $S_0$  en aquellos puntos donde son visibles - , ha sido o no configurada durante el metamorfismo.

La hematites especular es un producto típico originado durante el metamorfismo regional de yacimientos de hierro a partir de óxidos férricos (STANTON, 1972; FRENCH, 1973; etc) por lo que su origen no presenta ningún tipo de problemas.

Por el contrario, el origen de la magnetita se presta a una mayor discusión, ya que es un mineral que se puede formar en condiciones muy diversas (detritico, diagénético, metamórfico). Así, el principal problema es saber si toda la magnetita es metamórfica, si el metamorfismo sólo ha producido la recristalización de una magnetita prevía, o hasta que punto su origen es mixto.

Al menos en la mineralización, de acuerdo con su distribución en lechos masivos alternantes con carbonatos o con hematites especular, y el que no existan asociados con ella otros minerales que pudieran ser considerados como detriticos, un primitivo origen detritico para la magnetita no parece probable.

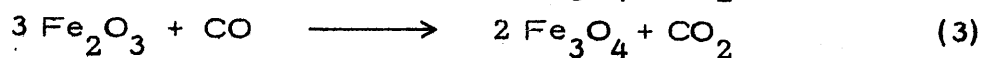
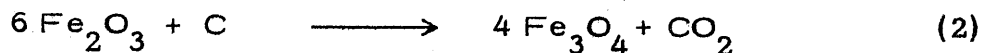
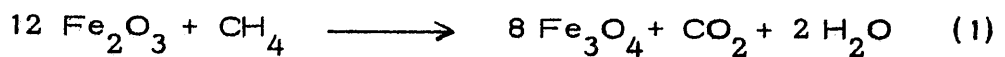
KLEIN & BRICKER (1977) consideran que la magnetita o un precursor hidratado puede ser una fase primaria en el sedimento.

Durante la diagénesis y el metamorfismo, la magnetita se puede formar por transformación directa de otras fases sólidas preexistentes, o por reacciones, entre diversas fases, que dependen de la composición química de la roca y de las condiciones termodinámicas. Incluida la

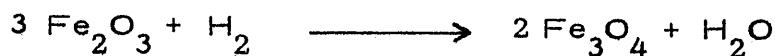
fugacidad de uno o más componentes volátiles. En ambos casos la presencia de materia orgánica desempeña un importante papel como agente reductor. Así, KLEIN (1973); FRENCH (1973) y FLORAN & PAPIKE (1977), entre otros, especifican un gran número de reacciones que conducen a la formación de magnetita y que abarcan ambientes que van desde la diagénesis hasta el metamorfismo de alto grado. Por otra parte, dado que no existe un límite mineralógico neto entre las asociaciones minerales diagenéticas y de metamorfismo de grado bajo (DIMROTH & CHAUVEL, 1973), un mineral simple podrá formarse en ambos ambientes.

Por lo que se refiere a las condiciones fisico-químicas que favorecen la formación de la magnetita a partir de la hematites se puede establecer lo siguiente:

A temperaturas por debajo de 500°C, el CH<sub>4</sub> es, probablemente, el principal agente reductor de acuerdo con la reacción (1) (EUGSTER, 1972). A más altas temperaturas, los principales agentes reductores son CO y C, pudiendo producirse reducciones de hematites a magnetita según las reacciones (2) y (3).



En ausencia de materia orgánica, durante el metamorfismo, también se puede producir reducción de hematites a magnetita debido a las pequeñas cantidades de H<sub>2</sub> existentes en la fase fluida, de acuerdo con la reacción:



De acuerdo con todas estas posibilidades, sobre los posibles mecanismos de formación de magnetita, es comprensible la frecuente polémica existente sobre el origen de este mineral en los yacimientos de Fe sedimentarios afectados posteriormente por metamorfismo (LABERGE, 1964; FRENCH, 1973). Así mismo, a pesar de que mediante el estudio de las asociaciones mineralógicas y relaciones texturales se puede dilucidar en parte este problema, no obstante, este sigue existiendo en lo referente a la importancia relativa de la composición mineralógica original frente a las transformaciones mineralógicas sufridas con posterioridad a la formación del depósito.

Con independencia de los problemas antes comentados, sobre la existencia de alternancias de lechos de hematites y lechos de magnetita cabe destacar las siguientes consideraciones:

- En la mayor parte de las formaciones sedimentarias de Fe descritas en la literatura y que han sido afectadas sólo localmente por metamorfismo, la configuración de las alternancias hematites-magnetita existe ya durante la diagénesis.

- A pesar de que durante el metamorfismo, la difusión de  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  y  $\text{H}_2$  es el medio más efectivo para obliterar los gradientes de  $f\text{O}_2$ , no obstante, la capacidad tampón de la asociación mineralógica hm-mgt es tan alta que en las rocas se pueden preservar fuertes gradientes de  $f\text{O}_2$  incluso a pequeñas distancias (CHINNER, 1960).

- La preservación de fuertes gradientes de  $f\text{O}_2$  durante el metamorfismo de las formaciones sedimentarias de hierro es un hecho muy generalizado a escala mundial, lo que evidencia que la  $f\text{O}_2$  ha estado determinada por la composición original del sedimento y no por la historia metamórfica (STANTON, 1972). En estos casos, la movilidad del  $\text{O}_2$ , durante el metamorfismo, a través de lechos diferentes, ha sido muy pequeña y en cualquier caso muy inferior a la capacidad tampón de la asociación hm-mgt.

Cifñéndonos a la mineralización que nos ocupa, de acuerdo con las estructuras y texturas de las menas y las asociaciones mineralógicas, y teniendo en cuenta las consideraciones efectuadas con anterioridad sobre el origen de la magnetita, hay que considerar como muy probable que con anterioridad al metamorfismo existiera ya una diferenciación de lechos de hematites y magnetita según las superficies  $S_0$ . En mi opinión, los lechos de magnetita podrían haberse originado por reducción de hematites motivada por la presencia en ellos de materia orgánica. Así, a partir de óxidos y/o oxihidróxidos de Fe con pequeñas cantidades de materia orgánica, durante la diagénesis se daría lugar a la actual composición y distribución mineralógica. En cualquier caso, durante la diagénesis y el metamorfismo, la  $fO_2$  ha estado fundamentalmente controlada por la composición del sedimento original como lo demuestra la disposición de las alternancias de hmy mgt.

#### VIII. 2. 4. ORIGEN DE LOS INTERCRECIMIENTOS DE OXIDOS DE Fe y Ti.

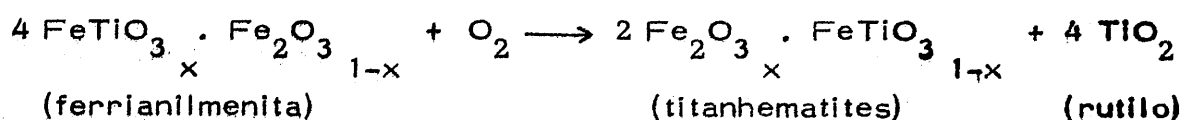
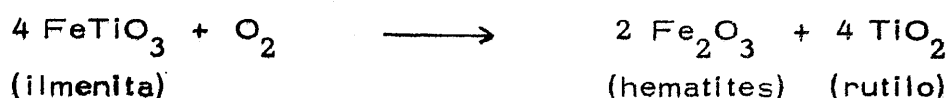
Como ya se indicó en el capítulo VI, los intercrecimientos de titanhematites-rutilo y de titanhematites-ferrianilmenita solo están presentes en los niveles pelíticos ( micacitas ) intercalados en la mineralización y en algunos niveles de los micaesquistos infrayacentes.

Dichos intercrecimientos son unos de los productos típicos de los diferentes estados de oxidación tanto de ilmenitas como de titanomagnetitas (WESTRA, 1970; HAGGERTY, 1971 y RUMBLE III, 1976). Esta ambigüedad puede resolverse teniendo en cuenta la composición química global de ambas fases mineralógicas, ya que, si bien la composición de cada fase depende del estado de oxidación, la composición global debe ser reflejo de la original.

En el caso estudiado, dada la ínfima proporción de  $TiO_2$  que

contienen las magnetitas de estas rocas ( 0,2%), un origen de los intercrecimientos a partir de titanomagnetitas puede ser descartado.

De acuerdo con los estudios realizados por diversos autores sobre la evolución de los óxidos de Fe y Ti en rocas metamórficas, recopilados por RUMBLE III (1976), los intercrecimientos encontrados en los niveles pelíticos pueden ser explicados como diferentes estadios dentro de esta evolución. Resultarían de procesos de oxidación - reducción en el sistema  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$  con una relación de Fe/Ti aproximadamente constante, de acuerdo con las reacciones:



La existencia de unas fases u otras, o sus proporciones, dependen de la composición química original, de la fugacidad del oxígeno y de la temperatura, y son prácticamente independientes de la presión total.

El hecho de que los intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti estudiados se localicen en niveles de tipo fundamentalmente pelítico intercalados en el tramo mineralizado-carbonatado y en los micaesquistos de la base, y el que estén ausentes en la mineralización y en los mármoles, implica la existencia de una correlación positiva entre los contenidos en Ti de las menas y los de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{SiO}_2$  en las muestras. Este hecho parece indicar, pues, un origen detrítico para los minerales de Fe y Ti que han dado lugar a los intercrecimientos durante el metamorfismo,

Así pues, dentro del tramo mineralizado se pueden diferenciar dos patrones de sedimentación: una sedimentación de tipo fundamentalmente químico, constituida por óxidos de Fe asociados a sedimentos carbonatados, y unas pequeñas recurrencias de sedimentación detrítica constituida por óxidos de Fe y Ti asociados a sedimentos pelíticos.

### VIII. 3. MINERALIZACIONES TIPO II ( PL-II y AL-II ).

#### VIII. 3. 1. SINTESIS DE SUS PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS, CONSIDERACIONES GENÉTICAS.

Este tipo de mineralizaciones está escasamente representado en el yacimiento de Las Piletas, mientras que en el criadero de Alquife alcanza un extraordinario desarrollo.

De acuerdo con la naturaleza fundamental de las menas, existe una zonación mineralógica relacionada con la profundidad. De arriba a abajo se establecen tres zonas sucesivas: zona de hematites, zona de goethita y zona de siderita. El desarrollo relativo de cada una de estas zonas es muy diverso según las áreas. En Alquife las tres están bien representadas mientras que en Las Piletas solo existen las zonas de óxidos y sin una diferenciación espacial bien definida.

El detallado estudio textural y mineralógico de las tres zonas mineralógicas permite hacer las siguientes consideraciones de interés:

- La zona profunda de siderita está constituida por mármoles sideríticos cipolíticos bastante puros.



- Las zonas de hematites y de goethita sólo se diferencian entre sí, en esencia, en el estado de hidratación de los óxidos de Fe, siendo análogas sus demás características texturales, mineralógicas y químicas.

- El estudio textural de las zonas de óxidos de Fe pone de manifiesto que estas proceden, con toda seguridad, de la transformación de carbonatos de Fe y pequeñas cantidades de pirita, por procesos de oxidación en la zona de meteorización.

- En el tránsito de la zona de siderita a la de óxidos de Fe son perfectamente visibles todos los pasos intermedios de la transformación de los carbonatos de Fe y de pirita a óxidos y oxihidróxidos, con la paralela formación de pirolusita.

- Con independencia de la naturaleza de los minerales de Fe, la zona de siderita y las de hematites y goethita presentan una gran similitud en cuanto a composición y proporción de minerales accesorios, y en cuanto a composición química de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. Las casi únicas diferencias estriban en una mayor reestructuración textural de los minerales insolubles (mica y cuarzo) en la zona de oxidación y en la aparición de pirolusita. Las diferencias en los contenidos en CaO y MgO, como ya se comentó en el capítulo VII, son debidas, en esencia, al diverso desarrollo de procesos tardíos de dolomitización y calcitización y en especial a este último.

De acuerdo con las características anteriormente resumidas y estudiadas con detalle en los capítulos mineralógicos y químicos de esta mineralización, parece deducirse que esta, con anterioridad a esta zonación mineralógica, estuvo constituida de forma más o menos homogénea por mármoles sideríticos, en la actualidad sólo representados en las zonas profundas del yacimiento de Alquife.

Las actuales leyes medias en Fe y Mn y las análogas proporciones Fe/Mn de cada una de estas zonas mineralógicas están en perfecto acuerdo con la transformación de la siderita a óxidos de Fe y con que esta se ha producido prácticamente in situ.

Aunque la descripción detallada de estas transformaciones serán comentadas más adelante, conviene adelantar que se han producido, sin duda, con posterioridad a los procesos metamórficos y por procesos supergénicos.

En síntesis, a partir de los mármoles sideríticos, en el conjunto de la mineralización se han establecido los siguientes procesos fundamentales:

a) Formación de mármoles sideríticos. - Con una fuerte recrystalización postcinemática que borra en gran parte la orientación preferencial de los carbonatos y reestructura parcialmente la orientación de los minerales laminares. Esta fuerte recrystalización postcinemática está también generalizada, en mayor o menor grado, en los mármoles calizos y dolomíticos y es perfectamente congruente con el hecho de que el clímax térmico del metamorfismo se ha producido en la fase post  $S_2$ .

b) Cristalización de carbonatos en fracturas y cavidades. - En las zonas masivas de mineralización cristaliza fundamentalmente siderita espática muy pura, a veces con estructuras zonadas. En las zonas próximas a las rocas encajantes se desarrollan procesos de sideritización, dolomitización y calcitización. Localmente, se producen carbonatos zonados de la serie  $CO_3Fe-CO_3Mg-CO_3Ca$ .

c) Oxidación de los carbonatos de Fe a óxidos y oxihidróxidos. - Durante este proceso también tiene lugar la oxidación paralela de la pirita disseminada en los mármoles sideríticos y la formación de pirolusita a partir del Mn contenido en la siderita. La oxidación está desarrollada en la mayor parte de la mineralización, preservándose sólo las zonas más

profundas.

d) Procesos tardíos de calcitización. - Con posterioridad y/o durante la oxidación de la siderita, se produce una calcitización que se desarrolla sobre todo en las partes media y superior del yacimiento. La calcita rellena fracturas y cavidades y reemplaza a la dolomita (desdolomitización) así como parcialmente a algunos cristales de cuarzo y plagioclasas.

e) Impregnación y reemplazamiento de rocas encajantes. - Así mismo, coetáneo con los procesos de oxidación y calcitización y con posterioridad a ellos, se produce una impregnación y reemplazamiento parcial de los mármoles calizos y/o dolomíticos por óxidos de Fe. Este proceso está especialmente desarrollado en los contactos mineral-roca encajante.

#### Origen de la primitiva mineralización de carbonatos de hierro.

De acuerdo con lo expuesto anteriormente, en la actualidad esta mineralización tipo II es el resultado final de una serie de procesos de transformación y removilización de mármoles sideríticos. Su primitivo origen es por tanto anterior al metamorfismo.

Para intentar dilucidar su posible origen primario, a continuación se consideran y discuten los siguientes aspectos: a) Morfología y texturas de la mineralización, b) Comparación textural, mineralógica y química con las rocas encajantes y c) Relación de esta mineralización con la del tipo I claramente sedimentaria.

a) La morfología actual de las masas de mineralización, como tal, no puede ser considerada como un reflejo directo de su formación inicial, ya que a esta se le han superpuesto, al menos claramente, diversas modificaciones originadas durante y con posterioridad al metamorfismo. Estas modificaciones son tanto de tipo tectónico como debidas a los procesos de impregnación y reemplazamiento supergénico ya comentados.

A pesar de ello, si se prescinde de los contactos tectónicos definidos por fallas y diaclasas, producidos con posterioridad a la mineralización, se observa que los contactos mineralización-roca encajantes son, por lo general, muy netos y que los límites de las masas de mineralización presentan de unos puntos a otros variables grados de congruencia con respecto a las estructuras desarrolladas durante el metamorfismo. Así, mientras en unas zonas las masas de mineral muestran un desarrollo planar con una congruencia muy buena respecto a las estructuras, en otros muchos casos presentan formas irregulares incongruentes con ellas.

Las estructuras de las rocas encajantes son idénticas a las de la mineralización y están en perfecta armonía a un lado y otro de los contactos, aún cuando estos sean incongruentes con dichas estructuras,

En muchos puntos de las actuales masas de mármoles sideríticos se conservan estructuras bandeadas rítmicas (ver pág.152) que son típicas de primitivos sedimentos laminados de algas y que se desarrollan frecuentemente en el margen interno de medios "lagoons" (en la zona intramareal).

Esta consideración paleogeográfica, que como se verá más adelante es congruente con el posible ambiente de depósito de las rocas encajantes, está también en perfecto acuerdo con los medios de for-

mación de la siderita, la cual requiere unas condiciones físico-químicas muy restringidas en términos de Eh-pH, con valores de Eh y  $pS^{=}$  muy bajos (BERNER, 1971). Estas condiciones, que no se dan en cuencas marinas abiertas, sí se pueden dar en cuencas más o menos restringidas, tanto continentales como marinas, tales como lagos, zonas pantanosas y medios "lagoons" (KRUMBEIN y GARRELS, 1952; JAMES, 1954; BORCHERT, 1960; NICOLINI, 1970; BERNER, 1971, etc). Así, en general, en sedimentos marinos carbonatados un aumento en el contenido en Fe es considerado como una transición de condiciones marinas a medios tipo "lagoon" (ZDENEK KUKAL, 1971).

Las estructuras rítmicas tales como las que presentan estos mármoles sideríticos son típicas de sedimentos calizos. Cuando se encuentran en rocas de facies diferentes han sido interpretadas generalmente como productos de reemplazamiento producidos durante la diagénesis temprana. Así son interpretados, entre otros, por DIMROTH (1979) en formaciones de hierro, por DELGADO (1978) y por MARTIN (1978 y 1980) en dolomías y fluoritas.

b) La mineralización y las rocas encajantes carbonatadas (mármoles calizos y dolomíticos), con independencia de la naturaleza de los carbonatos que las componen, presentan unos minerales accesorios (cuarzo, mica incolora...) idénticos y con una distribución y proporciones similares.

Químicamente, a excepción de los contenidos en Fe, Mn, Ca y Mg, elementos constituyentes de los diferentes carbonatos, los demás elementos ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$  y P) están en proporciones similares en la mineralización y rocas encajantes. Así mismo, su comportamiento geoquímico y correlaciones entre elementos son análogas. Incluso a nivel de elementos traza, excepto el Ba, elemento ligado a la mineraliza-

ción, los restantes (Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Pb y Ti) no muestran diferencia cualitativas entre la mineralización y rocas de caja aunque están diferentemente concentrados de acuerdo con la naturaleza de las rocas,

El contenido en Ba de este tipo (II) de mineralización parece ser muy significativo, ya que es el único elemento traza que presenta valores muy distintos a los encontrados en la mineralización tipo I de Las Piletas y en las rocas encajantes. En efecto, comparando estos tres tipos de rocas se aprecia que el Ba, junto con el Mn, están concentrados en la mineralización de carbonatos de Fe. La asociación y relación directa del Ba y el Mn es mencionada con relativa frecuencia en distintos yacimientos ( ZANTOP, 1978; CALLENDER et al, 1972 ; MOHR & ALLEN, 1965 ). Dicha afinidad entre ambos elementos, que frecuentemente se muestra en la naturaleza en la formación de compuestos mineralógicos mixtos como la psilomelana y hollandita entre otros, está estrechamente relacionada con el gran poder de absorción del Ba que muestran los coloides de Mn. Según datos experimentales de PUTCHEL (1967), recogidos por WEDEPOHL (1974), los coloides de Mn pueden absorber Ba en una proporción de hasta el 20% en peso de su contenido en Mn. Así mismo, PEREL'MAN (1977) señala que los hidróxidos de Mn pueden absorber hasta un 10% de Ba .

c) Este tipo de mineralización es estratigráficamente correlacionable con la mineralización del tipo I, de carácter sedimentario, existente en Las Piletas. Así, en la base de los mármoles de la Formación de Las Piletas, se pasa lateralmente de la mineralización tipo I en Las Piletas ( facies de óxidos) a la mineralización tipo II en Alquífe ( facies de carbonatos). Incluso, puntualmente, en Las Piletas esta mineralización de tipo II se superpone a la del tipo I. Estas zonaciones de tipo mineralógico y químico serán expuestas con detalle en el capítulo final de hipótesis genética.

De acuerdo con todos los datos y consideraciones comentadas anteriormente y que se pueden sintetizar en:

- 1.- Variable grado de congruencia morfológica entre mineralización y rocas de caja.
- 2.- Presencia, dentro de la mineralización, de texturas de sedimentos laminados de algas, generalmente interpretadas como debidas a procesos de reemplazamiento durante la diagénesis temprana.
- 3.- Evolución paralela de las mineralizaciones y rocas encajantes durante el metamorfismo.
- 4.- Analogías mineralógicas y químicas entre mineralización y rocas encajantes.
- 5.- Correlación estratigráfica entre este tipo de mineralización y la del tipo I presente en Las Piletas.

parece deducirse como muy probable un primitivo origen sedimentario y/o diagenético precoz para este tipo de mineralización, aun a pesar de las incongruencias morfológicas comentadas. Si bien no existen datos concluyentes que puedan dilucidar hasta qué punto la sedimentación o la diagénesis tuvo mayor importancia en la formación de la siderita como tal, en cualquier caso, de lo que no parece existir duda es de que la mineralización debió ser contemporánea o penecontemporánea con la formación de las rocas encajantes. Desde este punto de vista, las actuales incongruencias morfológicas pueden ser explicadas como debidas a modificaciones sufridas tanto durante la diagénesis como en el metamorfismo. A este respecto conviene señalar que en los carbonatos las modificaciones producidas durante la diagénesis pueden alcanzar una gran importancia debido, fundamentalmente, a las migraciones de Mg, Ca, Fe y CO<sub>2</sub> (AMSTUTZ y BUBENICEK, 1967). En mi opinión, estas incongruencias, al menos en su mayor parte, se debieron producir durante la diagénesis al tiempo de los reemplazamientos por siderita de los sedimentos calizos laminados de algas.

### VIII. 3. 2. MODIFICACIONES POSTERIORES.

#### VIII. 3. 2. 1. DIAGENETICAS.

Dado que la mineralización ha sufrido los efectos del metamorfismo, es muy difícil dilucidar hasta que punto han debido de influir las modificaciones producidas durante la diagénesis. No obstante, se pueden hacer algunas consideraciones. Así, si se tienen en cuenta las texturas de alternancias rítmicas de lechos claros y oscuros presentes en los mármoles sideríticos, texturas que son típicas de sedimentos calizos laminados de algas, y de acuerdo con las consideraciones ya efectuadas, la primera transformación diagenética de la que se puede hablar es el reemplazamiento del carbonato cálcico por carbonato de Fe durante la diagénesis temprana. Ello conlleva, además, una importante reestructuración morfológica lo que condicionará en parte las incongruencias morfológicas de los contactos mineralización rocas encajantes.

#### VIII. 3. 2. 2. METAMORFICAS.

Durante el metamorfismo alpino se produce una fuerte recristalización de los minerales. No se observan, sin embargo, reacciones que afecten a los minerales de hierro.

De la asociación mineralógica metamórfica, merece una especial consideración la estabilidad de la pareja siderita-cuarzo, ya que persiste a pesar de las condiciones termodinámicas alcanzadas durante el metamorfismo ( ver cap. IV). Debido a que la estabilidad de esta pareja de minerales ha sido objeto de frecuente discusión entre diversos autores conviene hacer aquí algunas consideraciones al respecto.



FRENCH (1971), sobre la base de datos experimentales, establece las relaciones de estabilidad de la siderita en el sistema Fe-C-O, en una atmósfera de  $\text{CO}_2 + \text{CO}$ , entre 500 y 2000 bares de presión, en función de la temperatura,  $P_F (P_{\text{O}_2} + P_{\text{CO}_2})$  y de  $f\text{O}_2$ . Dicho autor llega a la conclusión de que en tales condiciones el límite superior de estabilidad de la siderita pura es de  $455 - 465^\circ \text{C}$ . No obstante, añade que en sideritas naturales estas temperaturas de descomposición podrán ser inferiores por la presencia de otros volátiles en la fase gaseosa, o superiores por la sustitución del Fe por Mn, Mg o Ca.

Para FROST (1978) los datos obtenidos por FRENCH (*op. cit.*) deben de ser erróneos, ya que implican que la siderita se descompone a unas temperaturas inferiores a las indicadas por muchas asociaciones naturales.

Si bien las conclusiones de FRENCH (1971) parecen ser perfectamente válidas para delimitar la estabilidad de la siderita en condiciones termodinámicas en donde la  $P_{\text{CO}_2}$  no presente valores muy altos (por ejemplo en sideritas filonianas), la extrapolación de estas conclusiones a ambientes metamórficos no parece ser correcta, ya que no es congruente con las asociaciones encontradas en muchos yacimientos metamorfizados incluso bajo condiciones termodinámicas de alto grado de metamorfismo.

Así, en condiciones de metamorfismo, frecuentemente, los carbonatos de Fe reaccionan con el cuarzo dando lugar a diferentes silicatos de Fe dependiendo de las condiciones termodinámicas entre las que se incluyen la fugacidad de uno o más volátiles ( $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ) (KLEIN, 1966 y 1973; FRENCH, 1973, KRANCK, 1961, BONNICHSEN, 1975; FLORAN & PAPIKE, 1977; etc.). De entre todas las reacciones, especial interés tiene la aparición de grunerita ya que define una isograda - " isograda de la grunerita " - que delimita el inicio del metamorfismo de grado medio (FRENCH y FLORAN & PAPIKE, *op. cit.*).

No obstante, en muchas formaciones de Fe metamorizadas, la asociación siderita-cuarzo es estable incluso en condiciones de medio y alto grado de metamorfismo (zonas de distena y sillimanita) si el potencial químico del  $\text{CO}_2$  durante el metamorfismo permanece suficientemente alto para inhibir la descomposición de los carbonatos (KLEIN, 1973).

En el caso que nos ocupa, la persistencia estable de la asociación siderita-cuarzo implicaría, por tanto, un alto potencial del  $\text{CO}_2$  durante el metamorfismo. Este hecho está, así mismo, de acuerdo con la paralela persistencia de la asociación dolomita-cuarzo en las rocas encajantes.

#### VIII. 3. 2. 3. MODIFICACIONES POSTMETAMORFICAS.

De acuerdo con los estudios realizados en los capítulos VI y VII, estas modificaciones son:

- 1- Removilización en fracturas.
- 2- Transformaciones mineralógicas supergénicas.
- 3- Impregnación y reemplazamiento supergénico de rocas encajantes.

##### 1.- Removilización en fracturas.

Dichas removilizaciones, que se han producido a favor de fracturas distensivas, adquieren relativamente poca importancia respecto al total del yacimiento. Las menas están constituidas por carbonatos de Fe y esporádicamente por carbonatos zonados de la serie  $\text{CO}_3\text{Ca}-\text{CO}_3\text{Mg}-\text{CO}_3\text{Fe}$ .

## 2. - Transformaciones mineralógicas supergénicas.

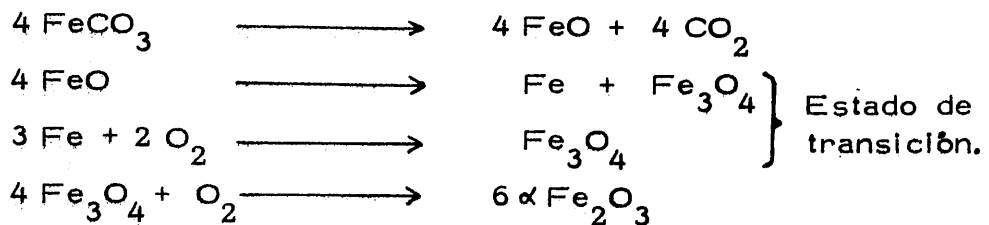
Si bien la mineralización con anterioridad y durante el metamorfismo estuvo constituida por carbonatos de Fe (siderita), con pequeñas cantidades de pirita, en la actualidad presenta una zonación mineralógica en profundidad: (zona de siderita, zona de goethita y zona de hematites), caracterizada cada una de ellas por la mena predominante. Esta zonación actual es debida a diferentes transformaciones mineralógicas de los carbonatos y sulfuros de Fe en la zona de oxidación, condicionadas a su vez por diferencias en los medios en que se ha producido la meteorización. La preservación generalizada de las texturas primitivas de los minerales reemplazados, en la mayor parte de la mineralización, indica que las transformaciones han sido prácticamente in situ y sin importantes procesos de disolución y transporte.

### Desarrollo de las transformaciones:

La inestabilidad de la siderita en condiciones atmosféricas ha sido demostrada por diferentes líneas de evidencia: a) Cálculos termodinámicos, b) Conversión a óxidos e hidróxidos de Fe a partir de siderita expuesta a la atmósfera o a la acción de aguas subterráneas próximas a la superficie y c) Datos experimentales de oxidación de siderita a temperatura ambiente (FRENCH, 1971).

- En medio acuoso, por acción de aguas meteóricas oxidantes, la siderita se transforma fundamentalmente a goethita e hidróxidos de Fe mal cristalizados (RAMDHOR, 1969). Por el contrario, según SEGUIN (1966), en medio seco el producto sólido final es siempre hematites. De acuerdo con las experiencias realizadas por este último autor, efectuadas entre márgenes de temperaturas de 25 a 300<sup>o</sup>C, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- a) La disociación y oxidación de la siderita, en medio seco, da siempre como resultado final  $\alpha$   $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .
- b) El grado de disociación y oxidación depende, por orden de importancia, del tamaño de grano y de la temperatura y es prácticamente independiente de la concentración inicial de materia.
- c) La transformación de siderita a hematites es una reacción consecutiva y se realiza pasando por productos intermedios inestables, de la siguiente forma:



- d) En el margen considerado de temperaturas, el grado de oxidación es mucho más rápido que el de disociación por lo que, una vez disociada, la siderita se oxida con rapidez.

- La pirita por su parte presenta unas transformaciones algo más complejas si bien como productos finales da lugar también a óxidos e hidróxidos de Fe.

En general, en los yacimientos estudiados, la transformación de ambos minerales (siderita y pirita) se produce pseudomórficamente, conservándose, con mayor o menor perfección, los principales rasgos texturales de los minerales reemplazados.

Como ya se discutió en el capítulo de mineralogía, la transformación de siderita se inicia por los espacios intergranulares y a favor de los planos de exfoliación romboédrica, debido a lo cual el agregado microcristalino de óxidos y oxihidróxidos de Fe mimetiza las tex-

turas granoblásticas y poligonales, así como las trazas de exfoliación de los carbonatos, dando como resultado final un entramado romboédrico poligonal (ver fotos 46 47 y 91). Este proceso de oxidación comporta una reducción significativa de volumen por lo que se crean, numerosos poros y huecos irregulares en donde suelen precipitar óxidos y oxihidróxidos con formas botroidales. La mejor o peor preservación de las texturas primitivas dependerá del grado de removilización del Fe por las aguas meteóricas. Si esta removilización es importante se desarrollan fundamentalmente formas botroidales y masas de aspecto terroso, detectándose difícilmente las texturas originales. Paralelamente a la oxidación del  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$  se produce la del  $Mn^{2+}$ , contenido en la siderita, a  $Mn^{4+}$  que precipita dando lugar a la formación de pirolusita dispersa entre la trama de óxidos y oxihidróxidos de Fe. Si las aguas meteóricas son muy activas, dado que el  $Mn^{2+}$  es más resistente a la oxidación que el  $Fe^{2+}$ , se puede producir una movilización diferencial de ambos elementos aumentando la relación Mn/Fe, dándose concentraciones secundarias de Mn como las comentadas ya en el capítulo de mineralogía.

Los cristales de pirita dispersos entre la siderita, debido a que el reemplazamiento por óxidos y oxihidróxidos de Fe se efectúa a partir de los bordes, se presentan como bellos pseudomorfos con una estructura interna zonada, concéntrica, definida por finas bandas paralelas a los límites de los cristales (ver foto 96).

En el límite inferior de la zona de oxidación, en muestras de siderita sólo parcialmente reemplazada, se observa que este mineral se reemplaza antes que la pirita y con mayor facilidad. Este hecho parece estar favorecido, al menos en parte, por la mayor superficie de exposición que presenta la siderita a las soluciones meteorizantes, debido a los espacios intergranulares y el gran desarrollo de su exfoliación romboédrica, mientras que la pirita está mucho más protegida intergranularmente.

Régimen y zonas hidrogeológicas como condicionantes de la zonación mineralógica producida durante la oxidación:

El desarrollo de las tres zonas mineralógicas definidas por la naturaleza de las menas de Fe: zona de siderita, zona de goethita y zona de hematites, parece estar estrechamente relacionado con el régimen hidrogeológico.

En macizos calcáreos, CVIJIC (1918) distingue tres zonas hidrogeológicas cuyas características condicionan el desarrollo de la morfología cárstica y la naturaleza de la posible sedimentación intracárstica. Este autor distingue tres zonas principales en profundidad (ver fig. 47 ) que de arriba a abajo son:

- a) Zona superior seca o de percolación. Las aguas meteóricas percolan verticalmente a través de fisuras y cavidades a las que van ensanchando.
- b) Zona intermedia o de circulación permanente. Las aguas circulan fundamentalmente en sentido horizontal.
- c) Zona inferior, o de inhibición general, saturada de agua. El agua está estancada o con poca circulación.

Sobre este esquema de zonación propuesto por CVIJIC (op. cit.) diversos autores han presentado algunas modificaciones.

Así, SOKOLOV (1965) considera la existencia de cuatro zonas diferentes:

- a) Zona de aireación en la que se pueden encontrar aguas cársticas colgadas.

- b) Zona de fluctuación estacional.
- c) Zona de saturación completa.
- d) Zona de circulación profunda cuyas características están mal conocidas.

MANGIN (1975) introduce, además, el término "acuífero epí-cárstico" para denominar a pequeños acuíferos colgantes existentes en las zonas superficiales.

También, las características físico-químicas de las soluciones meteóricas presentan variaciones de una zona a otras (ver tabla 28). Así, el agua de lluvia presenta un carácter marcadamente ácido y oxidante debido al  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$  disueltos en su seno. A medida que estas aguas se ponen en contacto con las rocas van modificando sus condiciones físico-químicas de acuerdo con la naturaleza de dichas rocas. En líneas generales, por tanto, en los macizos calizos a medida que se pasa a zonas más profundas, por la disolución de los carbonatos, las aguas se irán haciendo más neutras y con valores de Eh más bajos.

De acuerdo con estas características, en los yacimientos estudiados se puede establecer un perfecto paralelismo y congruencia entre la zonación mineralógica, zonación hidrogeológica y características físico-químicas de las soluciones (tabla 29). Lógicamente, esta situación se corresponde con el régimen hidrogeológico anterior al relleno de la Depresión por los materiales cuaternarios los cuales provocaron, sin duda, un aumento del nivel freático.

Fig. 47. - Sección simplificada de un sistema cárstico maduro.  
(Según CVIJIC, 1918, en BERNARD, 1971).

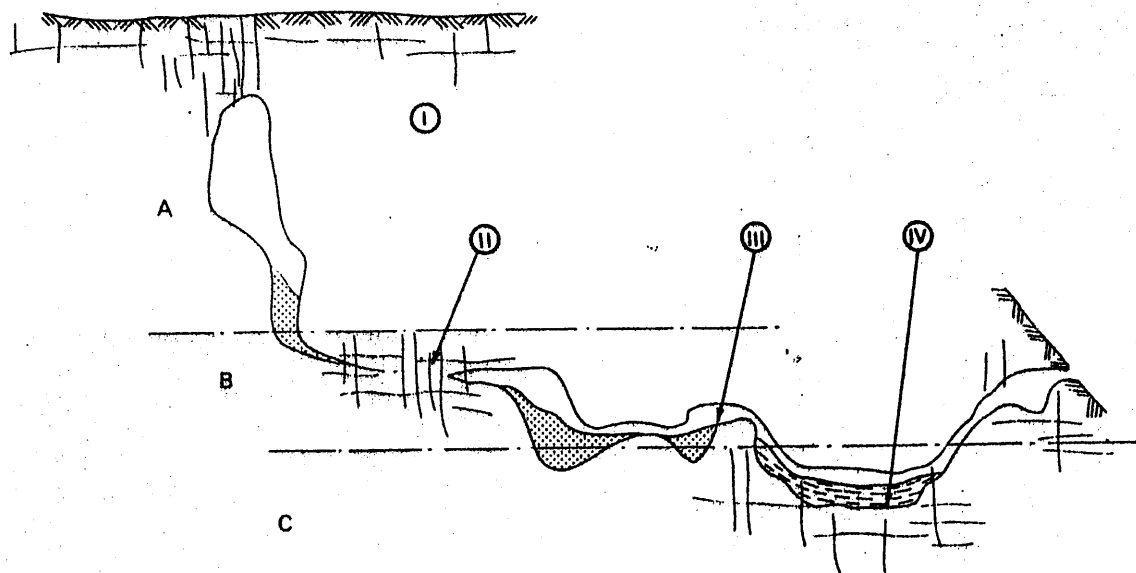


Tabla. 28. - Composición media de aguas cársticas,  
(Según BERNARD, 1971).

	I	II	III	IV
Ca <sup>++</sup>	80	110	92	70
Mg <sup>++</sup>	3.0	26	37	25
Na <sup>+</sup>	4.5	71	5.9	415
Cl <sup>-</sup>	5.0	164	1.8	583
SO <sub>4</sub> <sup>=</sup>	4.1	46	214	79
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	120	168	207	170
r <sub>s</sub>	256	587	587	1342
r <sub>Mg<sup>2+</sup>/rCa<sup>2+</sup></sub>	0.027	0.40	0.4	0.60
r <sub>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>/rCl<sup>-</sup></sub>	0.71	0.21	59	0.10
pH	7	7.5	7.5	8
μ	0.005	0.01	0.01	0.026



Tabla. 29.- Correspondencia entre zonación mineralógica debida a procesos de meteorización y zonación hidrogeológica en macizos calcareos carstificados.

De acuerdo con los comentarios y discusiones efectuadas en el texto y con los esquemas de las figs. 32 y 47 se pueden establecer las siguientes correspondencias:

<u>ZONACION HIDROGEOLOGICA</u>	<u>ZONACION MINERALOGICA</u>	Zona de oxidación Mineral. primaria
Zona seca de percolación de CVIJIC (1918) o zona de aireación de SOKOLOV (1965 ).	Zona de Hematites (Zona III )	
Zona de acuíferos epicársticos de MANGIN (1975)	Masas de Goethita intercaladas en la zona de Hematites.	
Zona de circulación permanente de CJIVIC (1918) o zona de fluctuación de SOKOLOV (1965)	Zona de Goethita.(Zona II)	
Zona de imbibición general de CJIVIC (1918) o zona de saturación completa de SOKOLOV (1965)	Zona de siderita (Zona I).	

Profundidad.



De acuerdo con los diferentes tipos de transformaciones que hemos citado anteriormente en medios secos y/o acuosos, se producirían los siguientes hechos:

- En la zona profunda del yacimiento, correspondiente por tanto a la zona hidrodinámica de saturación completa o de inhibición general, las aguas tendrían un Eh bajo preservándose pues estables la siderita y pirita.

- En la zona intermedia, o zona de circulación permanente, las aguas meteóricas provocarían la transformación mineralógica de siderita y pirita a goethita como especie mineralógica predominante.

- La zona superior correspondería a la zona hidrodinámica seca de percolación o de aireación y en ella la principal transformación mineralógica se efectúa a hematites fundamentalmente.

- Finalmente, en los acuíferos epicársticos existentes en la zona superior también se produciría una transformación a goethita.

El nivel superior o techo actual de los mármoles sideríticos, existentes en profundidad, podría reflejar la cota primitiva de la tabla freática permanente, a partir de la cual se desarrollan las transformaciones mineralógicas. Esta iría aumentando progresivamente hasta alcanzar el nivel actual una vez colmatada la Depresión por los materiales cuaternarios aluvionales.

En el yacimiento de Las Piletas, en situación topográfica similar al de Alquife, pero al S de Sierra de Baza, no se produce una zonación mineralógica neta durante la transformación de los mármoles sideríticos ya que, debido a la escasa potencia de los mármoles y la mineralización, no existe tampoco neta diferenciación en zonas hidrogeológicas en la vertical.

La disposición de las zonas mineralógicas y el hecho de que sus límites reflejan, "a grosso modo", la topografía actual del contacto entre los mármoles y los esquistos, parece indicar que la oxidación se ha producido cuando las rocas estaban en una posición parecida a la actual.

El importante desarrollo de la zona de oxidación, que afecta a la casi totalidad de la mineralización, está perfectamente justificado si se tiene en cuenta la posición geográfica y topográfica de los dos yacimientos estudiados. Ambos están muy próximos a las faldas de Sierra Nevada (Alquife) y Sierra de Baza (Piletas), y por tanto es muy importante la cantidad de agua que reciben, bien directamente como producto de lluvia, o procedente del deshielo (muy importante en el caso de Alquife). A título de ejemplo baste con decir que en la actualidad, a pesar de que gran parte del agua proveniente de Sierra Nevada está encauzada en varias ramblas, en las explotaciones de Alquife se extraen 500 litros por segundo manteniéndose estable el nivel freático.

Si bien a escala general las profundidades normales de las zonas de oxidación oscilan entre pocos metros y algunas decenas de metros, no obstante, dependiendo del tiempo, factores climáticos, del relieve, naturaleza y estructuras de las rocas, en algunos casos se desarrollan profundidades muy considerables. Así, los climas cálidos y húmedos, topografías maduras, porosidad, fallas, diaclasas y esquistosidades, son factores que favorecen la oxidación.

BATEMAN (1957) menciona algunos yacimientos donde las profundidades de la zona de oxidación superan los 600 m: KENNECOTT (Alaska); TINTIC (Utah) y minas de cobre de Rhodesia del Norte. En la mina Lonely (Rhodesia del Sur) la profundidad llega a 900 m.

Dado que las transformaciones mineralógicas se han realizado prácticamente in situ, sin apenas transporte en solución, no existe por tanto una zona de enriquecimiento supergénico netamente diferenciada. Por otra parte, dada la composición mineralógica y química de la mineralización primitiva (mármoles sideríticos con pequeñísimas cantidades de pirita), en donde además del Fe sólo existen cantidades significativas de Mn, los efectos del enriquecimiento supergénico sólo son detectables por concentraciones de óxidos de manganeso repartidas esporádicamente, sobre todo, en la zona media del yacimiento.

### 3. - Impregnación y reemplazamiento de las rocas encajantes.

Estos procesos, desarrollados fundamentalmente en los contactos mineralización-roca encajante, han estado, sin duda, producidos por la acción de las aguas meteóricas cargadas de Fe producto de la oxidación de los carbonatos y que, al circular por las rocas de caja, han dado lugar al mayor o menor desarrollo de impregnación intergranular y parcial reemplazamiento de la calcita por óxidos y oxihidróxidos de Fe.

### VIII. 4. MINERALIZACIONES TIPO III (PL-III y AL-III).

En el yacimiento de Alquife alcanza una gran importancia, aunque muy desigual de unas zonas a otras. Por el contrario, en Las Piletas es muy escasa y esporádica. Así pues, existe un acusado paralelismo entre el desarrollo de este tipo de mineralización y las del tipo II en las distintas áreas. Sus principales características son:

- Se encuentra rellenando formas cársticas desarrolladas fundamentalmente en la parte superior del paquete de mármoles (formas exo-y endocársticas con predominio de las primeras).

- Su distribución espacial se circunscribe al área en donde se encuentran las mineralizaciones tipo II.

- La mineralización presenta un marcado carácter detrítico, con aspecto conglomerático y/o pulverulento. Si bien no existe ninguna clasificación granulométrica significativa dentro de las masas, a medida que la profundidad es mayor disminuye el tamaño medio de los cantos, siendo más pulverulento.

- La composición mineralógica es idéntica a la de la zona superior de la mineralización tipo II (zona de hematites). La composición química media de ambas mineralizaciones es también similar, si bien esta presenta un aumento en las leyes en Fe y Mn y una disminución en el contenido en CaO. No obstante la proporción Fe/Mn es idéntica en los dos casos.

- La textura interna de los cantos de mineralización muestra también un carácter pseudomorfico de carbonatos de Fe.

A partir de estos datos se deduce que esta mineralización procede sin duda de la erosión de la parte superior de la mineralización tipo II, favorecida por la oxidación de esta última. Así, a medida que se produce la oxidación de la mineralización tipo II y las aguas meteóricas carstifican a los mármoles, tiene lugar la erosión de la parte superior de esta mineralización rellenándose las cavidades formadas. La falta de una buena clasificación granulométrica, la heterometría y heterogeneidad de las formas de los cantos, y el que estos rellenos se circunscriben al área donde existe la mineralización tipo II, demuestra que el transporte ha sido muy escaso.

Hacia la parte superior de esta mineralización, junto con los cantos de mineral se mezclan cantos aluvionales de micaesquistos y cuarcitas procedentes de la erosión de los relieves de Sierra Nevada dando lugar al material denominado "RUBIAL". Finalmente, esta continua erosión produce la colmatación de la Depresión, fosiliza el criade-

ro y por tanto finaliza prácticamente la evolución de las mineralizaciones.

El hecho de que, a excepción de la parte superior, esta mineralización presente unas leyes de Fe y Mn algo superior a la del tipo II de la que proceden y una ley en CaO inferior, parece ser congruente con su formación, ya que, por una parte, por su posición en la zona superior del criadero los procesos de calcitización tardía están menos desarrollados que en las zonas inferiores y, por otro lado, durante la oxidación y erosión de la mineralización tipo II parte del calcio sería fácilmente lavado por las aguas meteóricas.

Paralelamente a la formación de esta mineralización cársica, en Las Piletas se forma, excepcionalmente y con un desarrollo inferior, una mineralización análoga pero con cantos procedentes de la mineralización tipo I constituida por hematites especular y magnetita.

#### VIII. 5. MINERALIZACIONES TIPO IV (PL-IV y AL-IV).

Su desarrollo tanto en Alquife como en Las Piletas es insignificante. Así mismo, su origen parece fuera de toda duda a raíz de los diferentes procesos mineralogénicos expuestos con anterioridad.

Se trata de una mineralización muy pura de óxidos y oxihidróxidos de Fe con esporádicos pseudomorfos de siderita y que rellena diaclasas existentes en los mármoles calizos y dolomíticos. Sus analogías mineralógicas y químicas con la del tipo II pone de manifiesto que se ha producido por removilización de esta y al menos en parte con anterioridad a los procesos de meteorización, por lo que su evolución mineralógica es idéntica a la del tipo II. En las zonas media y superior

del criadero se observan otros rellenos de diaclasas por óxidos e hidróxidos con aspecto pulverulento y que son sin duda rellenos supergénicos más tardíos, posiblemente coetáneos con la oxidación de la siderita.

#### VIII. 6. MINERALIZACIONES TIPO V (PL-V y AL-V).

Este tipo de mineralización enclavada entre micaesquistos está presente tanto en el yacimiento de Las Piletas como en el de Alquife, si bien muestra características diferentes en cada uno de ellos.

##### 1) Mineralizaciones de Las Piletas.

En Las Piletas la mineralización está constituida por varios niveles discontinuos de óxidos de Fe (hasta tres) intercalados entre micaesquistos muy tectonizados.

Como ya se pone de manifiesto en el capítulo VI, texturalmente, se han distinguido dos tipos de mineralizaciones: una de aspecto terroso-pulverulento, constituida por goethita y oxihidróxidos de Fe que impregnan a niveles de micaesquistos milonitizados, y otras zonas de mineralización masiva brechificada, en donde los óxidos de Fe (hematites y goethita) presentan texturas pseudomorficas de carbonatos y sulfuros de Fe, con características típicas de reemplazamientos supergénicos de zonas de oxidación.

El hecho de que no queden restos de la mineralización no transformada dificulta grandemente la interpretación de esta mineralización si se la considera aisladamente de las demás existentes en el área. Así, en teoría, las características texturales, mineralógicas y químicas serían compatibles con diferentes orígenes.

Ahora bien, si todas las características de esta mineralización son estudiadas dentro del conjunto de las mineralizaciones existentes en la zona se observan los siguientes hechos significativos:

- La morfología estratiforme de los niveles de mineralización no es determinativa por sí sólo de una génesis sedimentaria, ya que como en el caso de algunos de los filones de siderita y sulfuros esparcidos por Sierra Nevada estos son, a veces, congruentes con la superficies de la esquistosidad más patente que son sensiblemente paralelas a las superficies  $S_0$ .

- La composición mineralógica actual (hematites, goethita, pirolusita) y las texturas pseudomórficas de siderita y pirita que presenta (ver fotos 61 y 62) son idénticas a las que muestra la mineralización tipo II en la zona de oxidación, a excepción de los trozos de micaesquistos incluidos en la mineralización debido a la tectonización sufrida.

- Químicamente, las leyes en Fe y Mn, así como las proporciones de los restantes elementos, incluso a nivel de trazas, son similares en ambas mineralizaciones.

Estos dos últimos aspectos diferencian claramente a esta mineralización de las de carácter filoniano de Sierra Nevada en donde las paragénesis minerales son mucho más complejas e incluyen abundantes sulfuros y sulfatos de cobre.

Si se tienen en cuenta las perfectas analogías texturales, mineralógicas y químicas entre esta mineralización y la del tipo II enclavada a un nivel superior dentro de la misma serie, parece lógico deducir un mismo origen para ambas y, por tanto, considerar también a este tipo originariamente de carácter sedimentario. Su evolución durante el metamorfismo y con posterioridad (procesos de meteorización y transformaciones supergénicas) es también análoga en ambas mineralizaciones.



Desde este punto de vista, el hecho de que los contactos de los niveles de mineralización y los micaesquistos presenten un mayor grado de tectonización que el resto de los micaesquistos en los que encajan y con abundantes superficies de fricción, puede ser explicado sobre la base de la fuerte diferencia de competencia entre niveles pelíticos y carbonatados, sirviendo estos contactos de niveles de despegue.

Así mismo, durante la oxidación supergénica de los primitivos carbonatos y sulfuros de Fe (siderita y pirita) se produciría la impregnación de los micaesquistos milonitizados por óxidos y oxihidróxidos de Fe, dando así las actuales diferencias texturales de niveles masivos y niveles de impregnación.

## 2) Mineralizaciones de Alquife.

En este yacimiento, la mineralización entre micaesquistos se presenta, bien como diseminación de magnetita y pirita dentro de determinados niveles de los micaesquistos, o bien concentrada en fracturas en cuyo caso va asociada con dolomita y ankerita, cuarzo, clorita y pequeñas cantidades de talco y calcopirita.

En mi opinión, y a pesar de que sólo ha sido localizada en uno de los sondeos realizados, esta mineralización tendría un primitivo origen sedimentario (mineralización diseminada en los esquistos) y ha sido posteriormente removilizada en fracturas. El hecho de que los minerales que rellenan estas fracturas no presentan ninguna orientación preferencial, indica que esta removilización ha debido suceder en una etapa distensiva subsecuente a los principales acontecimientos metamórficos de carácter cinemático.

La cristalización de la asociación mineralógica parece haberse producido en dos etapas: una primera paragénesis compuesta por magnetita, pirita, calcopirita, dolomita, clorita y cuarzo, y una paragénesis posterior constituida por una generación tardía de pirita y reemplazamiento de la dolomita por ankerita.

Respecto a las temperaturas de formación de la paragénesis tardía, producto de removilización en fracturas, los datos mineralógicos ofrecen poca precisión al respecto. No obstante, el hecho de que cristalice en fracturas de carácter distensivo implicaría presiones parciales de  $\text{CO}_2$  relativamente bajas y, por otro lado, el que persistan estables las asociaciones dolomita-cuarzo y ankerita-cuarzo -aunque puntualmente existan reacciones entre la dolomita y el cuarzo produciendo talco-, parecen poder delimitar como muy probables unos márgenes máximos de temperatura comprendidos entre 400 y 450° C., de acuerdo con los campos de estabilidad de la asociación dolomita-cuarzo a presiones totales y a  $P_{\text{CO}_2}$  relativamente bajas (WINKLER, 1976).

## IX. COMPARACIONES CON OTROS YACIMIENTOS.

Dado que son numerosísimos los yacimientos de hierro españoles, y sobre todo en el SE de la península, con los cuales se podrían realizar determinadas comparaciones, ha sido imprescindible hacer una selección muy rigurosa. Esta selección se ha hecho de acuerdo con los datos bibliográficos existentes, así como, en algunos casos determinados, a partir de las observaciones directas realizadas por el autor. Aún a sabiendas del riesgo que conlleva una selección de este tipo, ya que sin duda siempre se pueden cometer omisiones más o menos importantes, he elegido una serie de yacimientos representativos de diferentes dominios geológicos, restringidos todos ellos a zonas afectadas por la orogénia alpina y que se encuentran en contextos geológicos similares a los de los criaderos de Alquife y Las Piletas y/o que arman en rocas de edad o naturaleza similar a las de estos últimos.

### IX. 1. YACIMIENTOS DE LA ZONA BÉTICA S. STR.

De todos los yacimientos de hierro de esta zona, los más importantes y de mayor interés para las comparaciones pretendidas, sin duda, son los de carácter estratiforme y/o en masas irregulares enclavados en las secuencias de cobertura de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride.

- En el Complejo Nevado-Filábride, además de los yacimientos objeto de este trabajo, son numerosos los afloramientos dispersos sobre todo en el ámbito de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, entre los que cabe destacar, entre otros, los de Beires (fig. 48 ), Serón y Lubrín. En estos yacimientos las mineralizaciones están enclavadas en las Formaciones superiores de la cobertura - estructuralmente equiva-

lentes a la Formación de Las Piletas de GOMEZ-PUGNAIRE (1979) o a la Unidad de Las Sabinas de PUGA (1971) - (ver tabla 2 ). Se sitúan tanto en el tránsito de rocas pelíticas a carbonatadas como asociadas con estas últimas. Por comparación con los materiales Alpujárrides, la edad de las rocas encajantes carbonatadas parece ser atribuible al Triás medio y superior. Las menas están constituidas fundamentalmente por hematites y goethita con menores cantidades de siderita. Estos yacimientos, como los de Alquife y Las Piletas, han sido clásicamente considerados como criaderos de sustitución de rocas carbonatadas debido a la acción de soluciones hidrotermales y han sido clasificados como del tipo Bilbao.




- En el Complejo Alpujárride merecen ser destacados, entre otros, los del Conjuro, Soportujar y SW de Sierra de Baza. Las mineralizaciones de Fe, constituidas fundamentalmente por hematites y goethita, con abundantes pseudomorfos de siderita, se sitúan bien en el tránsito de las filitas permowerfenenses a las calizas y dolomias del Triás medio, o bien enclavadas en las rocas carbonatadas. Como los anteriores, estos yacimientos han sido también considerados clásicamente como de sustitución, encuadrados dentro del tipo Bilbao. Más recientemente, FONT BOTE (1968 inédito) les atribuye un origen vulcano-sedimentario.

- Otros yacimientos de Fe en la zona Bética con ciertas similitudes con estos criaderos existen en Cabezo Gordo (Cartagena) y Sierras de: Alhamilla, Cabrera, De Almagro, De Enmedio, Almenara, Las Moreras y Carrascoy, en las provincias de Almería y Murcia.

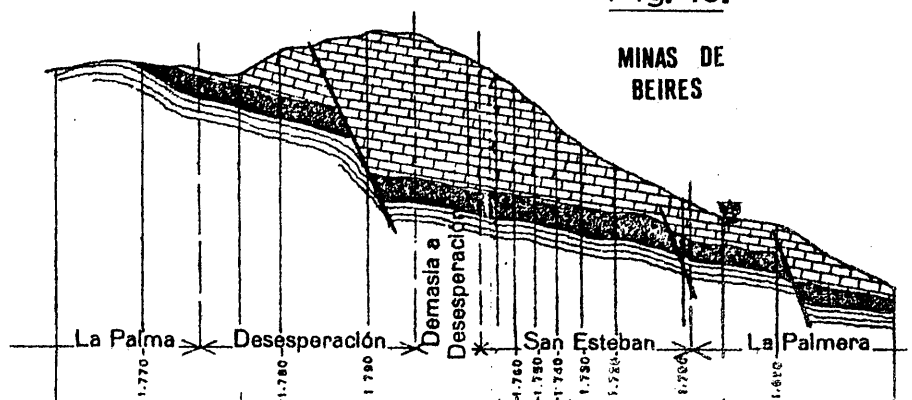
Fig. 48.

## SECCION C-D

Escalas { Vertical 1:4.000  
Horizontal 1:8.000

-  Mármoles.
-  Micaesquistos.
-  Mineralización.

Según SIERRA (1928 ).



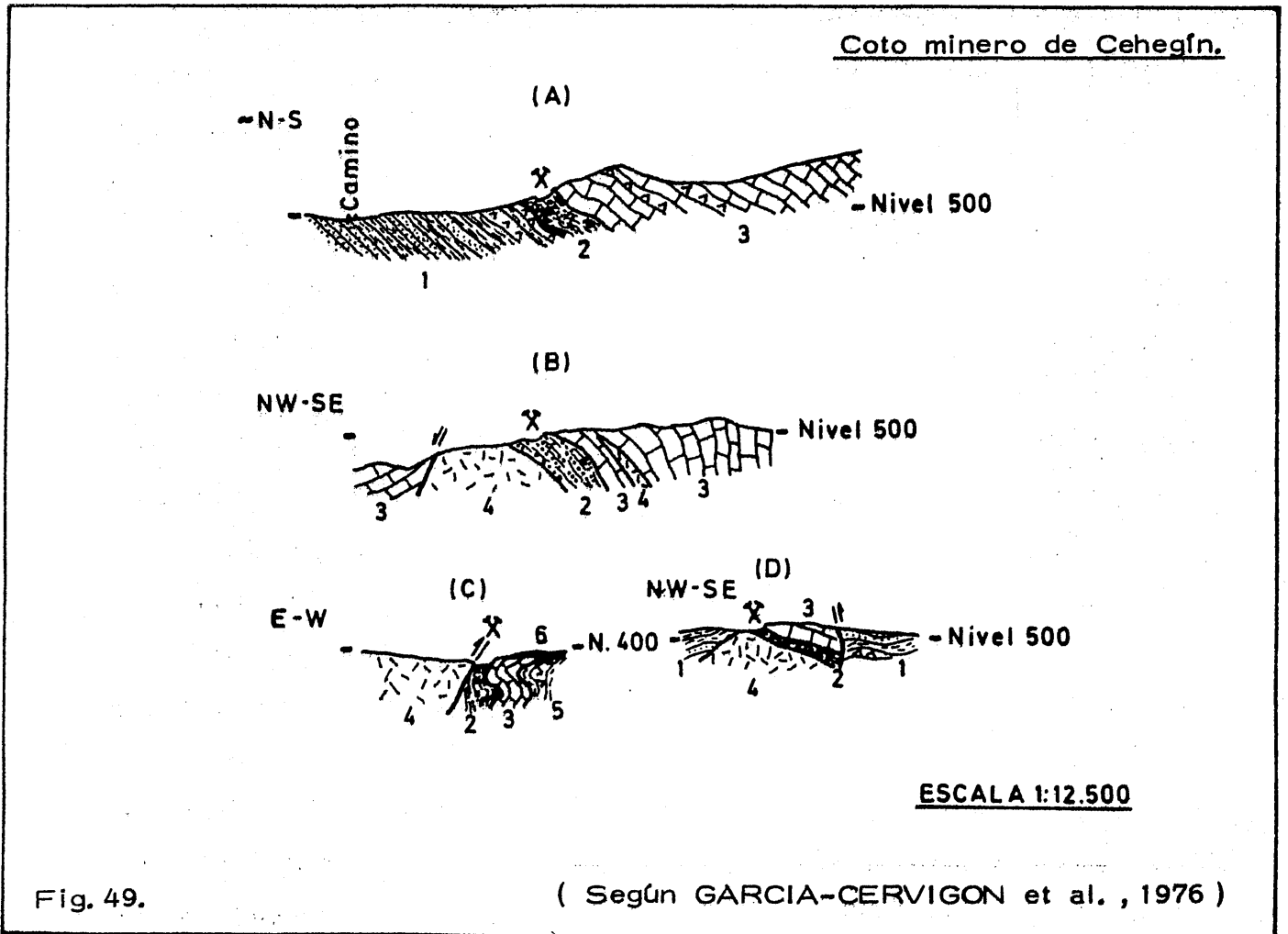
## IX. 2, YACIMIENTOS DE LA ZONA SUBBETICA.

Entre los yacimientos de esta zona, los más destacados son los del "Coto minero de Cehegín" y los del tipo denominado "ocres rojos" a los que pertenecen diversos criaderos esparcidos por las provincias de Jaén y Córdoba y en especial en la primera.

- Las mineralizaciones del coto minero de Cehegín (minas de Edison, Coloso-San Antonio, María y Teresa Panza) se encuentran fundamentalmente como niveles interestratificados en la zona de tránsito del Buntsandstein a las calizas del Muschelkalk, así como delgados niveles intercalados en estas últimas rocas (fig. 49 ). Las menas están constituidas casi exclusivamente por magnetita. Estos yacimientos, considerados hasta hace pocos años como de origen ortomagmático -- (FERNANDEZ RUBIO, 1960), han sido más recientemente interpretados como vulcano-sedimentarios (GARCIA-CERVIGON et al., 1976).

- Las mineralizaciones del tipo denominado "ocres rojos" (minas de Garciez, Pepi, Torrequebradilla, Baena, etc.) se encuentran localizadas en una situación análoga a las del coto minero de Cehegín. Los afloramientos se ubican en distintos niveles estratigráficos del Trias, el cual, a modo de isleos tectónicos, queda incluido en los terrenos miocénicos de la Depresión del Guadalquivir. Aunque no están restringidas a un sólo nivel estratigráfico, la máxima frecuencia de mineralizaciones se sitúa en la base de las formaciones carbonatadas, o enclavadas en ellas. Las principales menas están constituidas por hematites, goethita y magnetita si bien las constituidas esencialmente por este último mineral suelen estar separadas espacialmente de las formadas por hematites y goethita. Considerados desde principios de siglo como criaderos metasomáticos del tipo Bilbao, en los últimos años han sido interpretados como de origen vulcano-sedimentario afectados posteriormente por diversas removilizaciones (GARCIA-ROSSELL et al, 1979).

- Otros yacimientos de características similares a los anteriores del tipo ocre rojo son los del Rubio y Casariche en la provincia de Sevilla.



Cortes geológicos, escala 1:12.500, de las minas: (A): Edison. (B): Coloso-San Antonio. (C): María. (D): Teresa Panza. 1: Buntsandstein. 2: "Capas verdes" mineralizadas. 3: Muschelkaik. 4: Ofitas. 5: Keuper. 6: Cuaternario.

### IX. 3. OTROS YACIMIENTOS ESPAÑOLES.

Aunque en dominios geológicos distintos y en rocas encajantes de edad diferente a los de Alquife y Las Piletas, conviene mencionar, por su importancia económica y ciertas similitudes con estos últimos, los yacimientos de Sierra Menera (sistema Ibérico) y de Bilbao (zona Cantábrica). El primero está enclavado en el miembro carbonatado superior de las calizas del Pobo de edad ordovícico superior y el segundo en calizas del Aptense. Ambos yacimientos están constituidos por una paragénesis primaria compuesta fundamentalmente por carbonatado de hierro, transformada a óxidos y oxihidróxidos en la zona de oxidación. El yacimiento de Bilbao ha sido considerado clásicamente como prototipo de criadero metasomático, de edad alpina, en rocas carbonatadas y producido por acción de soluciones hidrotermales, si bien algunos autores la han considerado como sedimentario. En este último yacimiento AROSTEGUI et al. (1979) efectúan un estudio sobre los carbonatos de hierro y llegan a la conclusión de que estos se han formado durante la diagénesis tardía debido a reemplazamientos metasomáticos causados por soluciones intersticiales. Por su parte, el yacimiento de Sierra Menera, hasta hace pocos años casi unánimemente considerado como del tipo Bilbao, ha sido recientemente interpretado por FERNANDEZ NIETO (1979) como un criadero de primitivo origen sedimentario, posteriormente removilizado dándose lugar a la formación sobreimpuesta de mineralizaciones de tipo cárstico de óxidos y oxihidróxidos de hierro.

### IX. 4. OTROS YACIMIENTOS EUROPEOS.

Entre los yacimientos europeos que, a priori, parecen presentar mayores similitudes con los de Alquife y Las Piletas, se han seleccionado, a título de ejemplo, algunos de los que como aquellos se en-

cuentran en terrenos afectados por la orogenia alpina. Los principales yacimientos seleccionados son:

- Yacimientos de los Alpes austriacos en los distritos de Eisenerz (Erzberg), Radmer, Admont y Werfen.
- Yacimientos de las regiones de los montes Guemérides y Vepórides en los Carpatos (Checoslovaquia).
- Yacimientos del distrito de Vares en Bosnia (Yugoslavia).
- Yacimientos de los prealpes de Lombardia y de los Apeninos en Toscana (Italia).

- Los yacimientos de los alpes austriacos de los distritos mencionados anteriormente, se localizan en la parte superior de las series paleozoicas de distintas unidades estructurales producidas durante la orogenia alpina, afectando en algunos casos (distrito de Werfen) a rocas de edad triásica. Las mineralizaciones, enclavadas generalmente en rocas carbonatadas y/o en la zona de tránsito de estas con rocas detríticas, se presentan en masas estratiformes y pequeñas venas. Las menas están constituidas fundamentalmente por carbonatos de hierro con pequeñas cantidades de pirita.

La mina de Erzberg, en el distrito de Eisenerz (fig. 50) es el principal yacimiento. Su origen ha sido muy discutido. Considerado clásicamente como prototipo mundial de criadero hidrotermal-metasomático no oxidado, ha sido recientemente interpretado por THALMANN (1972) como de origen sedimentario a metasomático diagenético temprano y que ha sido parcialmente removilizado durante la orogenia alpina.

HEISSEL (1955) interpreta el yacimiento del distrito de Werfen, situado entre el Trias inferior y medio, - de características similares al de Erzberg - como de origen sedimentario.



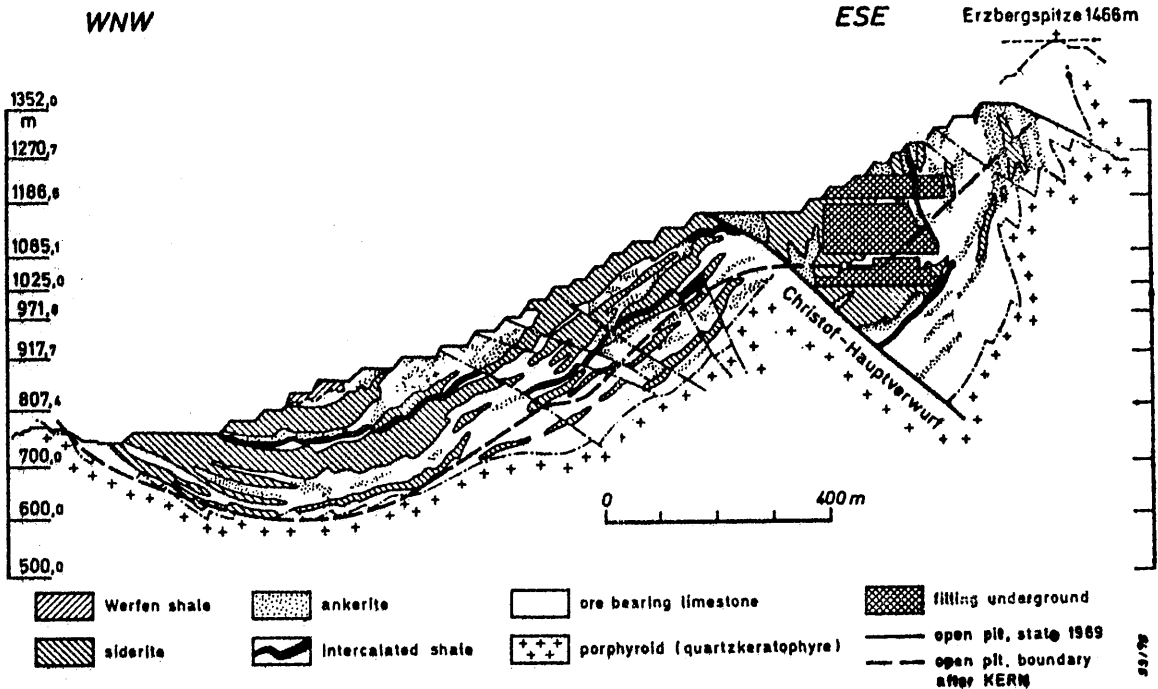


Fig. 50. - Yacimiento de Erzberg.

(Según KERN, 1952, modificado por JUVANCIC & KIRNBAUER, 1971).

- En los montes Guemérides y Vepórides de Checoslovaquia existe un importante grupo de yacimientos de hierro situados en diferentes niveles estratigráficos de edades: silúrico, devónico, carbonífero superior y parte superior del pérmico. Entre los principales yacimientos destacan los de Nizna Slava (fig. 51), Zeleznik y Hradok, situados todos ellos en la Formación Gelnica de los Guemérides, atribuible al silúrico. Las mineralizaciones están constituidas fundamentalmente por siderita, junto con la que se encuentran, además, en menores proporciones y entre otras menas: ankerita, ferrodolomita y pirita. Se disponen en forma de masas lenticulares a irregulares enclavadas en capas de calizas y dolomias interestratificadas con filitas y cuarcitas. En todos los yacimientos existen, además, venas hidrotermales de edad más tardía con paragénesis compuestas de siderita II, ankerita II, cuarzo II y pequeñas cantidades de sulfuros y sulfoarseniuros de Cu, Pb, Zn, Hg y Sb. Tanto los yacimientos como las rocas de caja han sido afectados por procesos metamórficos epizonales de varias edades. Este tipo de criaderos han sido interpretados, por diferentes autores, bien como hidrotermales-metasomáticos en capas, o como vulcano-sedimentarios.

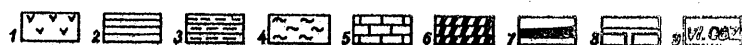
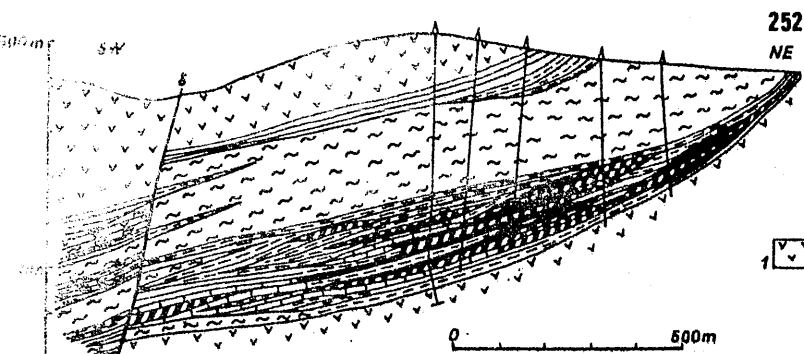


Fig. 2. Geological sections of the stratiform siderite deposit of Nižná Slaná (West Carpathians)

- 1 — volcanic rocks of the type of porphyries and porphyroids
- 2 — sericitic schist (phyllite)
- 3 — sericite-graphite phyllite with layers of lydite and quartzite
- 4 — graphitic schist with layers of lydite
- 5 — crystalline limestone, bedded or massive
- 6 — ankerite and ferruginous limestone, bedded or massive
- 7 — siderite of the so-called metasomatic type, in beds
- 1 — 7 = Cambro-Silurian
- 8 — mining plant
- 9 — number of the deep level of the mining plant

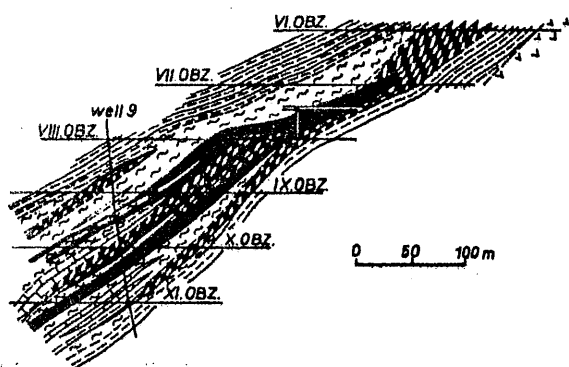


Fig. 51. - Yacimiento de Nižná Slaná.

(En ZITZMANN, 1977).

- En el distrito de Vares (Bosnia) existen importantes mineralizaciones de hierro enclavadas en series pertenecientes al Anisien-Ladiniense, asociadas especialmente con rocas ígneas de la serie es pillita-keratófiro. Las mineralizaciones, que se presentan en forma de capas y lentes interestratificadas con los rocas encajantes, muestran una zonación en vertical en cuanto a la naturaleza de las menas predominantes. En líneas generales, de abajo a arriba en la serie las menas predominantes son respectivamente: sulfuros, carbonatos y óxidos-oxihidróxidos de hierro. Su origen, aunque discutido, es considerado en recientes investigaciones como vulcano-sedimentario (PETKOVIC, 1974).

- En los prealpes de Lombardia y en los Apeninos de Toscana existen diversos horizontes mineralizados enclavados todos ellos en materiales triásicos. En Monte Argentario (Toscana) (fig. 52) la mineralización primaria, constituida fundamentalmente por pirita y magnetita, es de carácter estratiforme y está situada en el contacto de las

filitas permo-triásicas (verrucano) a las calizas del retiense. Su origen, si bien discutido por otros autores, es considerado por BODECHTEL (1965) como vulcano sedimentario. Más recientemente, BURTET FABRIS y OMENETTO (1975) califican a estas mineralizaciones como "ligadas a los estratos" con características geoquímicas variables en el espacio y en el tiempo, en estrecha relación con la evolución del ambiente paleogeográfico y con las características de depósito de las rocas encajantes. Posteriormente han sufrido unos procesos de transformación metamórfica. Las mineralizaciones de Lombardia, también de carácter estratiforme, están constituidas por carbonatos, óxidos y sulfuros de hierro con predominio de los dos primeros. Su situación es similar a la de las de Monte Argentario. Consideradas clásicamente como hidrotermales-metasomáticas, han sido interpretadas por CASTALDO y STAMPANONI (1975) como sedimentarias.

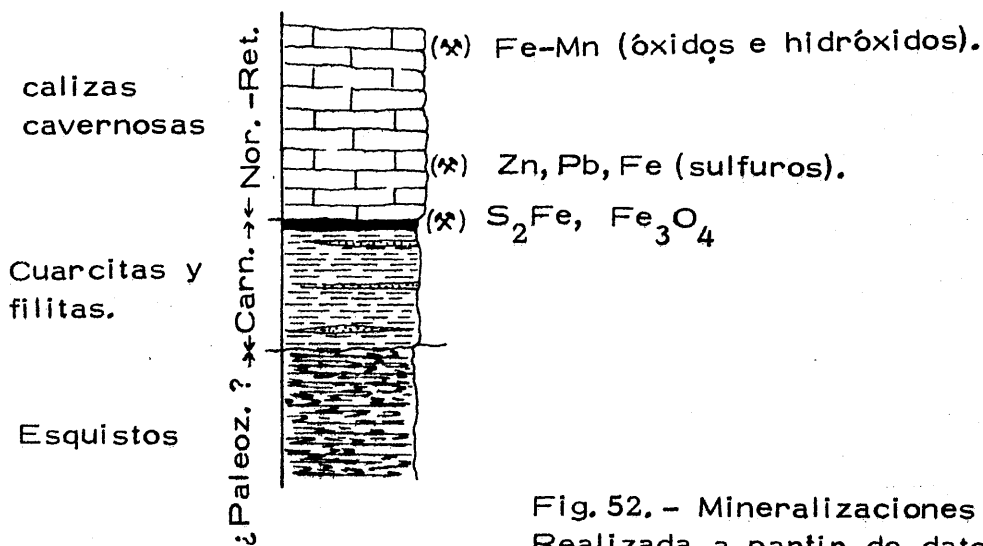


Fig. 52. - Mineralizaciones de M. Argentario. Realizada a partir de datos de BURTET FABRIS y OMENETTO (1975).

- Otros yacimientos de Europa y N de Africa, situados en zonas afectadas por la orogenia alpina y con características más o menos similares a los descritos son entre otros: los de los distritos de Oran, Argel, Kabylia y Ouenza (Argelia), Djerissa (Tunez), Delnita (Rumania) y Rudabauya (Hungria).

La comparación entre las principales características de los yacimientos arriba descritos, junto con las de los de Alquife y Las Piletas ya citados, nos permiten efectuar las siguientes consideraciones de interés general:

- La totalidad de los yacimientos descritos, con la sola excepción de los de Cehegín (Murcia), han sido considerados clásicamente como criaderos de sustitución de rocas carbonatadas debido a la acción de soluciones hidrotermales, y han sido clasificados como de los tipos Bilbao o de Erzbeg. Los de Cehegín, por su parte, han sido clasificados como magmáticos del tipo Taberg. En la actualidad, sin embargo, y en la mayor parte de estos criaderos, estas génesis son muy discutidas. En los últimos años, diferentes investigaciones realizadas por diversos autores tienden a considerarlos como de carácter sedimentario y/o diagenético según los casos. Algunos de ellos han sido más o menos directamente ligados con manifestaciones ígneas de diferente carácter, en especial de tipo básico o de la serie espilita-keratofiro (yacimiento de la zona Subbética, de Toscana, Vares y de los Guemérides).

- De entre todos los yacimientos pertenecientes a zonas afectadas por la orogenia alpina, los del SE de España (en las Cordilleras Béticas), así como los de Toscana y Lombardia en Italia y los del distrito de Vares en Yugoslavia, constituyen un importante grupo, en rocas de edad triásica y, con mayor frecuencia, se localizan en el tránsito del Trias inferior al Trias medio, o en el Trias medio, edades estas que son precisamente las atribuibles a las rocas encajantes de los yacimientos de Alquife y Las Piletas.

- Otra característica, común a casi todos estos yacimientos, es que, con independencia de removilizaciones tardías, las mineralizaciones primarias se encuentran ubicadas dentro de niveles estratigrá-

ficos, bien como masas perfectamente interestratificadas con las rocas encajantes, o como cuerpos más o menos irregulares de tendencia planar.

- En todos los casos, las mineralizaciones se encuentran fundamentalmente enclavadas en rocas carbonatadas y/o en el tránsito de estas a rocas de origen esencialmente detrítico. Sólo de forma esporádica las mineralizaciones están intercaladas en estas últimas rocas.

- La ubicación de estas mineralizaciones en niveles estratigráficos, así como su asociación con rocas carbonatadas, parecen indicar que, con independencia de la naturaleza de las menas de hierro predominantes, en la formación primaria de dichas mineralizaciones han debido influir unos controles, más o menos estrictos, de tipo paleogeográfico y/o climático, tal y como ponen de manifiesto Burtet Fabris y Omenetto en Monte Argentario; Petkovic en Vares y Fernández-Nieto en Sierra Menera entre otros.

- Con posterioridad a la primitiva formación de los yacimientos, estos han sufrido diversas modificaciones y removilizaciones, de diversa índole, de acuerdo con la evolución paralela de sus contextos geológicos. Así, han podido ser afectados de forma diversa por procesos de: removilización en venas y fracturas (por ej. Erzberg); recristalizaciones metamórficas (por ej. Guemérides); alteraciones supergénicas importantes (por ej. Bilbao) y parcial desmantelamiento de las mineralizaciones primarias con posterior formación de mineralizaciones de tipo cárstico (por ej. Sierra Menera). Todos estos procesos, como se expondrá en el capítulo de génesis, también han afectado a los yacimientos de Alquife y Las Piletas.



- Finalmente, conviene destacar la similitud de algunos de los yacimientos descritos -y en especial el de Vares- con los que constituyen el objeto de esta Tesis, acerca de las zonaciones mineralógicas.

## X. CONSIDERACIONES SOBRE LA MINERALOGENESIS DE LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS DE HIERRO.

Debido a que el origen primario de los yacimientos estudiados es considerado como de carácter sedimentario y/ o diagenético temprano, en este capítulo se pretende efectuar una breve revisión sobre los principales factores que contribuyen a la formación de los yacimientos sedimentarios de Fe y sus principales características mineralogénicas.

### X, 1. INTRODUCCION. PROBLEMAS DE NOMENCLATURA.

El Fe, en cuanto a abundancia se refiere, es el metal más importante del universo y el cuarto elemento de la tierra, encontrando se presente en todas las clases mineralógicas como constituyente mayoritario y/o minoritario.

El hecho de que pueda ser oxidado y reducido con relativa facilidad en ambientes naturales , afecta y condiciona su ciclo geoquímico y lo relaciona de forma muy estrecha con los del  $\text{CO}_2$  y  $\text{O}_2$ , razón por la que el Fe desempeña un importante papel en la biosfera. Así, durante la oxidación de la materia orgánica el Fe puede ser reducido a su estado ferroso que, a su vez, vuelve a ser oxidado en contacto con el oxígeno atmosférico.

Prácticamente la totalidad de las rocas contienen Fe en cantidades variables de acuerdo con su naturaleza. Estos valores oscilan entre amplios márgenes que comprenden desde menos del 1% hasta concentraciones de incluso algo más del 65%. A las rocas que contienen cantidades importantes de menas de Fe se les ha denominado clásicamente

te, añadiéndole a su nombre el adjetivo de ferruginosas: cuarcitas ferru-  
ginosas, pizarras ferruginosas, etc. Para denominar a las rocas con  
grandes concentraciones de menas de Fe (mineralizaciones de Fe s. str.)  
no se han seguido, sin embargo, unas normas generales que hayan sido  
aceptadas universalmente. Por esta razón ha habido una gran profusión  
de terminologías, aplicándose distintos y numerosos términos para desig-  
nar rocas de similares características e incluso, a veces, con una va-  
lidez muy local.

JAMES (1954), propone la utilización del término "iron forma-  
tion" en lugar del hasta entonces generalmente usado de "iron-bearing  
formation" (VAN HISE & LEITH, 1911). Define el término de "iron for-  
mation" como:

"A chemical sediment, typically thin-bedded or laminated,  
containing 15 percent or more iron of sedimentary ori-  
gin, commonly but not necessarily containing layers of  
chert."

Este mismo autor aplica también por primera vez a los ya -  
cimientos de Fe el término de facies mineralógicas sedimentarias, divi-  
diendo a los yacimientos sedimentarios en cuatro grupos principales, ca-  
racterizados cada uno de ellos por el mineral de hierro predominante:

- Facies de óxidos.
- Facies de carbonatos.
- Facies de silicatos.
- Facies de sulfuros.

Esta clasificación por facies mineralógicas ha sido aceptada  
universalmente si bien, como se expondrá más adelante, para algunos  
autores estas facies no son primarias sino que se originarian fundamen-  
talmente durante la diagénesis.



A pesar del intento de James por aunar y simplificar las terminologías, no se consiguió ningún resultado positivo y así en la actualidad la terminología de los yacimientos de hierro a escala mundial es extraordinariamente compleja y confusa.

Gran número de autores han considerado dos grandes grupos de yacimientos sedimentarios: "Iron formations" y "Ironstones". Como "iron formations" se han descrito las formaciones de hierro silíceas bandeadas, generalmente de edad precámbrica. El término ironstone se ha usado para aquellas rocas ricas en Fe, no silíceas, generalmente oolíticas, la mayoría de las cuales son de edad postprecámbrica.

Algunos autores consideran, además, un tercer grupo denominado "Bog iron ores", a su vez dividido por (HARDER, 1919) en: "Lake ores" y "Marsh Iron ores".

GROSS (1965) da una definición de "iron formation" similar a la de JAMES (op. cit), extendiéndola a rocas ricas en Fe interestratificadas y de origen clástico. Sugiere, además, una clasificación de estos yacimientos en dos tipos, de acuerdo con los rasgos característicos de sus medios de depósito y asociaciones de rocas: tipo Algona y tipo Lago Superior.

EICHLER (1970), BRAND et al. (1973) y KIMBERLEY (1978), efectúan diversas síntesis de los principales términos utilizados para describir diferentes formaciones sedimentarias de Fe. Entre otros términos, encuentran que los siguientes han sido indistintamente usados como sinónimos de "iron formation": taconita, itabirita, "banded iron-formation" (BIF), "banded iron ore", "banded ironstone", "banded hematite quartzite" (BHQ), "ferruginous quartzite", "ferruginous chert", "banded hematite jasper",

"jasper", "jasper bars", "calico rock", "zebra rock", "specularite schist", "iron hornfelds", "iron ore", . . . etc. Estos nombres, en muchos casos, han sido aplicados con distinto significado según los países y así mismo, con frecuencia, se han dado términos diferentes para describir formaciones de hierro con características similares según estuvieran o no afectadas por metamorfismo.

El término "iron formation" ha sido también empleado indistintamente en sentido litológico y estratigráfico. Por esta razón y para evitar la confusión, la US Geological Survey propone unir ambas palabras con guiones (iron-formation) en el primer caso y capitalizarlas, sin más, cuando sean usadas en sentido estratigráfico como por ej.: "Brockman Iron Formation" (BRAND et al., 1973). Esta propuesta, no obstante, no es aceptada de forma mayoritaria ya que, como señala KIMBERLEY (1978), es inadecuada para las comunicaciones verbales y además el uso de "iron-formation" en sentido litológico es inconsistente con el concepto de formación sedimentaria.

Paralelamente a la proliferación de todas estas terminologías comentadas con anterioridad, a partir de los años cincuenta se comenzó, sobre todo en Europa, a denominar a los yacimientos de Fe de acuerdo con clasificaciones tipológicas basadas en los conceptos de "tipos" u "holotipos" ya esbozados por LAUNAY (1913) y RAGUIN (1949). La primera clasificación aplicada a yacimientos de hierro fué establecida por BLONDEL (1955), la cual ha sido posteriormente completada y modificada por ROUTHIER (1963). Desde entonces hasta el presente este tipo de clasificaciones y terminologías han sido, con algunas modificaciones, las más utilizadas para los mapas y síntesis metalogénicas a gran escala.

KIMBERLEY (1978) propone utilizar el término "ironstone" para definir a una roca sedimentaria química que contenga más del 15% de Fe, y utilizar el término "iron formation" para describir una unidad rocosa cartografiable y compuesta principalmente de "irontones". Define así mismo el término de roca sedimentaria química como aquella roca que contiene más del 50%, en volumen, de precipitado químico orgánico y/o inorgánico, formado a partir de una masa de agua superficial y/o por reemplazamientos diagenéticos de estos precipitados.

Este mismo autor, efectúa una crítica de las clasificaciones generalmente adoptadas, considerandolas inapropiadas para las formaciones sedimentarias de hierro, incluida la clasificación basada en la similitud con los diferentes holotipos mundiales establecidos.

Basandose en el estudio comparativo de numerosas formaciones sedimentarias de Fe, Kimberley propone una nueva clasificación en 6 grandes grupos diferentes, característicos de diversos medios paleoambientales de formación. Los principales criterios para esta clasificación son las características de las rocas encajantes asociadas a las mineralizaciones de Fe y las texturas y estructuras sedimentarias de los "ironstones". En la tabla 30 se reproduce, de forma textual, una síntesis de las principales características de estos 6 grupos de yacimientos definidos por Kimberley.

Tabla.30 .- Paleoenvironmental Types of Iron Formations

Acronym	Full name	General features
SVOP-IF	Shallow-volcanic-platform iron formation	Cherty, mostly Archean and Paleozoic
MECS-IF	Metazoan-poor, extensive, chemical-sediment-rich, shallow-sea iron formation	Cherty, banded, <b>most</b> abundant Early Proterozoic (Precambrian X) type
SCOS-IF	<b>S</b> andy, clayey, and oolitic, shallow-inland-sea iron formation	Chert-poor, <b>most</b> abundant Phanerozoic type
DWAT-IF	Deep-water iron formation	Cherty, mostly Archean
SOPS-IF	Sandy, oolite-poor, shallow-sea iron formation	Chert-poor, glauconite-rich, Phanerozoic only
COSP-IF	Coal-swamp iron formation	Chert-poor, nonoolitic, Phanerozoic <b>only</b>

La clasificación anterior tiene como principales ventajas, sobre las definidas con anterioridad, las siguientes:

- Simplicidad terminológica, al aunar bajo una misma nomenclatura los anteriores conceptos de "Ironstones", "Iron formations" y "bog iron ores", así como los diferentes nombres usados dentro de cada uno de estos tipos.
- Usa la palabra "formation" en su verdadero sentido estratigráfico.
- Es bastante independiente de muchos modelos genéticos para explicar el origen de las concentraciones del Fe.
- Agrupa a formaciones sedimentarias de hierro que probablemente tienen, en esencia, orígenes similares.

Finalmente, de acuerdo con la opinión de KIMBERLEY (1978 y 1979), esta clasificación en medios paleoambientales revela, además, que el desarrollo de las diferentes facies mineralógicas y las composiciones químicas de la mayoría de estos grupos de yacimientos es bastante independiente de la edad del depósito, por lo que no hay evidencias significativas para suponer una drástica evolución de la composición de la atmósfera e hidrosfera desde el precámbrico. Las fuertes variaciones, sin embargo, respecto a la abundancia relativa de determinados tipos paleoambientales en determinadas edades, se podría interpretar, según su opinión, en función de una diferente evolución magmática-tectónica a través del tiempo.

## X. 2. MODELOS GENETICOS.

Para que se produzcan concentraciones notables de minerales

de hierro sedimentario es necesario que se conjuguen una serie de factores diversos, todos ellos favorables, que abarcan desde el ámbito generador, o fuente del hierro, hasta las condiciones del medio de depósito.

### X. 2. 1. FUENTES DEL Fe.

Tres son las fuentes principales del Fe: erosión continental, vulcanismo y detritus del fondo del mar.

El vulcanismo, fundamentalmente el de carácter básico, que es, en general, el de mayor potencial en Fe, puede actuar como una fuente directa o indirecta de concentraciones de Fe y en ambos casos con una gran importancia (BOSTRÖM, 1970; TATSUMI, 1970; DZOTSENIDZE, 1972; GOOSENS, 1975 y SCHERMERHORN, 1976). Así, si es de carácter submarino, parte del Fe puede ser aportado a la cuenca de depósito directamente en solución a partir de las exhalaciones volcánicas. Por otra parte, los materiales volcánicos depositados en el fondo del mar, así como el vulcanismo subaéreo, constituyen una importante fuente indirecta del Fe al incorporarse dichos materiales al sustrato potencialmente expuesto a procesos de meteorización y lixiviación. Solo en determinados casos, el vulcanismo subaéreo también puede constituir una importante fuente directa de concentraciones de Fe como es el caso del volcán del Laco en Chile.

En el conjunto de rocas que constituyen las áreas emergidas, el Fe se encuentra diseminado formando parte de los minerales que las constituyen (fundamentalmente silicatos, óxidos, carbonatos y sulfuros). Para que se produzcan concentraciones importantes de hierro, es necesario que dicho elemento sea liberado de estas rocas y transportado a una cuenca de depósito idónea para su concentración.

La mayor o menor importancia potencial de un área continental, como fuente de hierro, depende de forma directa de la naturaleza del sustrato y de la mayor o menor importancia y carácter de los procesos de meteorización, a su vez influenciados por el clima y la geomorfología.

De acuerdo con las teorías de litogénesis y pedogénesis, desarrolladas fundamentalmente por STRAKHOV (1947 y 1963) y ERHART (1967), durante la meteorización química, el Fe es liberado de los minerales que lo contienen y preconcentrado en los suelos. Las mejores condiciones para que se desarrollen estos procesos se dan en zonas de penillanura con climas cálidos y húmedos y con abundante vegetación (STRAKHOV op. cit.). En tales condiciones se pueden formar diferentes tipos de suelos muy importantes para la removilización del Fe como: andosoles, anfisoles, podsoles, hidromorfos, ferruginosos y ferralíticos (DUCHAUFOR, 1975). Dentro de la misma área se pueden desarrollar varios tipos de suelos dependiendo de la naturaleza del sustrato y de la altitud topográfica. De todos ellos, los podsoles son los más importantes para la movilización del hierro y la materia orgánica (POUGUET, 1966). En estos medios se dan condiciones reductoras y reacciones ácidas, con pH de alrededor de 4 (CARROLL, 1970), que son las más idóneas para la solubilidad y movilidad del Fe, incrementada notablemente por la acción de ciertos organismos reductores.

En soluciones acuosas el hierro se hidroliza predominando una y otra forma en solución, dependiendo de los valores de pH y de  $fO_2$  (EUGSTER & I-MING CHOU, 1973, fig. 53). El  $Fe^{3+}$  es prácticamente insoluble para valores de pH superiores a 4, siendo su solubilidad a pH 3,5 sólo de  $1 \text{ mg/m}^3$ . El  $Fe^{2+}$ , sin embargo, es mucho más soluble pudiendo alcanzar, en aguas naturales, valores de solubilidad de  $50 \text{ mg/m}^3$  para pH ácidos y condiciones reductoras (BORCHERT, 1960). En aguas su

perforadas aireadas los complejos inorgánicos son insignificantes respecto al total del Fe soluble, adquiriendo estos sólo una relativa importancia como bicarbonatos en aguas subterráneas. Por otra parte, tanto el  $\text{Fe}^{2+}$  como el  $\text{Fe}^{3+}$  se acomplejan fuertemente con ligandos orgánicos formando diversos complejos en solución y coloides férricos peptizados por ácidos orgánicos, incrementándose así de forma notable la solubilidad del Fe en las aguas naturales (HEM, 1972).

HOUGH (1958), BORCHERT (1960) y GOVETT (1966), sugieren que el Fe liberado de los detritus del fondo de cuencas restringidas adquiere una gran importancia. El Fe es removido por lixiviación de los detritus debido a las acciones de las aguas en la zona intermedia de la cuenca, rica en  $\text{CO}_2$  y con un medio relativamente reductor. El Fe solubilizado en esta zona es movilizado por las corrientes marinas precipitando como distintos compuestos de acuerdo con las condiciones físico-químicas reinantes en cada zona. Según este autor las cantidades de hierro que pueden ser disueltas de esta forma pueden llegar hasta 50mg/l. de bicarbonato de Fe.

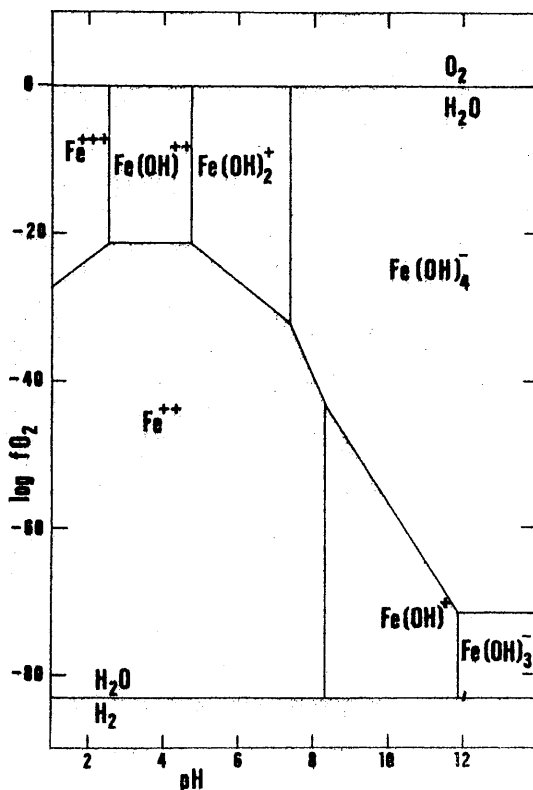


Fig. 53: Diagrama de estabilidad de las especies de Fe predominantes en solución a 25°C. (EUGSTER & MING CHOU, 1973)

## X. 2. 2. MEDIOS DE TRANSPORTE.

En este apartado hay que distinguir dos aspectos diferentes referentes a: transporte a la cuenca de depósito y transporte producido dentro de la propia cuenca.

A partir de las preconcentraciones de hierro, producidas prácticamente in situ, como producto de la meteorización química sobre áreas continentales, el Fe podrá quedar de forma insoluble y constituir concentraciones de tipo laterítico, o podrá ser movilizado y transportado hasta la cuenca de depósito. Este transporte es efectuado por las aguas superficiales tanto aéreas como subterráneas. En las primeras el Fe irá fundamentalmente como complejos orgánicos y coloidales férricos peptizados o en forma de finas partículas en suspensión. En las aguas subterráneas, más reductoras, el Fe es movilizado fundamentalmente como complejos orgánicos y como bicarbonato.

Dentro de la propia cuenca de depósito, el Fe, bien aportado por las aguas superficiales, derivado de la lixiviación de los detritus del fondo, o aportado directamente por vulcanismo o fuentes termales, puede ser, a su vez, más o menos transportado por las corrientes marinas.

Finalmente, como señala STRAKHOV (1947), los minerales de Fe sedimentarios parecen, a menudo, concentrarse en la parte inferior de series de tipo transgresivo, por lo que, en dichos casos, la conquista por las aguas de áreas emergidas, meteorizadas, no implica la necesidad de grandes transportes. Las épocas de transgresión son muy idóneas para las concentraciones de Fe ya que: 1) se pueden aportar grandes cantidades de Fe procedentes de los suelos existentes en las anteriores áreas emergidas, 2) se dan grandes extensiones de cuencas poco profundas y 3) aumenta el nivel de base de los cursos



de agua disminuyendo así de forma sensible el aporte de elementos detríticos (CHAUVEL y SAMAN, 1976).

### X. 2. 3. AMBITO DE CONSTITUCION.

#### 1) Procesos.

Los mecanismos de depósito del Fe en una cuenca sedimentaria, depende de la forma en que es aportado, de las condiciones físico-químicas existentes en las distintas zonas de la cuenca y de las condiciones existentes bajo la interfase agua-sedimento.

Ya en la cuenca de depósito el Fe se encuentra en solución en forma de complejos orgánicos, coloides peptizados, o como complejos inorgánicos. Dependiendo de las condiciones físico-químicas -fundamentalmente del Eh- y de las concentraciones de los distintos iones presentes, el Fe precipitará en la forma mineralógica más estable, una vez alcanzado su producto de solubilidad. Durante este proceso de depósito, la presencia de microorganismos adquiere una gran importancia. Así, por ejemplo, ciertos organismos cambian las condiciones físico-químicas del medio, bien produciéndose la reducción de sulfatos (bacterias reductoras), o produciéndose  $\text{SH}_2$  por destrucción de las proteínas de la materia orgánica. Otros organismos, por el contrario, actúan como catalizadores en la precipitación del Fe ya que usan la oxidación del  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$  como fuente de energía.

Cualquier cambio en las condiciones físico-químicas reinantes modificará las condiciones de estabilidad de las distintas fases minerales. En las figs. 54 y 55 pueden observar los distintos campos de estabilidad de los principales minerales de Fe, en función del Eh y pH para unos determinados valores de las concentraciones de  $\text{CO}_2$  y S disueltos. En medios oxidantes sólo son estables los compuestos férricos.

cos como hematites y goethita. A medida que el medio se hace más reductor se entra en el campo de estabilidad de la magnetita, siderita, pirita y diversos silicatos de Fe,

Puesto que las condiciones físico-químicas reinantes en los distintos tipos de cuencas están estrechamente relacionadas con sus medios paleogeográficos y la evolución de estos en el tiempo y el espacio, las facies mineralógicas de las concentraciones de Fe estarán también relacionadas a dichos medios paleogeográficos y evolucionarán paralelamente con ellos y con los sedimentos estériles asociados en cada caso.

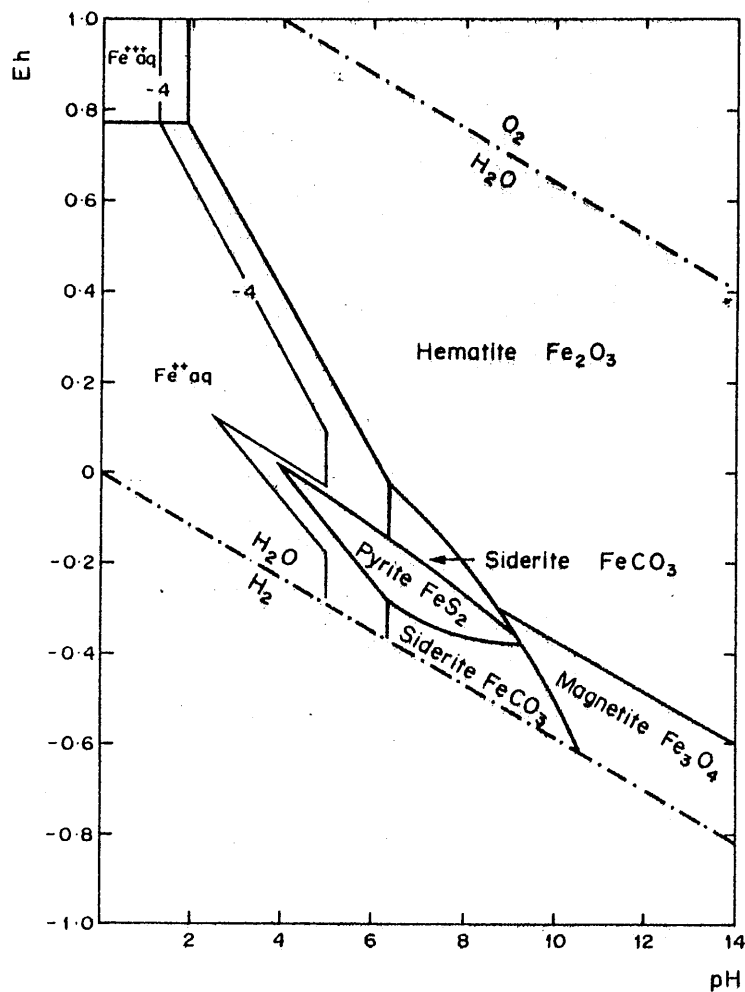


Fig. 54.

Diagrama de estabilidad de óxidos, sulfuros y carbonatos de Fe, en agua a 25°C y 1 atm. de presión total. Total de S disuelto = 10<sup>-6</sup>M. Total de carbonato disuelto = 10<sup>-8</sup>M. (Según GARRELS & CHRIST, 1965)

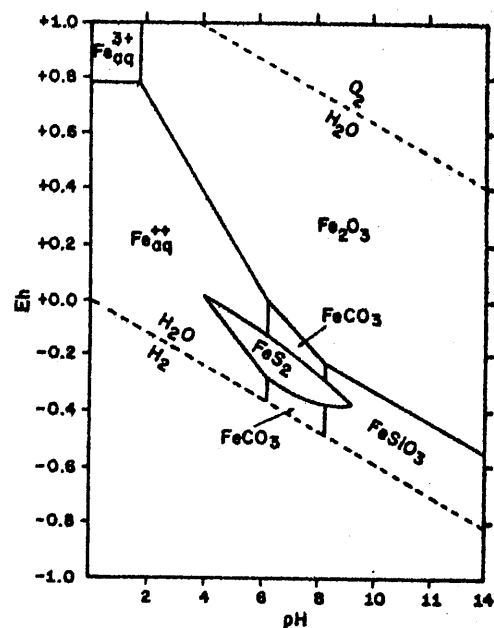


Fig. 55.

Diagrama de estabilidad entre óxidos, carbonatos, sulfuros y silicatos de Fe, en agua a 25°C y 1 atm. de presión total. Total de S disuelto = 10<sup>-6</sup>M. Total de CO<sub>2</sub> disuelto = 10<sup>-8</sup>M. Silice amorfa presente. (Según GARRELS & CHRIST, 1965).

## 2) Características de las cuencas de depósito.

KRUMBEIN y GARRELS (1952) y HUBER y GARRELS (1953) establecen las principales diferencias existentes entre cuencas restringidas y cuencas abiertas, en términos de Eh y pH, así como sus relaciones con la formación de distintos minerales de Fe:

- En cuencas marinas aireadas de circulación abierta, con poca o nula actividad orgánica, las aguas del mar, en la interfase agua - sedimento presentan unos valores de Eh y pH normales en los océanos abiertos. Los valores de Eh están comprendidos entre 0,1 a 0,3 volt, y valores de pH de 7 a 8.

En estas condiciones sólo son estables los compuestos férricos y los minerales más característicos son hematites y goethita.

- En cuencas restringidas, marinas o continentales (lagos, pantanos, medios "lagoons"), en donde la actividad orgánica puede llegar a ser muy importante, las aguas presentan una mayor gama de valores de Eh y pH, sobre todo en lo referente al Eh, dependiendo de las distintas zonas. En estos medios existen pasos graduales de valores muy oxidantes en la zona superficial hasta otros bastante reductores en zonas profundas.

En estas cuencas se pueden desarrollar distintas facies mineralógicas que comprenden óxidos, carbonatos, silicatos y sulfuros.

El concepto de cuenca restringida, aplicado al desarrollo de facies mineralógicas en yacimientos sedimentarios de Fe, ha sido interpretado de forma distinta por diversos autores. Así, para algunos autores como JAMES (1954) la zonalidad del Eh viene fundamentalmente impuesta por los cambios de profundidad, mientras que otros autores como BORCHERT (1960) dan una gran importancia a las corrientes marinas. Mientras que para algunos autores como JAMES (1954) la evolución de las distintas facies mineralógicas es considerada como primaria, por el contrario, DIMROTH & CHAUVEL (1973), DIMROTH (1979) y otros, consi-

deran que estas facies se conforman durante la diagénesis. En cualquier caso, existe unanimidad, entre todos los autores, en que la configuración de las facies durante la diagénesis y/o durante el metamorfismo, estaría condicionada por la naturaleza del sedimento original y por tanto directamente condicionada por las condiciones reinantes durante el depósito.

JAMES (1954) esquematiza la distribución de facies mineralógicas, dentro de una cuenca, en función de la profundidad (fig. 56 ). En la zona más superficial, próxima a la costa, se sitúan las facies de óxidos y a medida que se avanza en profundidad y se adquiere condiciones más reductoras, se sitúan las facies de carbonatos y sulfuros respectivamente. Los pasos entre dos facies sucesivas son graduales. Este modelo es, no obstante, demasiado simplista ya que refleja una zonación en un ambiente estático. Aunque basada en los mismos principios, en la naturaleza, la diferenciación de facies es mucho más compleja debido a las fluctuaciones y evolución de los medios de depósito en el tiempo y el espacio, pudiendo darse diversos tipos de zonaciones tanto lateral como verticalmente.

El modelo de James, basado en los esquemas de Garrels, ha sido modificado y completado por diferentes autores aunque manteniéndose, en esencia, sus principales características. Algunos de los diversos modelos propuestos se reproducen en las figs. 57 58 y 59.

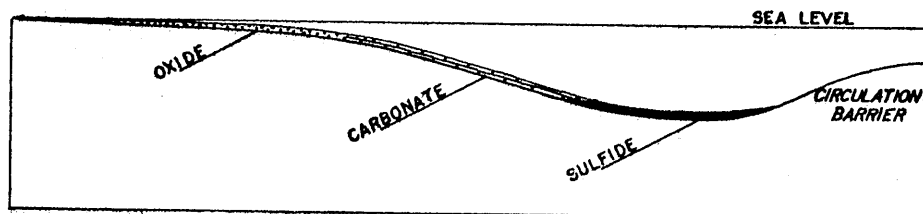


Fig. 56. - Esquema de la distribución de facies mineralógicas, en una cuenca restringida, en relación con la distancia a la línea de costas. (Según JAMES, 1954).

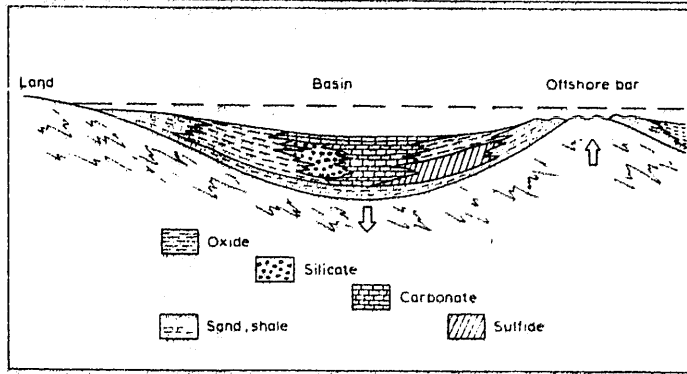


Fig. 57. - Esquema mostrando la distribución lateral y vertical de las facies de las formaciones de Fe, en una cuenca restringida. (Modificado de JAMES, 1954 por EICHLER, 1976).

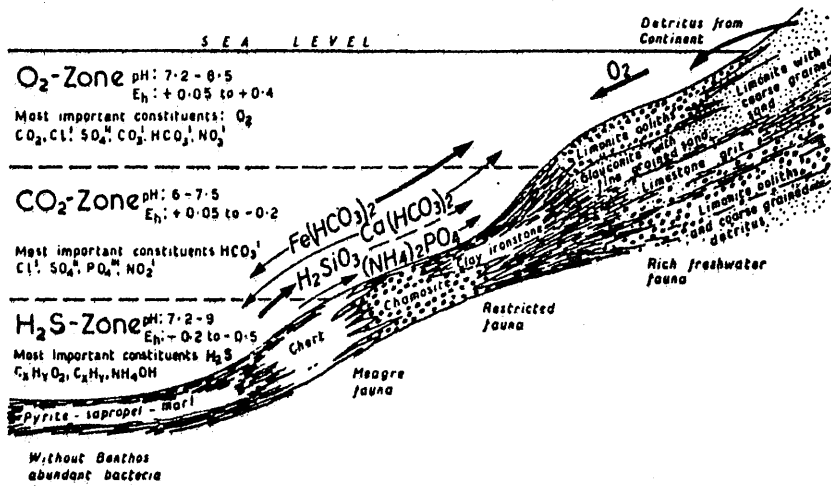


Fig. 58. - Esquema de las facies de yacimientos sedimentarios de Fe y sus condiciones físico-químicas. (Según BORCHERT, 1960).

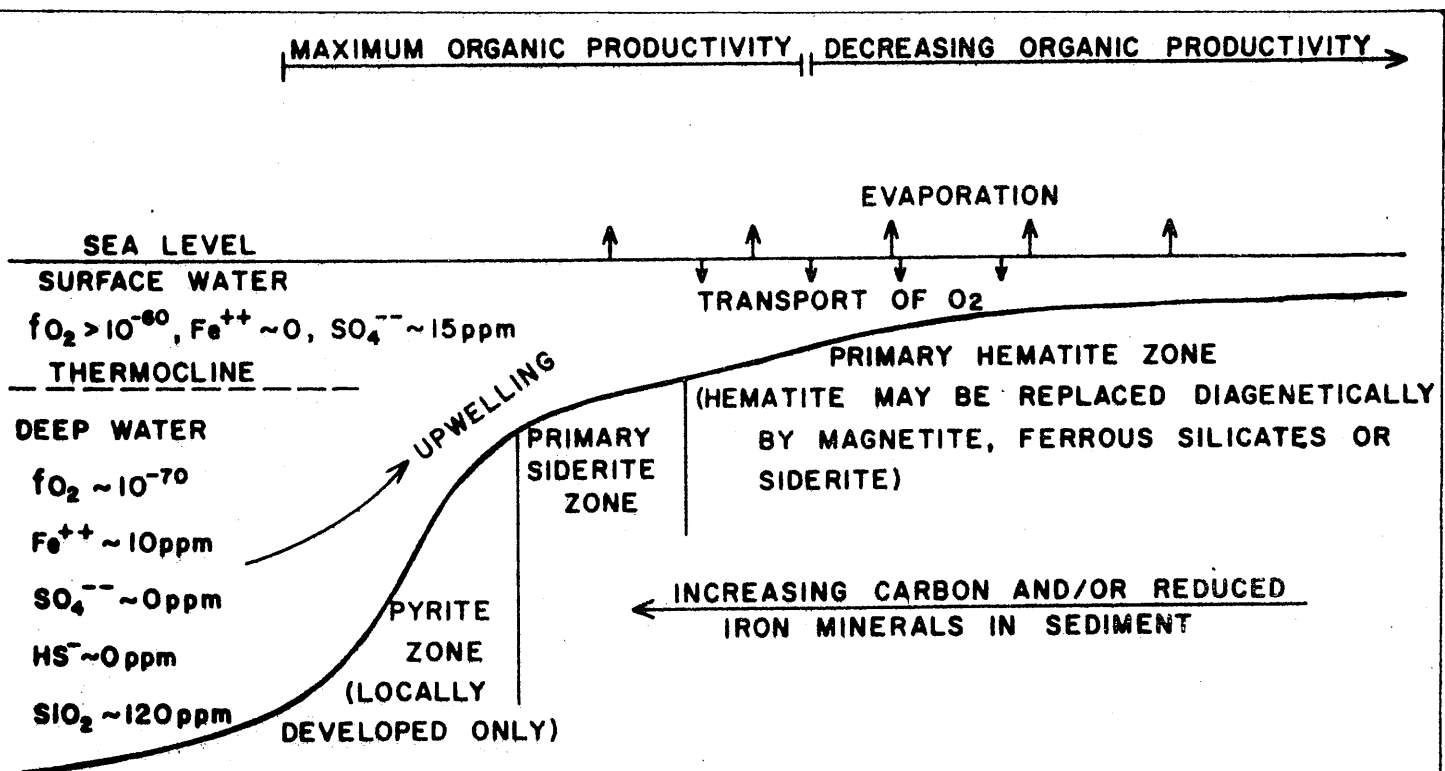


Fig. 59. - Medio ambiente de depósito, idealizado, de las formaciones de hierro bandeado. El término hematites incluye todos los óxidos e hidróxidos de Fe. (Según DREVER, 1974).

### 3) Medios de sedimentación actuales.

En diferentes cuencas de sedimentación actuales ha sido descrita la formación de relativas concentraciones de menas de Fe mezcladas con sedimentos estériles. Así, CHUKHROV (1973) describe la formación actual de óxidos de Fe hidratados en las proximidades de la caldera del volcán Santorín (mar Egeo) y en algunas depresiones del mar Rojo. En ambos casos el Fe es aportado al mar en estado ferroso por aguas termales cloruradas bicarbonatadas, conectadas con actividad volcánica submarina. El Fe es oxidado en la cuenca precipitando en forma de diversos óxidos hidratados entre los que se encuentra la ferrihidrita, mineral descubierto por este mismo autor al que considera como metaestable y protosustancia de hematites a la que se transforma de forma espontánea.

También en las islas Kameni, en las proximidades del volcán Santorín, PUTCHELT (1973) describe la formación de sedimentos ricos en diversos compuestos de Fe mostrando una zonación de facies mineralógicas.

SHERMERHORN (1976), relata también la formación actual de concentraciones de sulfuros en ciertas depresiones del mar Rojo en las que reinan condiciones más reductoras.

PORRENGA (1967) estudia los sedimentos actuales del delta del río Niger encontrando diversas concentraciones de minerales de Fe con una distribución mineralógica zonal en función de la profundidad (fig. 60)

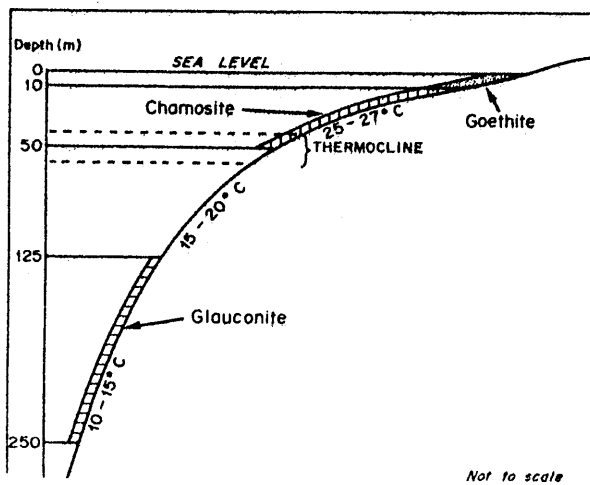


Fig. 60. - Esquema de la distribución de goethita, chamosita y glauconita en el delta del río Niger. (PORRENGA, 1967).

Otros medios actuales conocidos en donde se están depositando determinadas concentraciones de menas de Fe se pueden citar: lago Malawi (MULLER y FORTNER, 1973), lago Chad (LEMOALLE y DUPPONT, 1971), islas Kuriles (CHUKHROV, 1973), isla Vulcano (HONNOREZ et al. 1973). Según ZELENOV (1960), en las islas Kuriles anualmente se depositan de 35 a 50 Tn de Fe a partir de actividad termal ligada a vulcanismo básico.

En todos los casos descritos de formación de sedimentos ferruginosos actuales, se encuentra que los productos mineralógicos formados están en perfecto acuerdo con los esquemas de KRUMBEIN y GARRELS (op. cit.) y con los modelos de facies comentados con anterioridad.

Al contrario de lo que sucede con los óxidos, silicatos y sulfuros de Fe, en los medios actuales se observa que la formación de siderita está extraordinariamente restringida. Ello parece debido a que, por una parte, para que este mineral sea estable frente a la calcita es necesario que las concentraciones de  $Fe^{2+}$  sean 5 veces superiores a las del Ca (BERNER, 1971), y, por otro lado, a que este mineral sólo se puede formar en condiciones de valores de Eh y  $pS^=$  bajos, por lo que los iones  $SO_4^=$  deben quedar metaestables en solución y no ser reducidos en cantidades apreciables ya que, de otro modo, el mineral estable sería la pirita y no la siderita. Debido a estas razones, numerosos autores opinan que la mayor parte de la siderita de las formaciones sedimentarias de Fe es un producto fundamentalmente diagenético.

Otra diferencia existente entre los actuales y antiguos medios de sedimentación del Fe, procedente de meteorización continental, estriba en que en la actualidad apenas si se encuentran verdaderas concentraciones de Fe sino que, en general, los sedimentos ferruginosos suelen estar diseminados con abundantes detritus normales. Parece pues evidente que, para que se formen importantes concentraciones de menas de Fe, debió ser necesario que este elemento sea preconcentrado antes de

llegar a la cuenca de depósito, preconcentración que debe estar en relación con los horizontes de acumulación de los suelos formados durante la meteorización de áreas continentales emergidas (DUCHAUFOR, 1975).

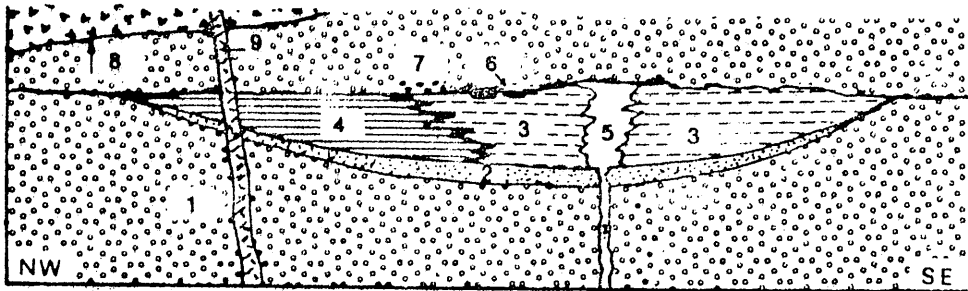
#### 4. - Consideraciones geoquímicas sobre el comportamiento del Mn asociado a yacimientos sedimentarios de Fe.

El Fe y el Mn presentan unas grandes similitudes químicas que quedan reflejadas en la naturaleza en la asociación de ambos elementos en rocas y minerales de todas las clases, así como el que los principales minerales de ambos elementos sean de idéntica naturaleza: oxihidróxidos, carbonatos, silicatos y sulfuros. Ambos elementos, además, son estables en diversos estados de valencia y experimentan oxidación-reducción bajo condiciones medioambientales.

A pesar de las grandes similitudes comentadas con anterioridad, ambos elementos muestran también llamativas diferencias geoquímicas sobre todo en solución. Ello es debido, fundamentalmente, a sus diferencias de potenciales de oxidación-reducción y a las distintas constantes de solubilidad de muchos de sus compuestos análogos. Los datos experimentales demuestran que los compuestos de Fe existentes en la naturaleza son, en general, uniformemente menos solubles que sus correspondientes de Mn y que el  $\text{Fe}^{2+}$  es más fácilmente oxidado que el  $\text{Mn}^{2+}$  bajo condiciones de Eh-pH reinantes en los medios naturales (KRAUSKOPF, 1957). Estas diferencias permitirán pues una mayor o menor separación de ambos elementos en el ciclo exógeno, dependiendo de las condiciones fisico-químicas del medio. Así, se pueden dar llamativas desviaciones de la proporción media terrestre de ambos elementos ( $\text{Fe}/\text{Mn} = 50/1$ ), como con frecuencia ocurre en los yacimientos sedimentarios de ambos elementos, que suelen estar separados espacialmente. Este es



el caso por ejemplo de los yacimientos de San Francisco de Jalisco (México) estudiados por ZANTOP (1978) (fig. 61 ).



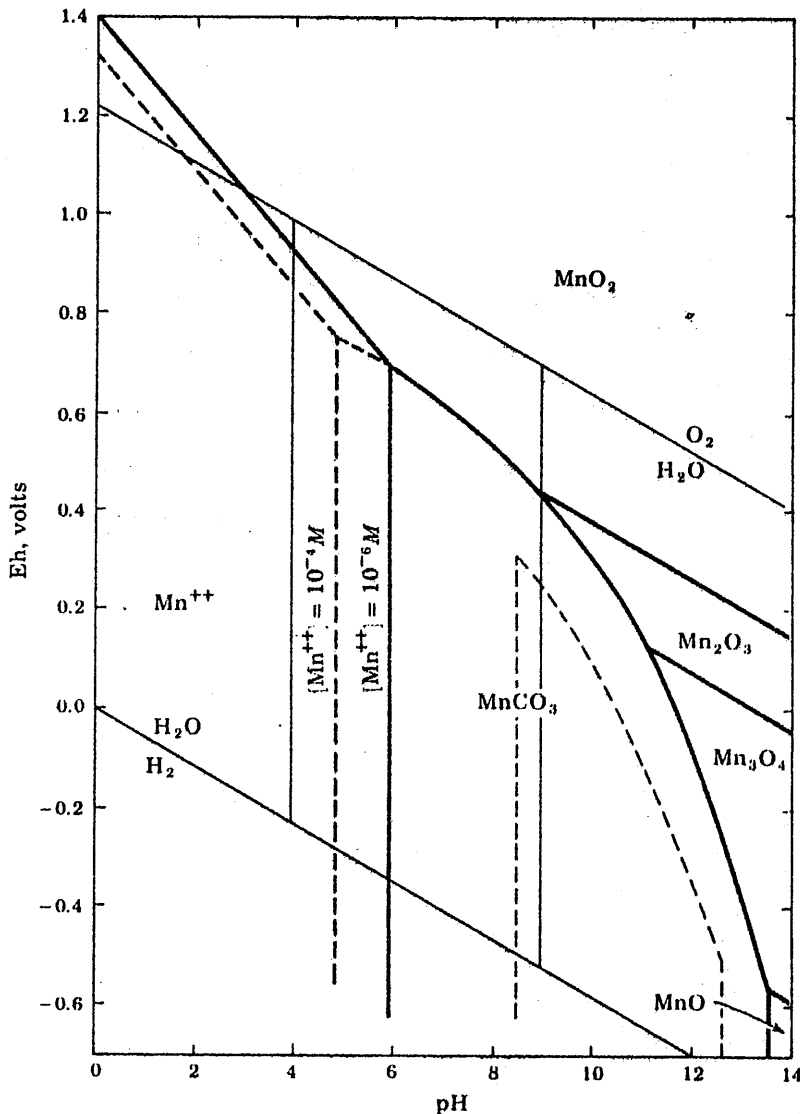
1 = underlying tuffs; 2 = shale lens; 3 = manganese oxides; 4 = iron oxides; 5 = traver-tine plug; 6 = intraformational conglomerate; 7 = overlying tuffs; 8 = trachyte; and 9 = andesite porphyry dike.

**Fig. 61.** - Esquema de las relaciones espaciales de los yacimientos de Fe y de Mn de San Francisco (México). (Según ZANTOP, 1978).

En solución acuosa, el Fe y el Mn se encuentran como iones, más o menos hidrolizados, como complejos orgánicos e inorgánicos y como finas partículas en suspensión. Ahora bien, el Fe es más fácilmente hidrolizado siendo la forma  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  la predominante en la mayoría de las aguas naturales en un margen de pH de 6-8, mientras que el Mn apenas si es hidrolizado y existe como ión  $\text{Mn}^{2+}$  sobre un amplio margen de condiciones de pH (de 0 a 10) (HEM & CROPPER, 1959 y KESTER & BYRNE, 1972). Por otra parte, las concentraciones de complejos Inorgánicos con  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ,  $\text{SO}_4^{=}$  y  $\text{Cl}^-$  son bastante más importantes en el caso del Mn, mientras que el acomplejamiento del  $\text{Fe}^{2+}$  por la materia orgánica es muy superior al del  $\text{Mn}^{2+}$  (CALLENDER et al., 1976 y STUMM y MORGAN, 1970).

Todas las diferencias geoquímicas comentadas entre el Fe y Mn en solución acuosa, quedan perfectamente reflejadas al comparar los campos de estabilidad de sus principales compuestos naturales en relación con los valores de Eh-pH, para las mismas condiciones en cuanto a concentraciones de los diversos elementos existentes (figs 54 y 62). Esta compa-

ración ilustra el camino geoquímico por el que el Fe y Mn se pueden separar en ambiente sedimentario. En dicho diagrama se observa que mientras los campos de estabilidad de ambos carbonatos se sobrepone, existen grandes diferencias en cuanto a los óxidos e hidróxidos. Así, tal y como sucede en los yacimientos objeto de esta Tesis, en yacimientos sedimentarios de hierro en los que existe una diferenciación espacial de facies mineralógicas, el Mn muestra una tendencia a concentrarse en la facies de carbonatos, hecho que, con frecuencia, es registrado en la bibliografía.



**Fig. 62.** - Diagrama de estabilidad de los compuestos más comunes de Mn, en agua a 25°C, y 1 atm. de presión total. Total de S disuelto =  $10^{-6}M$ . Total de carbonato disuelto =  $10^{-6}M$ . (KRAUSKOPF, 1967).

## XI. HIPOTESIS GENETICA PROPUESTA. RESUMEN DE CONCLUSIONES GENERALES.

### XI. 1. INTRODUCCION.

De acuerdo con los resultados obtenidos a lo largo de este trabajo y con las consideraciones efectuadas, en los capítulos precedentes, sobre la mineralogénesis de los yacimientos sedimentarios de Fe, se puede concluir que la configuración actual de las características de las mineralizaciones de Fe estudiadas es el resultado final de la evolución espacial y temporal de unos yacimientos primarios de carácter sedimentario. De forma paralela a la evolución del contexto geológico en el que están enclavadas, estas mineralizaciones sedimentarias han sufrido transformaciones (estructurales, texturales y mineralógicas) y parciales removilizaciones de diversa índole (diagenéticas, metamórficas y debidas a procesos de meteorización y erosión), que han configurado su estado actual. Este área, pues, constituye un buen modelo, a pequeña escala, de la aplicación de los conceptos de permanencia y heredad en metalogenia. A continuación se establecen las principales fases y procesos mineralogénéticos de dicha evolución, que se resumen de forma esquemática en la pag. 295, dejando para el final la discusión sobre el posible origen del Fe.

### XI. FORMACION DE MINERALIZACIONES PRIMARIAS SEDIMENTARIAS Y/O DIAGENETICAS.

Tal y como se puso de manifiesto en el capítulo VIII, las principales características de las mineralizaciones tipo I, II y V demuestran su carácter sedimentario y/o diagenético temprano. No obstante, no existen datos concluyentes que permitan dilucidar hasta que punto los procesos sedimentarios o los diagenéticos tuvieron mayor influencia en la configuración de las distintas facies mineralógicas de las mineralizaciones.

Así mismo, las características mineralógicas y químicas de estos tipos de mineralizaciones evidencian un origen de precipitación química fundamentalmente, por lo que el Fe debió llegar a la cuenca de depósito en solución o bien debió ser disuelto en la propia cuenca previamente a su depósito. Las pequeñas recurrencias de sedimentación de tipo pelítico, intercaladas con las mineralizaciones, presentan contenidos en menas de hierro normales para este tipo de rocas y, además, van asociadas con distintos intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti.

1) Edad de las mineralizaciones y consideraciones generales de tipo paleogeográfico.

La edad de las rocas encajantes, y por tanto de las mineralizaciones sedimentarias y/o diagenéticas tempranas, no puede ser considerada de forma directa, ya que la falta de fósiles y de dataciones absolutas lo impiden. Ahora bien, a ello se podría llegar de una forma indirecta por correlación con las series de la cobertura permico-triásica del Complejo Alpujarride. Así, en el supuesto de que existiera una mayor o menor intercomunicación entre las cuencas sedimentarias de los dominios Nevado-Filábride y Alpujarride, y de que las distintas formaciones de cobertura del Manto del Mulhacén, al menos en esta zona, constituyeran una sola Unidad estratigráfica (Unidad de Charches), la Formación de la Rambla del Agua podría corresponderse con los materiales pelíticos permio-werfenenses del Complejo Alpujarride, y la Formación de Las Piletas -rocas encajantes de las mineralizaciones- con la de las formaciones carbonatadas de edad Trias medio-superior (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979).

Desde este punto de vista de la posible correlación estratigráfica entre las series de cobertura de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride, habría, también, una perfecta correlación entre las mineralizaciones de Fe aquí descritas y otras muchas, de carácter estratiforme, pertenecientes a los dominios Alpujarrides y Subbético, situadas en

la zona de tránsito del Trias inferior al Trias medio. Así, el Trias constituye una importante época metalogénica para el Fe en todo el ámbito de la zona Bética, con una máxima intensidad en la base del Trias medio,

De forma análoga a como sucede en el Complejo Alpujárride y que han puesto de manifiesto, entre otros, DELGADO (1978) y MARTIN (1980), el medio sedimentario en que ha tenido lugar el depósito de las rocas encajantes de las mineralizaciones es típico de un medio somero de plataforma continental. Así mismo, el hecho de la gran variabilidad de las secuencias litológicas en vertical y horizontal y de los cambios bruscos de potencias entre puntos relativamente próximos ( ver página 205 ), parecen indicar la existencia de una paleogeografía muy irregular. Como en el Complejo Alpujárride este medio podría ser, por tanto, similar a las actuales plataformas de sedimentación de Las Bahamas, Golfo Pérsico, etc, en donde el rasgo más característico es la gran variabilidad de facies y la coexistencia, al mismo tiempo, de depósitos carbonatados texturalmente muy diferentes.

Otro aspecto característico de la cuenca de depósito durante el Trias, es la inestabilidad tectónica relacionada con procesos de distensión y cuyas principales manifestaciones, tal y como han sido puestas de manifiesto por diversos autores, se traducen en la existencia de actividad ígnea - fundamentalmente básica - y en la formación de pliegues de "slumping" y brechas intraformacionales en las rocas carbonatadas, fenómenos todos ellos presentes en el área de estudio (ALDAYA et al. 1970).

## 2) Ambiente de depósito de las mineralizaciones de Fe. Zonaciones mineralógicas y químicas.

Dentro del marco general de tipo paleogeográfico comentado con anterioridad, las principales características texturales y mineraló-

gicas de estas mineralizaciones (tipos I, II y V) evidencian un tipo de depósito ligado a cuencas de sedimentación restringidas, tipo "lagoon", con diversas fluctuaciones en su paleofisiografía a lo largo del tiempo.

Solo en estos medios sería explicable la coexistencia de:

- a) Presencia de mineralizaciones con una facies mineralógica de carbonatos de Fe, incompatibles con unos medios de cuencas marinas de circulación abierta.
- b) Zonalidad en vertical y horizontal de diversas facies mineralógicas ( facies de carbonatos, facies de óxidos y facies mixta de magnetita y pirita).
- c) Existencia en algunas zonas de los carbonatos de Fe de texturas sedimentarias típicas de sedimentos laminados de algas.

Este tipo de medio está, así mismo, de acuerdo con la presencia de abundantes niveles dolomíticos intercalados entre las rocas encajantes de naturaleza calcítica. A este respecto, cabría, al menos a título hipotético, preguntarse si la presencia de los actuales niveles de mármoles dolomíticos de tamaño de grano muy fino ( ver pag.127 ) podrían representar el producto metamórfico de primitivos barros micríticos, sedimentos que son frecuentes en los medios de tipo "Lagoons".

En estos medios, las mineralizaciones de Fe se forman en dos etapas principales: una primera, asociada a sedimentos de naturaleza pelítica, con facies de carbonatos de Fe en Las Piletas y facies mixta de magnetita y pirita en Alquife, y una segunda etapa, ligada a sedimentos carbonatados ( calizas y dolomías), con una facies predominante de óxidos de Fe en Las Piletas y de carbonatos de Fe en Alquife (ver fig 63 ).

De acuerdo con los modelos de facies mineralógicas establecidos por JAMES (1954), estas zonaciones mineralógicas están condicionadas por las condiciones físico-químicas reinantes en cada zona de la

cuenca de depósito y, por tanto, directamente relacionadas con la paleofisiografía. En la fig. 63 se esquematizan los posibles medios de depósito de cada una de estas zonas mineralógicas.

Las facies mineralógicas presentes en ambos yacimientos indican que la zona de Alquífe debió corresponder a una parte de la cuenca de condiciones más reductoras. A su vez esta zona debió de ser, también, la de mayor subsidencia, ya que el conjunto de la formación carbonatada y mineralizaciones adquiere un desarrollo muy superior al de la zona de Las Piletas.

Las facies de carbonatos y de magnetita y pirita se debieron producir en unas zonas con valores de Eh y  $pS^{\equiv}$  bajos lo que permitió la formación masiva de siderita o magnetita y sólo pequeñas cantidades de pirita. Por el contrario las facies de óxidos, constituida fundamentalmente por hematites, debió corresponder a una zona más marginal con condiciones oxidantes, en donde el  $Fe^{2+}$  es rápidamente oxidado y precipitado como oxihidróxidos férricos.

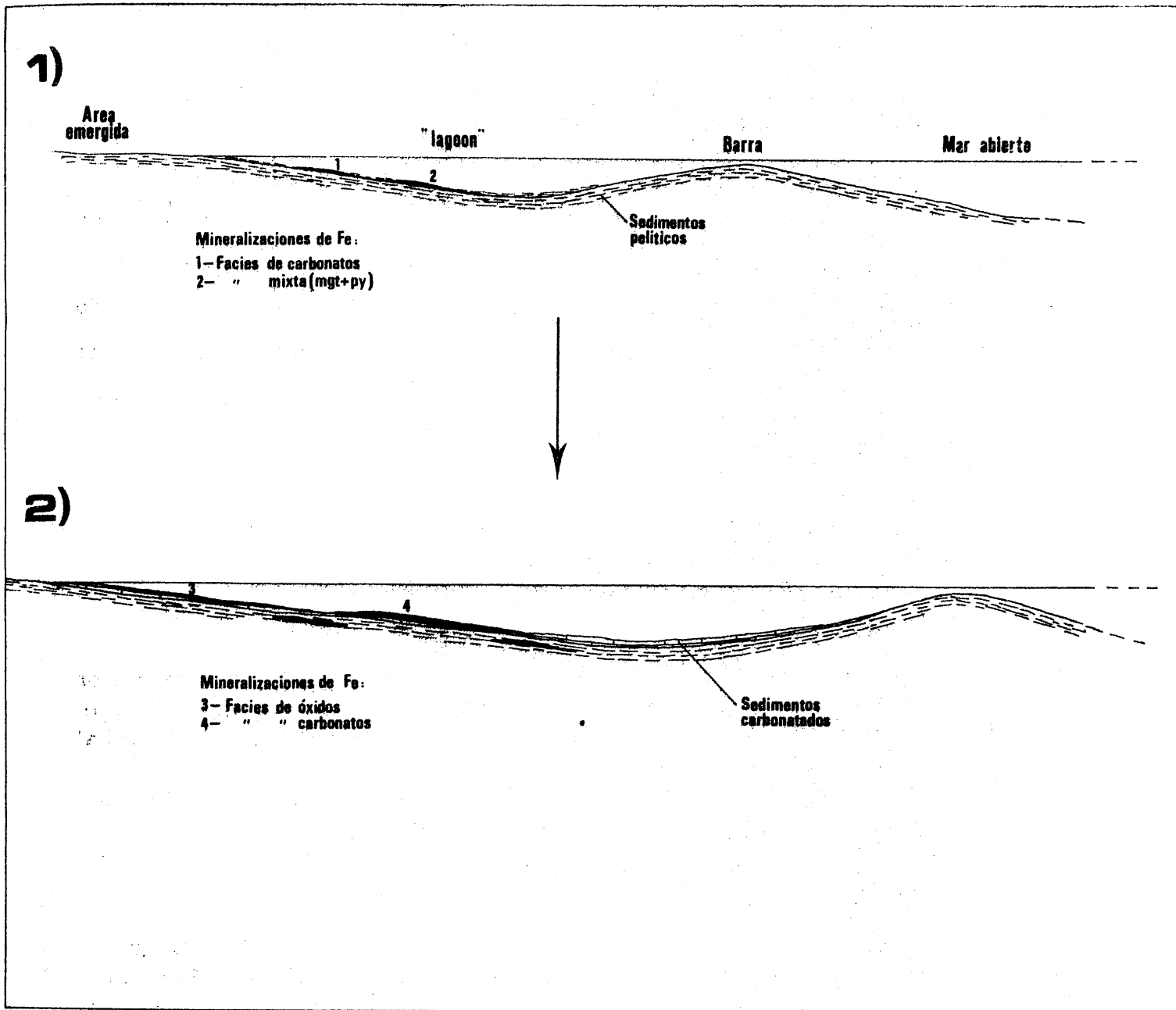
Paralelamente a la zonación mineralógica se produce una zonación química en la distribución del Mn y Ba, elementos que como minoritarios y traza respectivamente acompañan al Fe durante el proceso mineralizador. Ambos elementos se encuentran asociados y se concentran en la facies de carbonatos (siderita), separándose de la facies de óxidos dado su mayor margen de condiciones de solubilidad en medios oxidantes y a la mayor resistencia del  $Mn^{2+}$  a la oxidación (ver capítulo X). El Mn se encuentra como carbonato en solución sólida dentro de la siderita.

Finalmente, a propósito del carácter sedimentario y medios de depósito de este tipo de mineralizaciones, y de su localización estra-

tigráfica, cabe hacer una última consideración de carácter general sobre la repartición de las mineralizaciones de este tipo en el ámbito del dominio Nevado-Filábride. Así, de forma análoga a lo que sucede en la zona del Marquesado y sectores adyacentes, las mineralizaciones con características semejantes a las aquí estudiadas ( ver cap. IX ) se localizan en los materiales pertenecientes a la parte superior de la cobertura permotriásica, correspondientes tectónicamente a la Unidad de Las Sabinas definida por PUGA (1971), estando ausentes en la Unidad de la Caldera. Teniendo en cuenta este hecho, se podría considerar, desde el punto de vista de las mineralizaciones, la discusión existente entre diversos autores sobre si las Unidades tectónicas de la Caldera y de Las Sabinas son, a su vez, Unidades estratigráficas diferentes, o si tales Unidades son solo tectónicas, correspondiendo los materiales de cobertura a una única Unidad estratigráfica (ver cap. IV). Si se tienen en cuenta las implicaciones de tipo paleogeográfico, deducidas anteriormente a partir de las mineralizaciones, y la repartición de estas en el ámbito Nevado-Filábride, cabrían dos posibles interpretaciones desde el punto de vista metalogénico:

- 1) Que las Unidades de Caldera y Sabinas correspondieran a dominios con características paleogeográficas diferentes, al menos en la época en que tuvo lugar el depósito de este tipo de mineralizaciones de Fe, correspondiendo la Unidad de la Caldera a dominios más alejados de las áreas emergidas y, por tanto, no idóneos para el depósito de tales mineralizaciones.
- 2) Que las Unidades de Caldera y Sabinas correspondan , en principio, a una sola Unidad estratigráfica - tal y como defiende GOMEZ-PUGNAIRE, 1979 - por lo que las mineralizaciones se localizarían solo en los materiales de una edad determinada.





**Fig. 63.** - Esquema ilustrativo del ambiente de depósito de las mineralizaciones de Fe estudiadas y de la posible distribución espacial relativa de las distintas facies mineralógicas en relación con la distancia a la línea de costas.

Las zonas de facies 1 y 3 corresponderían al yacimiento de Las Piletas, y las zonas de facies 2 y 4 al yacimiento de Alquife.

- 1) Mineralizaciones en relación con rocas encajantes pelíticas,
- 2) Mineralizaciones en relación con rocas encajantes carbonatadas,

### XI. 3. TRANSFORMACIONES SUFRIDAS POR LAS MINERALIZACIONES PRIMARIAS CON POSTERIORIDAD A SU FORMACION.

#### XI. 3. 1. TRANSFORMACIONES DIAGENETICAS.

Si bien en el conjunto de las mineralizaciones es muy difícil separar con nitidez los posibles efectos diagenéticos de aquellos otros originados, bien directamente durante su depósito, o de los producidos durante el metamorfismo, de acuerdo con las consideraciones efectuadas en el capítulo de discusión de los resultados se puede presumir como principales efectos producidos durante la diagénesis los siguientes:

- Configuración de la zonación de facies mineralógicas de las distintas mineralizaciones, de acuerdo con la composición química del sedimento original y con las condiciones físico-químicas de las soluciones intersticiales.
- Posible configuración de las alternancias rítmicas de mineralización-rocas encajantes - especialmente llamativas en la mineralización de facies de óxidos -, producidas por procesos de diagénesis diferencial.
- Configuración de las alternancias de niveles de hematites y magnetita. Las pequeñas intercalaciones de niveles de magnetita estarían en relación con procesos de reducción sobre hematites, provocados por la existencia de materia orgánica.
- Durante la diagénesis temprana, en la mineralización de facies de carbonatos de Fe, se produce una parcial removilización del Fe y el reemplazamiento de las rocas encajantes carbonatadas de naturaleza caliza. En la mineralización de siderita, producida por este reemplazamiento, se preservan texturas de sedimentos laminados de algas propias de los primitivos sedimentos calizos reemplazados. Estas removilizaciones diagenéticas, frecuentes en rocas carbonatadas, son las responsables, al menos en una gran parte, de los muy variables grados de congruencia morfológica que presentan las mineralizaciones de facies de carbonatos respecto a las rocas encajantes.

### XI. 3. 2. TRANSFORMACIONES PRODUCIDAS DURANTE EL METAMORFISMO.

Durante el metamorfismo alpino se produce una fuerte recristalización de los diferentes minerales de Fe, sufriendo las mineralizaciones importantes cambios de tipo textural y estructural. Por el contrario, apenas si se producen reacciones en las que intervengan las diferentes menas de hierro existentes en las mineralizaciones. Estas se reducen a parciales reacciones de oxidación-reducción controladas por las asociaciones mineralógicas "tampón". Así, se produce una parcial transformación de magnetita a hematites en la mineralización de facies de óxidos de Fe y diversos intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti asociados a los lechos pelíticos intercalados en dicha mineralización.

Las estructuras y texturas metamórficas que presentan las mineralizaciones son idénticas a las de las rocas encajantes. En las mineralizaciones de facies de óxidos, dichas estructuras y texturas son similares a las de los micaesquistos, y en las mineralizaciones de facies de carbonatos de Fe son idénticas a las de los mármoles calizos y/o dolomíticos. Entre las estructuras más llamativas conviene citar el desarrollo de pliegues  $P_2$  y  $P_3$ , de abiertos a isoclinales, y de sendas esquistosidades continuas, de plano axial, fundamentalmente visibles en la mineralización de facies de óxidos de hierro.

En la mineralización de óxidos de Fe se produce la formación de hematites especular y una fuerte recristalización de la magnetita. La máxima recristalización de la magnetita se produce en la etapa postcinemática post- $S_2$  desarrollándose numerosos porfidoblastos muy idiomorfos. Con anterioridad a la fase Sin- $S_2$ , o durante ella, en algunos niveles, se produce la parcial martitización de la magnetita.

En la mineralización de carbonatos de Fe (constituida por siderita con pequeñas cantidades de pirita diseminada) se produce una

fuerte recristalización dando lugar a la formación de mármoles sideríticos. Como en el caso de la magnetita, la máxima recristalización se produce en la fase post-S<sub>2</sub>, coincidiendo con el climax térmico del metamorfismo alpino, razón por la cual en la mayor parte de los casos se destruye la orientación preferencial de los minerales. Durante el metamorfismo permanece estable la asociación siderita-cuarzo debido, sin duda, a que las altas presiones parciales del CO<sub>2</sub> reinantes no han permitido la descomposición del carbonato.

En el caso de la mineralización de facies mixta de magnetita y pirita, solo son visibles los efectos de una fuerte recristalización post-cinemática (post-S<sub>2</sub>).

### XI. 3. 3. TRANSFORMACIONES POSTMETAMORFICAS.

#### 1. - Removilización en fracturas.

Con posterioridad a las principales fases de metamorfismo alpino, en una fase subsecuente de carácter distensivo, se producen parciales removilizaciones en fracturas, especialmente llamativas en el caso de los carbonatos de hierro, y de las mineralizaciones de magnetita y pirita diseminadas en los micaesquistos.

A la vez que se produce la cristalización de siderita en fracturas, en las rocas encajantes (mármoles calizos y dolomíticos) se producen cristalizaciones de calcita y dolomita. En los contactos de los mármoles calizos y/ o dolomíticos con la mineralización de siderita se superponen los procesos de dolomitización, calcitización y sideritización, produciéndose, localmente, romboedros zonados de carbonatos de la serie CO<sub>3</sub>Ca-CO<sub>3</sub>Mg-CO<sub>3</sub>Fe.

## 2. - Transformaciones supergénicas en la zona de oxidación.

Una vez configurada, al menos en gran parte, la situación geográfica actual de las rocas encajantes y las mineralizaciones, estas últimas sufren los efectos de la meteorización y erosión, muy intensos en los dos yacimientos estudiados (Alquife y Las Piletas) dada su situación en las faldas de Sierra Nevada y Sierra de Baza respectivamente.

La mineralización de facies mixta de magnetita y pirita no sufre los efectos de estos procesos dada su posición a relativa profundidad,

La mineralización de facies de óxidos de Fe, muy estable en condiciones ambientales y en medio oxidante, sufre globalmente escasas modificaciones. Estas se reducen a ligeras oxidaciones de los niveles de magnetita y la parcial hidratación de los óxidos de Fe dando lugar a la formación puntual de masas irregulares de limonita.

En las mineralizaciones de facies de carbonatos, estos procesos adquieren una gran importancia debido a la inestabilidad de la siderita y pirita en condiciones atmosféricas y en ambiente oxidante.

En Las Piletas, dada la escasa potencia de estas mineralizaciones y el estar próximas a la superficie, se produce la total oxidación de la siderita y pirita a hematites y goethita fundamentalmente y la formación paralela de pirolusita a partir del manganeso contenido en la primitiva siderita.

En el yacimiento de Alquife, por el contrario, debido al gran desarrollo en profundidad de la formación carbonatada - incluida mineralización y rocas encajantes -, se produce una zonación mineralógica, en

la vertical, condicionada por el variable desarrollo de la zona de oxidación y por la creación, en esta última zona, de una zonalidad, en profundidad, en las condiciones físico-químicas en el medio en que se produce la oxidación. Esta última zonalidad está en relación con la zonación hidrogeológica en macizos calizos carstificados. Así, en las zonas más profundas del criadero se encuentran los mármoles sideríticos sin transformar. En la zona intermedia se produce la transformación de siderita a goethita fundamentalmente, y en la zona superior la transformación de la siderita da lugar a hematites como mena más abundante. Los pasos entre cada zona consecutiva son más o menos graduales.

Durante estas transformaciones mineralógicas comentadas, en la zona de oxidación se produce un reajuste de tipo textural y la creación de numerosos poros y huecos en los que precipitan oxi-hidróxidos de Fe con formas botroidales típicas de un estado coloidal. En algunos de estos huecos se deposita un fino sedimento interno, laminado, constituido por los minerales insolubles de la mineralización ( mica incolora y cuarzo fundamentalmente ).

De forma puntual, y debido a la relativa mayor movilidad en solución del  $Mn^{2+}$  frente al  $Fe^{2+}$  durante los procesos de oxidación, en la zona de oxidación se producen concentraciones secundarias de pirrolusita.

Condicionado por los procesos de oxidación comentados, una parte del Fe liberado produce la impregnación y reemplazamiento de las rocas encajantes, de forma especial en las proximidades de los contactos mineralización- rocas encajantes.

A todos estos procesos mineralogenéticos, se superpone una calcitización bastante generalizada. La calcita rellena huecos y fracturas y reemplaza a diferentes minerales accesorios existentes en la mineralización. Esta calcitización afecta, así mismo, a los mármoles de naturaleza

dolomítica.

#### XI.4. FORMACION DE MINERALIZACIONES CARSTICAS.

Con posterioridad a los procesos de meteorización, y/o en parte coetánea y favorecida por ellos, se produce la erosión parcial de las mineralizaciones y el relleno de cavidades cársticas desarrolladas en los mármoles por la acción de las aguas meteóricas.

La formación de estos depósitos cársticos se circunscribe fundamentalmente a la parte superior del paquete marmoreo.

Presentan un distinto desarrollo, según las zonas, que es paralelo al desarrollo de las mineralizaciones que le han servido de fuente y que corresponden, casi exclusivamente, a las zonas de oxidación de los mármoles sideríticos.

Hacia la parte superior de estas mineralizaciones cársticas, los cantos de mineral se mezclan con los aluvionales, procedentes del desmantelamiento de los relieves circundantes, dando lugar a un conglomerado y/o brecha poligénica denominada "Rubial". Este último material marca el tránsito entre las mineralizaciones y los materiales cuaternarios aluviales los cuales rellenan la Depresión y fosilizan la mayor parte de los criaderos.

Una vez colmatada la Depresión, se produce un aumento del nivel freático hasta su situación actual y queda así configurada la situación presente de estos yacimientos.

## XI.5. ORIGEN DEL HIERRO.

Para intentar dilucidar el origen de la concentración primaria del hierro en la cuenca de depósito, a continuación se consideran tres aspectos: 1) consideraciones sobre esta problemática a escala mundial, 2) comparación entre los contextos geológicos de las principales mineralizaciones de hierro de la zona Bética s.l. y 3) características específicas de la zona estudiada.

1) Si bien a escala mundial, no se discute que cada una de las principales fuentes de hierro - meteorización de áreas continentales emergidas, volcanismo y detritus del fondo del mar - tienen, por sí solas, una gran importancia, el problema principal estriba en dilucidar cual ha sido la fuente primordial del hierro para un depósito dado en donde, al menos teóricamente, caben las tres posibilidades. Este problema se dificulta aún más si se considera que el vulcanismo, en especial el de tipo básico de las series ofiolíticas y espiíta-queratófiro, puede influir, bien de forma directa, aportando el hierro a la cuenca en solución, o de forma indirecta al entrar a formar parte sus materiales de áreas continentales o fondos oceánicos. En este segundo caso, los materiales volcánicos básicos, ricos en hierro, se sumarían al resto de las rocas factibles de ser lixiviadas, constituyendo una importante fuente potencial del hierro.

Un importante hecho a tener en cuenta es que, al contrario de lo que sucede en el caso de que el hierro proceda de meteorización y lixiviado de áreas continentales, cuando es el vulcanismo la fuente directa del hierro, la formación de yacimientos exhalativo-sedimentarios no está necesariamente controlada por condiciones rígidas de tipo paleogeográfico y/o climático, ni las concentraciones de hierro tie-



nen por que estar asociadas a determinados controles estratigráficos y/o litológicos. Sólo es necesario una estrecha relación temporal entre las mineralizaciones y las manifestaciones volcánicas y, en parte, una relativa asociación espacial entre ambos, aunque no necesariamente de forma directa, ya que el hierro en solución puede ser separado de los materiales volcánicos.

2) Si se consideran los contextos geológicos de los principales yacimientos estratiformes de hierro existentes en los dominios de la zona Bética s. str. y en la zona Subbética (ver cap. IX), se pueden deducir las siguientes consideraciones de interés:

- Tanto en los materiales de las coberturas Nevado-Filábride y Alpujarride como en los materiales Subbéticos, las principales mineralizaciones de hierro se sitúan en la base de las secuencias estratigráficas atribuibles al Trias medio-superior. En ambos contextos y en la mayor parte de los casos, las mineralizaciones se sitúan en el tránsito de secuencias fundamentales de tipo pelítico a secuencias carbonatadas. La situación de las mineralizaciones presenta pues unos controles de tipo estratigráfico y litológico definidos y por tanto unas implicaciones, más o menos importantes, de tipo paleogeográfico y/o climático.

- En todos estos contextos geológicos existe, en mayor o menor grado, una actividad ígnea de carácter básico con un importante desarrollo de manifestaciones subvolcánicas y volcánicas, especialmente de las primeras. Esta actividad magmática presumiblemente se inicia en el Trias y adquiere una máxima importancia en el Jurásico. A este respecto conviene señalar que recientes dataciones de edad absoluta de estas rocas básicas en el dominio Subbético han dado como

resultado edades comprendidas entre el Malm y Cretaceo inferior (PUGA com. pers.). En el dominio Nevado-Filábride estas manifestaciones dan lugar a la formación de un complejo magmático (ofiolítico según PUGA et al., 1976) cuyas rocas, afectadas por el metamorfismo alpino, se encuentran, hoy en día, en forma de eclogitas, metagabros, metabasaltos, anfibolitas, serpentinas y rocas ultrabásicas.

- Las relaciones espaciales entre las manifestaciones ígneas y los yacimientos de hierro son muy variables de unas zonas a otras, existiendo relaciones directas de forma puntual y en especial en el dominio Subbético. Incluso en estos casos en algunas mineralizaciones (Cehegín) se pueden observar, junto con los minerales de hierro, cantos detríticos de las rocas ígneas (GARCIA-CERVIGON et al., 1976).

3) En la comarca del Marquesado, las mineralizaciones de hierro objeto de estudio están desconectadas espacial y temporalmente de las manifestaciones ígneas de carácter básico. En áreas cercanas y próximas a las mineralizaciones existen solo pequeñas intercalaciones de rocas ígneas ácidas, actualmente en forma de ortogneises. Las rocas ígneas básicas, de las que al menos una parte de las actualmente interestratificadas podría ser, a título hipotético, atribuible a una edad triásica, se restringen a la Formación de la Rambla del Agua considerada aquí como la parte inferior de la cobertura permo-triásica (fig. 46). Este hecho está bastante generalizado en otras muchas áreas de Sierra Nevada y Sierra de Baza, en donde en los materiales de la Formación de Las Piletas apenas si están representadas dichas rocas básicas, limitándose estas a pequeñas intercalaciones de serpentinitas.

De acuerdo con las consideraciones hechas anteriormente y en especial con el hecho de la existencia de un estrecho control estratigráfico y litológico de las mineralizaciones, se propone para el Fe un origen fundamentalmente derivado de meteorización y lixiviado de áreas continentales emergidas, en las que posiblemente parte de los materiales ígneos básicos que pudieran ser considerados como de edad similar o anterior a la de las mineralizaciones podrían jugar un importante papel como fuente indirecta del Fe, habida cuenta de su normal riqueza en este elemento.

Con independencia de las implicaciones de tipo paleogeográfico, deducidas en apartados precedentes a partir de las mineralizaciones de hierro, en el Complejo Nevado-Filábride las recristalizaciones metamórficas impiden hacer otras consideraciones concretas de tipo paleogeográfico y climático a partir de las facies y texturas de las rocas encajantes. No obstante, las similitudes existentes entre las secuencias litológicas de los materiales de las coberturas Nevado-Filábride y Alpujarride parecen indicar que, aún dentro de la variabilidad de cada uno de estos dominios, los medios de depósito y caracteres climáticos, "a groso modo" y a grandes rasgos, debieron ser más o menos similares en ambos dominios.

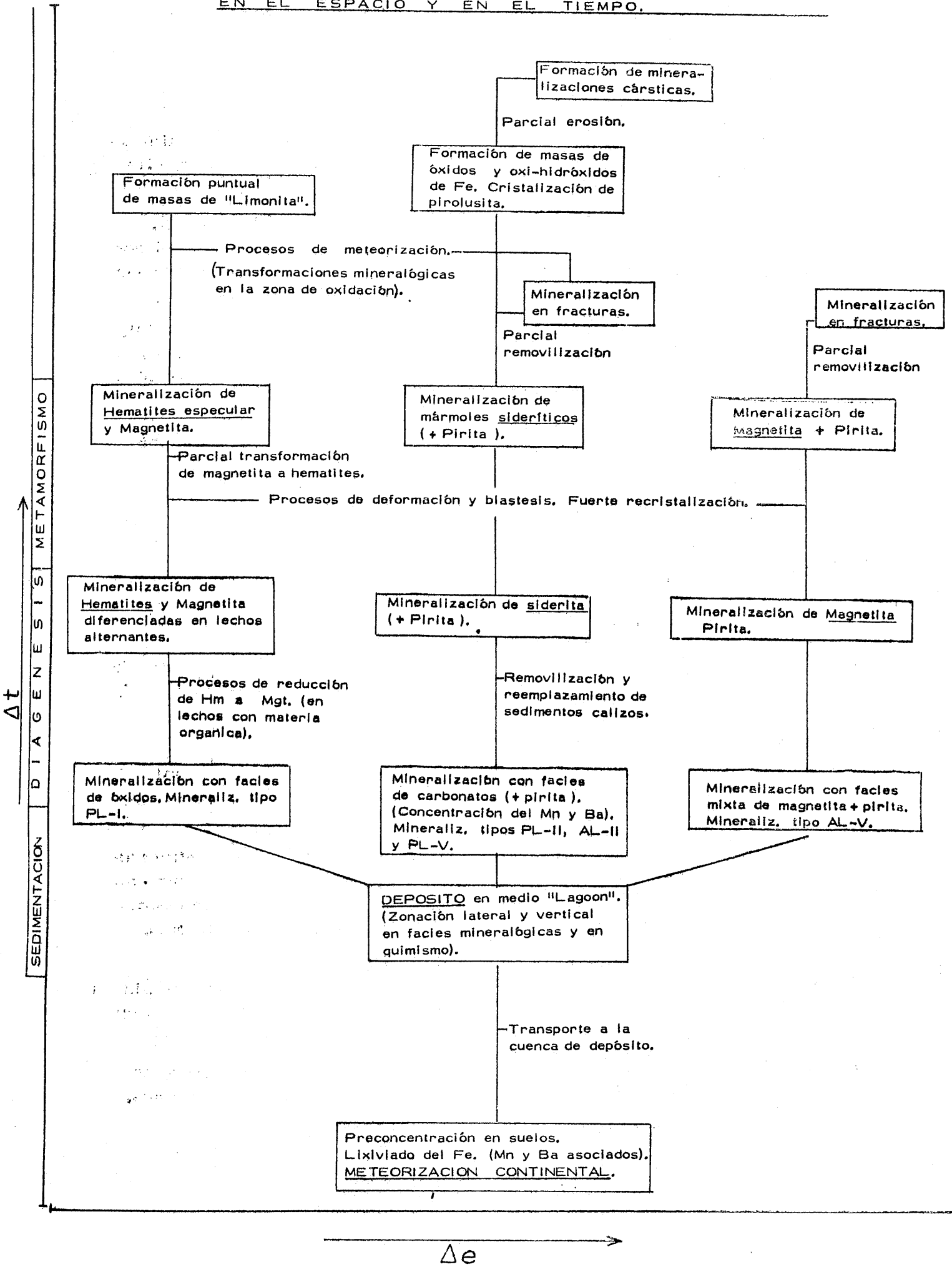
En los estudios realizados sobre los materiales Alpujarrides en la Sierra de Baza, DELGADO (1978) deduce que las formaciones carbonatadas del Trias medio-superior son típicas de medios de plataforma somera con una paleofisiografía muy irregular, de modo que al mismo tiempo puedan coexistir depósitos texturalmente muy diferentes y abundantes cambios laterales y verticales en las facies y/o texturas sedimentológicas. Estos medios serían de gran parecido a las actuales plataformas de sedimentación carbonatada en Las Bahamas, Florida, Australia, Golfo Pérsico, etc. En opinión de este mismo autor, el clima de esta gran plataforma carbonatada debió ser cá

lido, con probables cambios irregulares de carácter húmedo a seco. Es presumible que no persistieran condiciones desérticas durante mucho tiempo sino que más bien predominara un clima de tipo tropical a subtropical con individualización espacial y temporal de áreas y épocas de clima más desértico.

En mi opinión, para el dominio Nevado-Filábride podrían, aunque con ciertas reservas, ser extrapolables unas condiciones más o menos análogas a las deducidas por DELGADO (op. cit.) para el dominio Alpujarride. Así, en estos medios, durante épocas húmedas y cálidas el Fe puede ser lixiviado, de las rocas de las áreas emergidas, durante la meteorización. En clima cálido y húmedo, con desarrollo de vegetación, los diferentes tipos de suelos que se pueden formar en especial los de tipo podzólico (ver pág. 264 ) son los más idóneos para la liberación y migración del hierro.

Finalmente, dilucidar cuál sería el área continental fuente del hierro es extraordinariamente difícil debido a la complicada evolución tectónica de la Cordillera Bética y en especial de los dominios Nevado-Filábride y Alpujarride. A este respecto, y con los conocimientos regionales actuales, sólo cabría considerar, a título hipotético, la opinión de DELGADO (1978) y DIAZ DE FEDERICO (com. pers.) de que la unidad estructural más profunda del Complejo Nevado-Filábride (Manto del Veleta) podría haber constituido, durante el Trias, un microcontinente emergido situado entre los dominios internos y externos de la cadena.

ESQUEMA DE LA EVOLUCION DE LOS YACIMIENTOS EN EL ESPACIO Y EN EL TIEMPO,



BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A.L. (1962). - Relationships between the mineral association ; chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Am. Mineralogist*, 47, 851-870.
- ALDAYA, F.; FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1970). - Brechas intraformacionales y pliegues de slumping en el dominio triásico Nevado-Filábride (zona Bética, provincia de Granada). *Cuad. Geol.*, 1, 117-122.
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1980). - Los mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. Libro homenaje al Prf. Solé-Sabaris. (En prensa).
- AMSTUTZ, G. C. (1967). - The logic of some relations in ore Genesis. *Proceeding of the 15th. Inter-University Geol. Congress*, University of Leicester. England.
- AMSTUTZ, G. C. y BUBENICEK, L. (1967). - Diagenesis in sedimentary deposits. *Amsterdam. Elsevier*, cap. 9, 417-475.
- AMSTUTZ, G. C. y BERNARD, A. J., Eds. (1973). - Ores in sediments. *Internat. Union Geol. Sc. Ser. A. Nº 3. Springer-Verlag*. Berlín, Heidelberg. New York. 350 pp.
- ARANA, R. (1973). - Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). Tesis. Univ. Granada. Nº 27, 548 pp.
- ARANA, R.; VELILLA, N. ; TORRES-RUIZ, J. y SEBASTIAN, E. (1979). - Observaciones mineralógicas sobre el yacimiento de Santa Constanza (Jeres del Marquesado, Granada). *Soc. Esp. Mineralogía*. Vol. extra, 21-30.
- AROSTEGUI, J.; FORTUNE, J.P. y VELASCO, F. (1979). - Mineralogía y diagénesis de los carbonatos zonados de los yacimientos de hierro de Bilbao. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro. *Temas Geológico-Mineros del Inst. Geol. Min. España*. 21-41.
- BAAS BECKING; L. G. M.; KAPLAN, I. R. y MOORE, D. (1960). - Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation potentials. *J. Geol.* 68, 243-284.
- BARAHONA, E. (1974). - Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis. Univ. Granada. 398 pp.

- BERNARD; A. J. (1973). - Metallogenic processes of intra-karstic sedimentation. En: Ores in sediments. G. C. Amstutz y A. J. Bernard Eds. Internat. Union Geol. Sci. N°3, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 43-59.
- BERNER, R. A. (1970). - Sedimentary pyrite formation. Amer. Journ. Sci. 268, 13-23.
- (1971). - Principles of chemical sedimentology. Cap. 1. Diagenesis of iron minerals. McGraw-Hill, New York, 240 pp.
- BESNUS; Y. (1976). - Méthode géochimique utilisant les courbes de régression appliquée à l'étude de la genèse des gisements métalliques. Mém. h. sér. Soc. Géol. France, n°7, 215-218.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. y MURRAY, R. (1972). - Origin of sedimentary Rocks. Penticehall, Inc., Englewood Cliff, New Jersey, 609 pp.
- BLONDEL, F. (1955). - les types de gisements de fer. Chronique des Mines d'Outre Mer et de la Recherche Minière. 231, 226-246.
- BODECHTEL, J. (1965). - Zur Genese der Eisenerze der Toskana und der Insel Elba. N. Jb. Miner. Abh. 103 (2), 147-162.
- BONNICHSEN, B. (1975). - Geology of the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota. Econ. Geol. 70, 319-340.
- BORCHERT, H. (1960). - Genesis of Marine Sedimentary Iron Ores. Bull. Inst. Min. Met. 640, 261-279.
- BOSTROM, K. (1970). - Submarine volcanism as a source for iron. Earth Planet Sci. Lett. 9, 348-354.
- BRANDT, R. T.; DORR, J. V. N.; GROSS, G. A.; GRUSS, H. y SEMENENKO, N. P. (1972). - Problems of nomenclature for banded ferruginous-cherty sedimentary rocks and their metamorphic equivalents. Discussion. Econ. Geol. 67, 682-684.
- BROUWER, H. A. (1926). - Zur geologie der Sierra Nevada. Geol. Rundschau. XVII, 118-137.
- (1926). - The structure of the Sierra Nevada. Proc. Kon. Neder. Akad. Wet. 29, 678-682.
- BUBENICEK, L. (1966). - Géologie des gisements de fer; métallogénie ou géochimie?. Min. Deposita. 1, 43-55.
- BUDDINGTON, A. F.; FAHEY, J. y VLISIDIS, A. (1963). - Degree of oxidation of Adirondack iron oxide minerals in relation to petrogeny. J. Petrology. 4, 138-169.

- BURTET FABRIS, B. y OMENETTO, P. (1975). - Osservazioni sulla mineralizzazione ad ossidi e solfuri del M. Argentario (Grosseto). Estratto dal Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol. vol. XXX, 963-967.
- CANAVAN, F. y EDWARDS, A. B. (1938). - The iron ore deposits of Yampi Sound, Western Australia. Australasian Inst. Min. & met., Proc. 110, 88.
- CALLENDER, E. y BOWSER, C. J. (1976). - Mobilization/precipitation of iron and manganese. (Fresh water ferromanganese deposits). En: Handbook of strata-bound and stratiform Ore Deposits, Wolf Ed. Elsevier Scientific publishing Company. Amsterdam, Vol. 7, cap. 8, 371-377.
- CAÑADA, F. (1966). - Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos-carbonatos de hierro. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 87, 91-96.
- CARROLL, D. (1970). - Rocks Weathering. Plenum Press. New York, London. 203 pp.
- CASTALDO, G. y STAMPANONI, G. (1975). - Memoria illustrativa della carta mineraria d'Italia, scala 1:1.000.000. Mem. Ct. Geol. Italia. 14, 213 pp.
- CAYEUX, L. (1948). - Etude microscopique des minerais du Marquesado. Documentación de la C. A. M. (Inédito).
- CHAUVEL, J. J. y DIMROTH, E. (1974). - Facies types and depositional environment of the Sokoman Iron formation, central Labrador trough. Quebec. Canada. Journ. Sed. Petrol. 44, 299-327.
- CHILDS, C. W. (1973). - Relative mobility of iron and manganese in sedimentary processes. Nat. Phys. Sci. 241, 119.
- CHILINGAR, G. V.; BISSELL, H. J. y WOLF, K. H. (1966). - Diagenesis of carbonate rocks. En: Diagenesis of sediments. Development in Sedimentology. 25A. G. Larsen and G. V. Chilingar Eds, Elsevier. 423-536.
- CHINNER, G. A. (1960). - Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Cove, Angus, Scotland. J. Petrology. 1, 178-217.
- CHUCKHROV, F. V. (1973). - On the genesis problem of thermal sedimentary iron ore deposits. Min. Deposita. 8, 138-147.
- (1973). - Evolution of mineral composition in sedimentary iron ores. Internat. Geol. Rev. 16, 161-168.



- CHUKHROV, F. V.; ZVYAGIN, B. B.; ERMILOVA, L. P. y GORSHKOV, A. I. (1972). - New data on iron oxides in the weathering zone. Proc. Internat. Clay Conference, 333-341.
- CVIJIC, J. (1918). - Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. Rec. Trav. Inst. Géograph. Alpine. 6, 4. 1-56.
- DAVIES, G. R. (1970). - Algal-Laminated Sediments Gladstone Embayments. Shark Bay Wester. Australia. Am. Assoc. Petrol. Geologist. - Mem. 13. 169-205.
- DE ALBACETE MENDICUTI, M. (1945). - El distrito minero de Granada. La España minera y metalúrgica. Dir. Gral. de Minas.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J. (1965). - Rock-Forming minerals. Vol. 5. Non silicates. Longmans Green and CO. LTD. 371 pp.
- (1971). - An introduction to the rock-forming minerals. Longmans G.L. Londres. 528 pp.
- DELGADO, F. (1978). - Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis. Univ. Granada. 483 pp.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971). - Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada, situado al S de Jerez del Marquesado (zona Bética, Granada). Cuad. Geol. 2, 89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1974). - Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la zona Bética (Cordilleras Béticas, España). Tecniterrae. 1, 17-24.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; PUGA, E. y TORRES-ROLDAN, R. (1978). - Ingeous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (sothern Spain). Cuad. Geol. 8, 39-60.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; PUGA, E. y SASSI, F. P. (1979). - New problems in the Sierra Nevada Complex. (Betic Cordilleras, Spain). N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 10, 577-585.
- DIMROTH, E. (1976). - Aspects of the sedimentary petrology of cherty Iron-Formation. En: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Vol. 5. Cap. 5, 203-253. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.
- (1979). - Diagenetic facies of iron formation. En: Facies Models. Walker, R. G. Ed. Department of Geology McMaster. University Hamilton. Ontario. Canada. 183-189.

- (1979). - Models of Physical Sedimentation of Iron Formation, En: Facies Models. Walker, R. G. Ed. Department of Geology. McMaster. University Hamilton. Ontario. Canada, 175-182.
- DIMROTH, E. y CHAUVEL, J. J. (1973). - Petrography of the Sokoman Iron formation in oart of the central Labrador trough, Quebec, Canada. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 111-134.
- DREVER, J. I. (1974). - Geochemical model for the origin of Precambrian banded Iron Formation. Bull. Geol. Soc. America. 85, 1099-1106.
- DUCHAUFOUR, Ph. (1960). - Précis de Pédologie. Masson & C<sup>le</sup>, Ed, Paris.
- (1975). - Manual de edafología. Ed. Toray-Masson. Barcelona,
- DUPUY DE LOME, E. (1959). - Informe privado para la compañía " The Alquife Mines and Raitway Company.
- DZOTSENIDZE, G. S. (1972). - On the volcanic-sedimentary origin of some sedimentary Iron Ore Deposits. 24th. Internat. Geol. Con gress. Sect. 4. Montreal, Canada. 338-343.
- DZYALOSHINSKII, I. E. (1957). - Thermodynamic theory of "weak" ferromagnetism in antiferromagnetic substances. Soviet Physics JETP, 5, 1259-1272.
- (1958). - A thermodynamic theory of "weak" ferromagnetism of antiferromagnetic. J. Phys. Chem. Solids. 4, 241-255.
- EGELER, C. G. (1963). - On the tectonics of the eastern Betic Cordille ras (SE Spain). Geol. Rundschau. 53, 260-269.
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. (1969). - Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne). Verh. Kon. Neden, Akad. v. Wet. 25, 90pp.
- EICHLER, J. (1976). - Origin of the Precambrian banded Iron-Formations, En: Handbook of strata-bound and stratiform ore Deposits, vol. 5, 157-201. Elsevier Scientific Publishing Company. Amster dam.
- ERHART, H. (1961). - Sur la genèse de certain gîtes miniers sedimen- taires en rapport avec la phénomène de la bio-rhexistasie et avec des mouvements tectoniques de faible amplitude. C. R. Acad, Sc. Paris. T. CCLII, 2904-2906.
- (1961). - Sur la genèse de certain gîtes sedimentaires de fer, C. R. Acad. Sc. Paris. T. CCLII, 3307-3309.

- ERHART, H. (1966). - Bio-rhexistasié, biostasié, évolutive, heterostasié. Importance de ces notions en géologie minière exogène. C. R. Acad. Sc. Paris. T. CCLXIII, Ser. D, 16, 1048-1051.
- EUGSTER, H. P. (1972). - Reduction and oxidation in Metamorphism. (II). 24 th. Internat. Geol. Congress. Sect. 10, 3-11.
- EUGSTER, H. P. y I-MING CHOU (1973). - The depositional environments of Precambrian banded Iron-Formations. Econ. Geol. 68, 1144-1168.
- EWAMY, B. D. (1963). - The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. Sedimentology, 2, 164-170.
- FALLOT, P. (1948). - Les Cordillères Bétiques. Est. Geol. vol. IV, 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J. M. y SOLE-SABARIS, L. (1961). - Estudio sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone. Bol. Inst. Geol. Min. España. T. LXXI, 347-557.
- FERNANDEZ-NIETO, C. (1978). - Mineralogía y Mineralogénesis del yacimiento de hierro de Ojos Negros (Teruel y Guadalajara). Tesis. Univ. Zaragoza.
- FERNANDEZ-NIETO, C. y ARRESE, F. (1979). - Mineralogía y Mineralogénesis del yacimiento de hierro de Ojos Negros (Teruel y Guadalajara). I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro. Temas Geológico-Mineros del Inst. Geol. Min. España, 141-177.
- FERNANDEZ-RUBIO, R. (1960). - Estudio de los criaderos de magnetita de la zona comprendida entre los ríos Argos y Quipar (Murcia). Tesis. E. T. S. Ingenieros de Minas de Madrid. (Inédita).
- FLORAN, R. J. y PAPIKE, J. J. (1975). - Petrology of the low-grade rocks of the Gunflint iron-formation. Ontario-Minnesota. Bull. Geol. Soc. America, 86, 1169-1190.
- (1978). - Mineralogy and Petrology of the Gunflint Iron-formation, Minnesota-Ontario. Correlation of compositional and assemblage variations at low to Moderate Grade. J. Petrol. 19, 215-288.
- FONTBOTE, J. M. (1968). - Informe geológico sobre la posible extensión de los yacimientos de hierro de Alquífe (Granada). Informe para Agrupación Minera S. A. (Inédito).
- FOSTER, M. D. (1962). - Interpretation of the composition and a classification of the chorites. Geol. Surv. Prof. Paper. 414-A, 33pp.

- FRENCH, B.M. (1971). - Stability relations of siderite ( $\text{FeCO}_3$ ) in the system Fe-C-O. *Amer. Journ. Sci.* 271, 37-78.
- (1973). - Mineral assemblages in diagenetic and low grade metamorphic iron-formation. *Econ. Geol.* 68, 1063-1074.
- FROST, B.R. (1978). - Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of proterozoic banded iron-formations. A discussion. *Econ. Geol.* 73, 1369-1370.
- GARCIA-CERVIGON, A; ESTEVEZ, A. y FENOLL HACH-ALI, P. (1979). - Los yacimientos de magnetita del coto minero de Ceghegín (zona subbética, provincia de Murcia). *Cuad. Geol.* 7, 123-140.
- GARCIA-ROSSELL, L; TORRES-RUIZ, J. y FENOLL HACH-ALI, P. (1979). - Mineralizaciones de hierro tipo "ocres rojos" en las cercanías de Baena (Córdoba). I Reunión de Mineralogía y Metalogía del hierro. *Temas Geológico-Mineros del Inst. Geol. Min. España.* 71-85.
- GARRELS, R.M. y CHRIST, C.I. (1965). - *Solutions Minerals and Equilibria.* Harper and Row. New York. 450 pp.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. (1976). - Estudio geológico de un área situada al E de la Calahorra (Cordilleras Béticas, España). *Cuad. Geol.* 7, 7-25.
- (1979). - Some considerations on the highest temperature reached in the outcropping rocks of the Nevado-Filábride Complex in the Sierra de Baza area during the alpine metamorphism. *N. Jb. Min. Abh.* 135, 75-87.
- (1979). - La evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza, (Cordilleras Béticas, España). Tesis. Univ. Granada. 317 pp.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y SASSI, F.P. (1977). - New data on the alpine metamorphism history in the Nevado-Filábride Complex in the Sierra de Baza area (Cordilleras Béticas, Spain). *Miner. Petrogr. Acta.* 21, 29-41.
- GOOSENS, P.J. (1975). - L'apport métallifère direct du volcanisme continental. *Min. Deposita* 10, 43-45.
- GOVETT, G.J.S. (1966). - Origin of banded iron formations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 77, 1191-1212.

- GUARDIOLA, R. y SIERRA, A. (1928). - Hierros de Almería y Granada. En: Criaderos de hierro de España. T.V-3. Memorias del Inst. Geol. Min. España.
- GROSS, G.A. (1967). - Geology of iron deposits in Canada. Vols. I, II y III. Econ. Geol. Report nº22, Geol. Surv. Canada.
- HAGGERTY, S. E. (1971). - High-temperature oxidation of ilmenite in basalts. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Year. Book, 70, 165 pp.
- HARDER, E. C. (1919). - Iron-depositing bacteria and their geologic relations. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 113.
- HEISSEL, W. (1955). - Die "Hochalpenüberschiebung" und die Brauneisenlagerstätte von Werfen-Bischofshofen. (Salzburg). Jb. Geol. B.-Anst., 98, 183-201.
- HELMERS, H. y VOET, H. W. (1967). - Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filábres (Betic Cordilleras, SE Spain). Koninkl. Ned. Akad. Wetens. chap. Proc., ser. B. 70, 239-253.
- HEM, J.D. (1970). - Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. Geol. Surv. Wat. supply. Pap. 1473, 114-125.
- (1972). - Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 140, 17-24.
- HEM, J.D. y CROPPER, W.H. (1959). - A survey of chemical equilibria and redox potentials. U.S. Geol. Surv. Water-Supply. Pap. 1459 (A), 1-31.
- HEY, M.H. (1954). - A new review of the chlorites. Min. Mag. 30, 277-292.
- HEY, H.; GUILLEMIN, C.; PERMINGEAT, F. y ROEVER, W.P. de (1961). - Sur la nomenclature minéralogique: Décisions de la Commission des Nouveaux de l'Association International de Minéralogie. Bull. Soc. - Franc. Mineral. Crist. 134, 96-105.
- HOLLAND, H.D. (1973). - The oceans: a possible source of iron in iron-formation. Econ. Geol. 68, 1169-1172.
- HONDA, K. y SONE, T. (1914). - Über die magnetische untersuchung der strukturänderungen in Eisen und Chromverbindungen bei höheren Temperaturen. Sci. Rept., Tôhoku Imperial University. 3, 223-243.
- HONNOREZ, J.; HONNOREZ-GUERSTEIN, B.; VALETTE, J. y WAUSCHKUHN, A. (1973). - Present Day Formation of an Exhalative - Sulfide Deposit at Vulcano (Tyrrhenian Sea), Part II.: Active Crystallization of Fumarolic Sulfides in the Volcanic Sediments of the Baia di Levante. En: Ores in Sediments. G. C. Amstutz y A. J. Bernard Eds. Internat. Union Geol. Sci. Ser. A. 3, 139-167. Springer-Verlag. Berlin.

- HOUGHT, J.L. (1958). - Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron formation. *Journ. Sed. Petrol.* 28, 414-430.
- HUBER, N.K. y GARRELS, P.M. (1953). - Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. *Econ. Geol.* 48, 337-357.
- HUERTAS, F. y LINARES, J. (1972). - Análisis químico de rocas, (Inédito).
- I. G. M. E. (1975). - Mapa metalogénico de España. E. 1:200.000. Hojas: nº 72 (Elche), nº 77 (Jaén), nº 78 (Baza), nº 79 (Murcia), nº 83 (Granada-Málaga), nº 84-85 (Almería-Garrucha). *Inst. Geol. Min. España. Serv. Public. Ministerio de Industria.*
- JAMES, H.L. (1954). - Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.* 49, 235-293.
- (1966). - Chemistry of the Iron-Rich Sedimentary Rocks. *Data of Geochemistry. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440-W, cap. W, 47-60.*
- JONES, E. A. (1977). - The separation and determination of trace elements in iron ore. *Rept. Nat. Inst. Metall., South Africa, nº 1869, 20 pp.*
- JUVANCIC, H. y KIRNBAUER, F. (1971). - Wert und Wesen des steirischen Erzberges. *Montan-Rdsch., (2).* 25-46.
- KEPEZHINSKAS, K. B. (1965). - Composition of chlorites as determined from their physical properties. *Dekl. Akad. Nauk. SSSR. Earth Sci. Sect.* 126-129.
- KERN, A. (1952). - Die Eisenerzlagerstätten der Osterreichisch-Alpinen Montangesellschaft. *XIX Congr. Géol. Int. Alger. 1952. Symp. Gisem. Fer Monde, II.* 41-47. En: *Eiseneralagerstätten in Osterreich.* 39-73. Alger.
- KESTER, D. R. y BYRNE, R. H. Jr. (1972). - Chemical forms of iron in seawater. En: D. R. Horn Ed. *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor. Nat. Sci. Found. Washington. D. C.* 107-116.
- KIMBERLEY, M. M. (1974). - Origin of iron ore by diagenetic replacement of calcareous oolite. *Nature.* 319-320.
- (1978). - Paleoenvironmental classification of Iron-Formations. *Econ. Geol.* 73, 215-229.
- (1979). - Geochemical distinctions among environmental types of iron formations. *Chemical Geol.* 25, 185-212.

- KLEIN, C. Jr. (1966). - Mineralogy and Petrology of the metamorphosed Wabush Iron Formation, Southwestern Labrador. *J. Petrol.* 7, 246-305.
- (1973). - Changes in mineral assemblages with Metamorphism of some Banded Precambrian Iron-Formations. *Econ. Geol.* 68, 1075-1088.
- (1974). - Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron-formations. *Can. Min.* 12, 475-498.
- KLEIN, C. Jr. y BRICKER, O. P. (1977). - Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of proterozoic banded iron-formations. *Econ. Geol.* 72, 1457-1470.
- (1978). - Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of proterozoic banded iron-formations. A reply. *Econ. Geol.* 73, 1371-1372.
- KRANCK, S. H. (1961). - A study of phase Equilibria in a Metamorphic Iron Formation. *J. Petrology.* 2, 137-184.
- KRAUSKOPF, K. B. (1956). - Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 12, nº 1-2, 61-84.
- (1967). - Introduction to Geochemistry. *Internat. Series in the Earth and Planetary Sci.* McGraw Hill. 721 pp.
- KRUMBEIN, W. C. y GARRELS, R. M. (1952). - Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.* 60, 1-33.
- LABERGE, G. L. (1964). - Development of magnetite in iron-formations of the lake Superior region. *Econ. Geol.* 59, 1313-1342.
- LAUNAY, L. de (1913). - *Traité de Métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères.* 3 vol. Ch. Béranger, Paris. 2. 590 pp.
- LEINE, L. (1968). - *Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain.* Academisch Proefschrift Universiteit van Amsterdam.
- LEINE, L. y EGELER, C. G. (1962). - Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated rauhwackes in the region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres. (SE, Spain). *Geol. en Mijnb.* 41, 305-314.
- LEMOALLE, J. y DUPPON, B. (1971). - Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). *En: Ores in Sediments.* Eds.: G. C. Amstutz y A. J. Bernard. *Internat. Union Geol. Sci. Ser. A*, 3, 167-179. Springer-Verlag Berlín. Heidelberg. New York.

- LEPP, H. (1963). - The relation of iron and manganese in sedimentary iron formation. *Econ. Geol.* 58, 515-526.
- Ed. (1975). - *Geochemistry of Iron*. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Benchmark pap. in *Geology*. v. 18. Stroudsburg, Pennsylvania.
- LUNAR HERNANDEZ, R. (1977). - Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del Noroeste de la península. *Memoria del Inst. Geol. Min. España*. T. 90, 211 pp.
- MAILLOT, R. (1971). - Contribution à l'étude géologique du gisement de fer du Marquesado (Espagne). *Min. Deposita*, 6, 380-391.
- MALDONADO, M. (1922). - Estudio descriptivo de los criaderos de hierro de las zonas de Alquife, Huéneja y Dolar. *Boletín Of. Min. y Metal.*
- MANGUIN, A. (1975). - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Tesis. 3 art. *Ann. Spéleol.* 29, 283-332 ; 29, 4, 495-601 y 30, 1, 21-124. Dijon.
- MARIN y BELTRAN DE LIS, A. (1949). - Investigación de los distritos mineros más importantes de España. *Minería y Metalurgia*.
- MARTIN, J.M. (1978). - Evolución diagenética de un sector de los materiales carbonatados de la Unidad de Las Víboras, (Mantos Alpujarrides, NW Sierra Nevada). *Bol. Geol. y Min. España*, T. LXXXIX, 4, 303-319.
- (1980). - Las dolomías de las Cordilleras Béticas. Tesis, Univ. de Granada. 201 pp.
- MASSON, H. (1972). - Sur l'origine de la carneule par fracturation hydraulique. *Ecl. Geol. Helv.* 65, 27-41.
- MILLIMAN, J.D. (1974). - *Marine carbonates*. Springer-Verlag. New York, Heidelberg, Berlín. 375 pp.
- MOHR, P.A. y ALLEN, R. (1965). - Further considerations on the Deposition of the Middle Cambrian Manganese Carbonate Beds of Wales and Newfoundland. *Geol. Mag.* 102, nº4, 328-337.
- MUELLER, R.F. (1960). - Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron formations. *Amer. Journ. Sci.* 258, 449-497.
- MULLER, G. y FORSTNER, U. (1973). - Recent Iron Ore Formation in Lake Malawi, Africa. *Min. Deposita*, 8, 278-290.
- NEEL, L. (1953). - Essai d'interprétation des propriétés magnétiques du sesquioxido de Fer rhomboédrique. *Ann. de Phys.* 4, 249-268,



- NEEL, L. (1953). - Some new results on antiferromagnetism and ferromagnetism. *Rev. Mod. Phys.* 25, 58-63.
- NICOLINI, P. (1970). - Géologie des concentrations minérales stratiformes. Gauthier-Villars. Paris. 792 pp.
- NIETO, F.; MARTIN-RAMOS, J.D.; LOPEZ-AGUAYO, F. y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1980). - Relación entre las intensidades basales y el contenido y distribución de átomos pesados en cloritas. (En prensa).
- NIJHUIS, H. J. (1964). - Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres. South of Lubrón. SE Spain. Tesis Amsterdam. 151 pp.
- OMENETTO, P. y BRIGO, L. (1974). - Metallogenese nel quadro dell'Origine ercínica delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano). *Mem. Soc. Geol. It.* 13, 1-24.
- PASTOR MENDIVIL, M. (1947). - Estudio minero del yacimiento del Conjuero, Busquistar, Notaez, Granada. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.* vol. 17, 195-231.
- (1948). - Estudio geológico y minero del yacimiento del Marquesado (Alquife). *Bol. Inst. Geol. Min. España.* T. LXI.
- PASTOR MENDIVIL, M y SUAREZ FEITO, J. (1961). - Mapa de los minerales de hierro de España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España.* 63, 137-140.
- PAVILLON, M. J. (1976). - Les notions de permanence et d'héritage en métallogénie. Essai de classification. *Mém. h. Sér. Soc. Geol. France.* 7, 309-317.
- PERELMAN, A. I. (1977). - Geochemistry of elements in the supergene zone. Ed. Prof. A. A. Levinson. Keter publishing House Jerusalem. 266 pp.
- PEREZ DEL VILLAR, L.; ARANA, R. y TORRES RUIZ, J. (1974). - Observaciones geológicas sobre el yacimiento de hierro de Las Piletas (Provincia de Granada). Nota preliminar. *Est. Geol.* XXX, 485-492.
- PETKOVIC, M. (1976). - Vertical zonality of mineral parageneses of the Vares Iron deposits (Yugoslavia). En: *Problems of ore deposition.* Vol. 1, 66-70: Volcanogenous ore deposits. Varna 1974. Publ. House of the Bulgarian Academy of Sci. Sofia, 1976.

- P.N.I.M. (1971-1972). - Programa nacional de investigación minera. Ministerio de Industria. Dir. Gral. Minas. Inst. Geol. Min. España.
- PORRENGA, D.H. (1966). - Clay minerals in recent sediments of Niger Delta. Clays and Clay Min. 13th. Nat. Cong. Pergamos Press, New York.
- (1967). - Glauconite and Chamosite depth indicators in the marine environment. Marine Geol. Vol. V, 495-501.
- POUGUET, J. (1966). - Les sols et la géographie. Initiation Geopedologie. Ed. Sedes. Paris.
- PUCHELT, H. (1967). - Zur Geochimie des Bariums in exogenen Zyklos, Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. 4, Abh.
- PUGA, E. (1971). - Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas, España). Tesis Univ. Granada, nº133, 269 pp.
- (1977). - Sur l'existence dans le Complexe de la Sierra Nevada (Cordilere Bétique, Espagne) d'eclogites et sur leur origine probable a partir d'une croûte océanique mésozoïque. C. R. Acad. Sc. Paris, 285, 1379-1382.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. y MARTIN-VIVALDI, J.M. (1975). - Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, southern Spain), Schweiz. Min. Petr. Mitt. 55, 227-241.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1974). - Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. Est. Geol. 30, 543-548.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976). - Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones Geodinámicas. Reun. Geod. Bét. Alborán. Granada. 79-111.
- (1976). - Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex. (Betic Cordilleras, Spain). Cuad. Geol. 7, 161-171.
- RAGUIN, E. (1961). - Géologie des gîtes Minéraux. Masson et Cie, Eds. 686 pp.
- RAMDOHR, P. (1969). - The ore minerals & their intergrowths. Pergamon Press. 1174 pp.
- RIDGE, J.D. (1973). - Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. Min. Deposita. 8, 332-348.

- ROEVER, W. P. de (1964). - Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of glaucophane. *Geol. Runds.* 53, 324-336.
- ROUTHIER, P. (1963). - Les gñsements mñtallifères. Masson. Paris.
- ROZIERE, M. G. (1959). - Le gñsement de fer du Marquesado (Espagne) et ses mñthodes d'exploitation. Extrait de la Revue de L'Industrie Minñrale. Vol. 41, nñ 11.
- RUMBLE, D. III Ed. (1976). - Oxide minerals. Mineralogical Society of America. Short. Course Notes. Southern Printing CO. Blacksburg, Virginia.
- SAEZ DE SANTA MARIA, J. y ORTIZ, A. (1971). - Mapas españoles previsores de mineralizaciones 1:1.500.000. Contribuciñn al conocimiento de las áreas metalíferas de hierro. I Congreso hispano-Luso-Americano. *Geol. Econ., Madrid-Lisboa* 1, 4, 331-339.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1976). - Volcanism and Metallogenesis. *Geol. en Mjb.* 55, 205-210.
- SCOTT, T. C.; ROBERTS, E. D. y cain, D. A. (1967). - The determination of minor constituents in ferrous materials by atomic absorption spectrophotometry. *Atomic absorption Newsletter.* Vol. 6, nñ 1.
- SEGUIN, M. (1966). - Instability of  $FeCO_3$  in air. *Amer. Journ. Sci.* 264, 562-568.
- SHAPIRO, L. y BRANNOCK, W. W. (1962). - Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. *Geol. Surv. Bull.* 1144 A.
- SIERRA, A. (1928). - Yacimientos de hierro del término de Huñeja. En: Guardiola, R y Sierra, A (Hierros de Almería y Granada). T. V-3, 456-467.
- SIERRA, J. y ORTIZ, A. (1971). - Introducciñn a la metalogenia de España. I Cong. Hispano-Luso-Americano de Geología económica. T. 1, sect. 4, 379-406.
- SIERRA, J. (1971). - Los mapas metalogénicos de España. *Ind. Mñn.* 121, 5-27.
- (1971). - Mapas españoles previsores de mineralizaciones 1:1.500.000. Fundamentos y limitaciones. I Cong. hispano-Luso-Americano. de Geología econ. T. 1, sect. 4, 359-378.
- SKINNER, B. J. (1956). - Physical properties of end-members of the garnet group. *Am. Mineralogist.* 41, 428-436.

- SMITH, T. T. (1916). - The magnetic properties of hematite. *Phys. Rev.*, 8, 721-737.
- SOKOLOV, D. S. (1965). - Hydrodynamic zoning of karst water. *Actes Co. Hydrog. des roches fissurées. Dubrovnik. T. 1, 204-207. A. I. H. S. Paris.*
- SOUBIAS, D. (1973). - Reconnaissance macroscopique et microscopique des carbonates naturels par une méthode de coloration simple. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA. 7, 1, 285-289.*
- SPRY, A. (1969). - *Metamorphic textures. Pergamon Press. Oxford, New York, Toronto, Sydney. 350 pp.*
- STANTON, R. L. (1972). - *Ore petrology. Internat. Series in the Earth & Planetary Sciences. McGraw-Hill. Book Co. 713 pp.*
- (1976). - Petrochemical studies of the ore environment at Broken Hill, New South Wales: 2- regional metamorphism of banded iron formations and their immediate associates. *Trans. Inst. Mining Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci. 85, 118-131.*
- STRAKHOV, N. M. (1947). - Les facies des minerais de fer et leur analogues dans l'histoire de la terre (essai d'analyse historique-geologique du processus sedimentaire. *Academie des Science de L'URSS. Travaux de l'Institut des Sciences Géologiques, Fasc. 73. Sér. Géologique n° 22.*
- (1966). - Types of manganese accumulation in present-day basins; their significance in understanding of manganese mineralization. *Internat. Geol. Rev. Vol. 8, 1172-1196.*
- (1970). - *Principles of lithogenesis. Plenum Publishing Corporation. New York. Oliver & Boyd, Edinburgh.*
- STUMM, W. y MORGAN, J. J. (1970). - *Aquatic Chemistry. Wiley. New York, N. Y. 583 pp.*
- SUAREZ FEITO, J. (1963). - Bosquejo metalogénico de España excluidos carbón e hidrocarburos. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 72 (4), 305-312.*
- TATSUMI, T. Ed. (1970). - *Volcanism and ore genesis. University of Tokyo Press. Tokyo. 448 pp.*
- THALMANN, F (1972). - En: *The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas. Vol. 1. Zitzmann A. Ed. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Pag. 92.*

- TORRES-RUIZ, J. (1975). - Estudio mineralogenético del yacimiento de hierro de Alquife (Granada). Tesis Licenciatura. Univ. de Granada. 195 pp.
- TORRES-RUIZ, J.; PEREZ DEL VILLAR, L. y FENOLL HACH-ALI, P. (1979). - Algunos aspectos acerca de la génesis de las mineralizaciones de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete y sectores adyacentes (zona Bética, prov. de Granada). I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro. Temas Geológico-Mineros del Inst. Geol. Min. España. 11-15.
- VAN HISE, C.R. y LEITH, C.K. (1911). - The geology of the Lake Superior region. U.S. Geol. Surv. Monograph 52.
- VARENTSOV, I.M. y PRONINA, N.V. (1973). - On the Study of Mechanism of Iron-Manganese Ore Formation in Recent Basins: the Experimental Data on Nickel and Cobalt. Min. Deposita. 8, 160-178.
- WALKER, R. G. Ed. (1979). - Facies Models. Department of Geology McMaster University Hamilton, Ontario. Canada.
- WALTHER, H.W. y ZITZMANN, A. (1972). - On the Metallogeny of Iron in Europe. Presentation of the Internat. Map. of Iron Ore Deposits in Europe., 1:2.500.000. 24 th. I.G.C. Sect. 4. Montreal, Canada. 121-130.
- WEDEPOHL, K.H. Ed. Ex. (1978). - Handbook of Geochemistry. Vols. II-3 y II-4. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.
- WESTRA, L. (1970). - The role of Fe-Ti- oxides in plurifacial metamorphism of alpine age in the south-eastern Sierra de los Filabres, SE Spain. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit de Amsterdam. 82 pp.
- WHITEHEAD, D. (1976). - The determination of calcium and magnesium in carbonate rocks by atomic absorption spectrophotometry after acetic-acid decomposition. Chem. Geol. 18, 149-153.
- WINCHELL, A.N. (1927). - Further studies in the mica group. Am. Mineralogist. 12, 267-279.
- (1949). - What is a mineral?. Am. Mineralogist. 34, 220-225.
- WINCHELL, H. (1958). - The composition and physical properties of garnet. Am. Mineralogist. 43, 595-600.
- WINKLER, H.G.F. (1976). - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 320 pp.

- WOLF, Ed. (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Vol. 1: Classifications and historical studies. 338 pp. Elsevier Sci. Publ. CO. Amsterdam.
- (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 2: Geochemical studies. 363 pp. Elsevier. Sci. Publ. CO, Amsterdam.
- (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 3: Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics. 353 pp. Elsevier. Sci. Publ. CO. Amsterdam.
- (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 4: Tectonic and metamorphism. 429 pp. Elsevier. Sci. Publ. CO. Amsterdam.
- (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 5: Regional studies. 319 pp. Elsevier. Sci. Publ. CO, Amsterdam.
- (1976). - Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Vol. 7: Au, U, Fe, Mn, Hg, Sb, W and P Deposits. 656 pp. Elsevier Sci. Publ. CO. Amsterdam.
- YUI, S. (1966). - Decomposition of siderite to magnetite at lower oxygen fugacities: A thermochemical interpretation and geological implications. Econ. Geol. 61, 768-776.
- ZANTOP, H. (1978). - Geologic setting and Genesis of Iron Oxides and Manganese Oxides in the San Francisco Manganese Deposit, Jalisco, Mexico. Econ. Geol. 73, 1137-1149.
- ZDENEK, K (1971). - Geology of recent sediments. Central Geol. Surv, Prague. Acad. Press. London and New York.
- ZELENOV, K.K. (1960). - Migration and accumulation of iron and aluminum in volcanic areas of the Pacific Ocean. Izv. USSR Acad. Sci. Ser. Geol. 8, 58-74.
- (1965). - Iron and manganese in exhalations of the submarine Banu Wuhu volcano (Indonesia). Dokl. Acad. Sci. USSR. Earth Sci, Sect, 155, 94-96.
- ZIMMERMANN, R. A. y AMSTUTZ, G. C. (1973). - Relations of sections of cubes, octaedra and pyritohedra. N. Jb. Min. Abh. 120, 1, 15-30.
- ZITZMANN, A. Ed. (1978). - The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. Eds. A. Zitzmann; Chr. Neumann; U. Henkes y G. Kühn. Vol. 1, 418 pp. Vol 2, 386 pp. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Hannover.

## APENDICE

Histogramas de frecuencia de las leyes en Fe, CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Mn, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O y P en la mineralización tipo AL-II del yacimiento de Alquife.

HISTOGRAM OF VARIABLE 3 FE

SYMBOL COUNT MEAN ST.DEV.  
 X 11292 53.235 6.240

INTERVAL	FREQUENCY	PERCENTAGE
NAME	INT. CUM.	INT. CUM. %
35.0	0	0.0
35.7	39	0.3
36.3	51	0.5
37.1	59	0.5
37.5	62	0.5
38.5	74	0.7
39.2	75	0.7
39.3	53	0.5
41.5	107	0.9
41.5	101	0.9
42.0	111	1.0
42.7	130	1.2
43.4	133	1.2
44.1	126	1.1
44.3	144	1.3
45.0	148	1.3
45.2	133	1.2
45.3	174	1.5
47.5	239	2.1
47.5	223	2.0
49.3	307	2.7
49.3	312	2.8
49.7	324	2.9
50.4	350	3.1
51.1	399	3.5
51.2	451	4.1
52.5	458	4.1
53.2	454	4.0
53.9	511	4.5
54.5	553	4.9
55.3	557	5.0
55.7	579	5.1
56.7	560	5.0
57.4	522	4.6
59.1	473	4.2
59.9	418	3.7
59.9	459	4.1
61.5	374	3.3
62.3	292	2.6
62.3	258	2.3
63.7	151	1.4
63.7	119	1.1
64.4	58	0.5
65.1	20	0.2
65.9	7	0.1
66.5	1	0.0
67.2	0	0.0
67.8	1	0.0
69.5	0	0.0
69.5	0	0.0



HISTOGRAM OF VARIABLE 1 : CRO

SYMBOL COUNT MEAN ST.DEV. I  
X 11273 9.793 4.845

INTERV : FREQUENCY PERCENTAGE  
NAME : 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0 50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0 INT. CUM. INT. CUM. I

5.00	* X	615	28.15	25.0	25.0
1.00	* X	154	33.73	10.3	35.3
1.50	* X	410	43.39	3.6	38.9
2.00	* X	285	46.74	2.5	41.4
2.50	* X	314	49.33	2.9	44.2
3.00	* X	377	53.10	2.9	47.1
3.50	* X	356	56.05	3.2	50.2
4.00	* X	376	60.42	3.3	53.5
4.50	* X	276	63.18	2.4	56.0
5.00	* X	310	66.95	3.0	59.0
5.50	* X	413	70.53	3.7	62.7
6.00	* X	390	74.95	3.0	65.7
6.50	* X	325	77.79	2.9	68.6
7.00	* X	343	80.75	3.3	71.9
7.50	* X	270	83.45	2.4	74.3
8.00	* X	273	86.24	2.5	76.8
8.50	* X	294	89.16	2.6	79.4
9.00	* X	226	91.46	2.0	81.4
9.50	* X	239	93.74	2.0	83.4
10.00	* X	137	95.66	1.7	85.1
10.50	* X	170	97.35	1.5	86.6
11.00	* X	152	98.95	1.3	87.9
11.50	* X	150	100.27	1.3	89.2
12.00	* X	131	101.79	1.3	90.5
12.50	* X	120	102.93	1.1	91.6
13.00	* X	134	103.53	1.2	92.8
13.50	* X	76	105.23	.9	93.7
14.00	* X	79	105.65	.7	94.4
14.50	* X	75	106.29	.7	95.1
15.00	* X	80	107.59	.7	95.8
15.50	* X	70	108.59	.7	96.5
16.00	* X	57	109.05	.5	97.0
16.50	* X	59	109.63	.5	97.5
17.00	* X	59	110.22	.5	98.0
17.50	* X	39	110.93	.3	98.3
18.00	* X	30	111.65	.3	98.6
18.50	* X	30	111.23	.3	98.9
19.00	* X	27	111.95	.2	99.1
19.50	* X	21	112.76	.2	99.3
20.00	* X	20	112.34	.2	99.5
20.50	* X	10	112.45	.1	99.6
21.00	* X	12	112.80	.1	99.7
21.50	* X	7	112.67	.1	99.8
22.00	* X	9	112.75	.1	99.9
22.50	* X	3	112.73	.0	100.0
23.00	* X	3	112.73	.0	100.0
23.50	* X	3	112.73	.0	100.0
24.00	* X	3	112.73	.0	100.0
24.50	* X	3	112.73	.0	100.0
25.00	* X	3	112.73	.0	100.0

5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0 50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0

HISTOGRAM OF VARIABLE 54510Z

SYMBOL COUNT MEAN ST. DEV. 1 X 11250 5.524 3.360

Table with columns: INTERVAL NAME, INT. COUNT, FREQ, PERCENT, INT. CUM., PERCENT CUM.

50 100 150 200 250 300 350 400 450 500 550 600 650 700 750 800

HISTOGRAM OF VARIABLE 5 ALZ03

INTERVAL	SYMBOL	COUNT	MEAN	ST. DEV.	FREQUENCY	PERCENTAGE
NAME					INT. CUM.	INT. % CUM.
.160	*XX	257	2.57	1.0	257	2.3
.560	*XX	623	2.56	1.0	880	7.9
.940	*XX	1195	2.54	1.0	1865	16.8
.720	*XX	2761	2.59	1.0	4626	41.6
.900	*XX	3955	2.61	1.0	8581	77.3
1.08	*XX	5021	2.61	1.0	13602	122.7
1.25	*XX	5257	2.63	1.0	18859	170.0
1.44	*XX	6592	2.65	1.0	25451	228.9
1.62	*XX	7377	2.67	1.0	32828	295.4
1.80	*XX	7923	2.69	1.0	40751	368.9
1.98	*XX	8553	2.69	1.0	49304	445.9
2.15	*XX	8673	2.65	1.0	57977	523.9
2.34	*XX	9254	2.64	1.0	67231	606.9
2.52	*XX	9750	2.63	1.0	76981	695.7
2.70	*XX	10349	2.63	1.0	87330	787.9
2.88	*XX	10701	2.63	1.0	98031	887.9
3.06	*XX	11000	2.63	1.0	109031	981.9
3.24	*XX	11454	2.62	1.0	120485	1087.9
3.42	*XX	11733	2.61	1.0	132218	1189.9
3.60	*XX	12119	2.61	1.0	144337	1299.9
3.78	*XX	12591	2.61	1.0	156928	1414.9
3.96	*XX	12875	2.61	1.0	169803	1527.9
4.14	*XX	13115	2.61	1.0	182918	1642.9
4.32	*XX	13405	2.61	1.0	196323	1760.9
4.50	*XX	13929	2.61	1.0	210252	1881.9
4.68	*XX	14125	2.61	1.0	224377	2006.9
4.86	*XX	14449	2.61	1.0	238826	2134.9
5.04	*XX	14772	2.61	1.0	253600	2265.9
5.22	*X	14146	2.61	1.0	267746	2399.9
5.40	*X	13199	2.61	1.0	280945	2534.9
5.58	*X	12119	2.61	1.0	293064	2661.9
5.76	*X	11123	2.61	1.0	304187	2781.9
5.94	*X	10135	2.61	1.0	314322	2894.9
6.12	*X	9192	2.61	1.0	323514	2999.9
6.30	*X	8145	2.61	1.0	331859	3096.9
6.48	*X	7152	2.61	1.0	339311	3186.9
6.66	*X	6153	2.61	1.0	345964	3269.9
6.84	*X	5154	2.61	1.0	351818	3346.9
7.02	*X	4175	2.61	1.0	356993	3417.9
7.20	*X	3175	2.61	1.0	361568	3482.9
7.38	*X	2179	2.61	1.0	365647	3542.9
7.56	*X	1180	2.61	1.0	369267	3597.9
7.74	*X	812	2.61	1.0	372389	3648.9
7.92	*X	512	2.61	1.0	375511	3695.9
8.10	*X	212	2.61	1.0	377633	3738.9
8.28	*X	112	2.61	1.0	378755	3777.9
8.46	*X	81	2.61	1.0	379566	3812.9
8.64	*X	51	2.61	1.0	380077	3844.9
8.82	*X	21	2.61	1.0	380298	3873.9
9.00	*X	1	2.61	1.0	380399	3899.9

HISTOGRAM OF VARIABLE 7 : MGD :

SYMBOL COUNT : 401 : ST. DEV. : 270 :  
X 11272

INTERVAL NAME	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	800	FREQUENCY	PERCENTAGE
	INT. CUM.																INT. CUM.	INT. CUM.
.0 80 > XXX																	33	3.3
.1 50 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	357	35.3
.2 40 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	693	70.6
.3 20 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	1039	104.2
.4 00 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	1485	148.5
.5 80 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	1931	193.1
.6 60 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	2377	237.7
.7 40 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	2823	282.3
.8 20 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	3269	326.9
.9 00 > XXXXXXXXXXXXXXXXXX																	3715	371.5
1.0 80 > XXX																	4161	416.1
1.1 60 > XXX																	4607	460.7
1.1 20 > XXX																	5053	505.3
1.1 80 > XXX																	5499	549.9
1.2 40 > XXX																	5945	594.5
1.2 80 > XXX																	6391	639.1
1.3 40 > XXX																	6837	683.7
1.3 80 > XXX																	7283	728.3
1.4 40 > XXX																	7729	772.9
1.4 80 > XXX																	8175	817.5
1.5 40 > XXX																	8621	862.1
1.5 80 > XXX																	9067	906.7
1.6 40 > XXX																	9513	951.3
1.6 80 > XXX																	9959	995.9
1.7 40 > XXX																	10405	1040.5
1.7 80 > XXX																	10851	1085.1
1.8 40 > XXX																	11297	1129.7
1.8 80 > XXX																	11743	1174.3
1.9 40 > XXX																	12189	1218.9
1.9 80 > XXX																	12635	1263.5
2.0 40 > XXX																	13081	1308.1
2.0 80 > XXX																	13527	1352.7
2.1 40 > XXX																	13973	1397.3
2.1 80 > XXX																	14419	1441.9
2.2 40 > XXX																	14865	1486.5
2.2 80 > XXX																	15311	1531.1
2.3 40 > XXX																	15757	1575.7
2.3 80 > XXX																	16203	1620.3
2.4 40 > XXX																	16649	1664.9
2.4 80 > XXX																	17095	1709.5
2.5 40 > XXX																	17541	1754.1
2.5 80 > XXX																	17987	1798.7
2.6 40 > XXX																	18433	1843.3
2.6 80 > XXX																	18879	1887.9
2.7 40 > XXX																	19325	1932.5
2.7 80 > XXX																	19771	1977.1
2.8 40 > XXX																	20217	2021.7
2.8 80 > XXX																	20663	2066.3
2.9 40 > XXX																	21109	2110.9
2.9 80 > XXX																	21555	2155.5
3.0 40 > XXX																	22001	2200.1
3.0 80 > XXX																	22447	2244.7
3.1 40 > XXX																	22893	2289.3
3.1 80 > XXX																	23339	2333.9
3.2 40 > XXX																	23785	2378.5
3.2 80 > XXX																	24231	2423.1
3.3 40 > XXX																	24677	2467.7
3.3 80 > XXX																	25123	2512.3
3.4 40 > XXX																	25569	2556.9
3.4 80 > XXX																	26015	2601.5
3.5 40 > XXX																	26461	2646.1
3.5 80 > XXX																	26907	2690.7
3.6 40 > XXX																	27353	2735.3
3.6 80 > XXX																	27799	2779.9
3.7 40 > XXX																	28245	2824.5
3.7 80 > XXX																	28691	2869.1
3.8 40 > XXX																	29137	2913.7
3.8 80 > XXX																	29583	2958.3
3.9 40 > XXX																	30029	3002.9
3.9 80 > XXX																	30475	3047.5
4.0 40 > XXX																	30921	3092.1
4.0 80 > XXX																	31367	3136.7

HISTOGRAM OF VARIABLE 3 : MO.

INTERVAL	SYMBOL	COUNT	MEAN	ST.DEV.	FREQUENCY	PERCENTAGE
NAME		X			INT. CUM.	INT. CUM. I
.120	*XX				20	.20
.240	*				4	.24
.360	*X				15	.37
.480	*XX				17	.54
.600	*XX XX				43	.94
.720	*XX XXX				59	1.53
.840	*XX XXX XX				84	2.34
.960	*XX XXX XXX				127	3.61
1.080	*XX XXX XXX XXX				194	5.56
1.200	*XX XXX XXX XXX XXX				353	9.89
1.320	*XX XXX XXX XXX XXX XXX				454	13.58
1.440	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				592	25.16
1.560	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				402	37.25
1.680	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				805	55.57
1.800	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				832	73.43
1.920	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				712	95.61
2.040	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				35	100.00
2.160	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				39	100.00
2.280	*XX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX XXX				15	100.00
2.400	*XX XXX XXX				67	100.00
2.520	*XX X				3	100.00
2.640	*XX X				2	100.00
2.760	*XX X				3	100.00
2.880	*X				1	100.00
3.000	*X				1	100.00
3.120	*X				1	100.00
3.240	*X				1	100.00
3.360	*X				3	100.00
3.480	*				4	100.00
3.600	*				3	100.00
3.720	*				2	100.00
3.840	*				2	100.00
3.960	*				4	100.00
4.080	*				11	100.00
4.200	*				9	100.00
4.320	*				2	100.00
4.440	*				1	100.00
4.560	*				1	100.00
4.680	*				1	100.00
4.800	*				1	100.00
4.920	*				3	100.00
5.040	*				1	100.00
5.160	*				2	100.00
5.280	*				2	100.00
5.400	*				6	100.00
5.520	*				1	100.00
5.640	*				3	100.00
5.760	*				1	100.00
5.880	*				3	100.00
6.000	*				3	100.00

HISTOGRAM OF VARIABLE 3 : K20

SYMBOL : COUNT MEAN ST.DEV. I  
 X 112 60 4.31 2.98

INTERVAL	NAME	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	800	FREQUENCY	PERCENTAGE		
		INT. CUM. INT. CUM.																			
0.70	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	44 3	443	3.9	3.9
1.40	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 8	1523	10.5	14.4
2.10	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 0	2939	10.7	25.2
2.80	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 3	4201	12.1	37.2
3.50	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 7	5473	11.5	48.7
4.20	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 7	5575	9.5	58.3
4.90	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 6	7421	7.5	55.9
5.60	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	41 9	8170	6.5	72.4
6.30	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	42 2	8272	6.2	76.6
7.00	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	42 9	9427	4.9	83.5
7.70	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	43 4	9921	4.4	87.5
8.40	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	45 5	10285	3.2	91.2
9.10	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	47 3	10596	2.7	93.9
9.80	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	49 2	10778	1.7	95.5
1.05	* XX XX XXXXXXXXXXXX																	49 3	10821	1.3	96.8
1.12	* XX XX XXXXX																	49 1	10815	.9	97.5
1.18	* XX XX XXXX																	57 1	1077	.5	98.2
1.25	* XX XXX																	52 1	1129	.5	98.5
1.31	* XXX																	57 1	1193	.3	98.8
1.40	* XX																	2 2	1101	.2	99.1
1.47	* XX																	2 3	1204	.2	99.3
1.54	* X																	1 4	1213	.1	99.4
1.61	* X																	5 1	1223	.3	99.5
1.68	* X																	8 1	1231	.1	99.5
1.75	* X																	9 1	1240	.1	99.6
1.82	* X																	1 1	1251	.1	99.7
1.89	* X																	7 1	1253	.1	99.8
1.95	* X																	6 1	1264	.1	99.8
2.05	*																	9 1	1269	.3	99.8
2.10	*																	3 1	1267	.0	99.9
2.17	*																	1 1	1268	.0	99.9
2.24	*																	1 1	1270	.0	99.9
2.31	*																	2 1	1272	.0	99.9
2.38	*																	2 1	1278	.0	99.9
2.45	*																	1 1	1275	.0	99.9
2.52	*																	1 1	1275	.0	99.9
2.59	*																	1 1	1277	.0	99.9
2.66	*																	1 1	1278	.0	100.0
2.73	*																	1 1	1279	.0	100.0
2.80	*																	5 1	1279	.0	100.0
2.87	*																	1 1	1280	.0	100.0
2.94	*																	1 1	1291	.0	100.0
3.01	*																	0 1	1291	.0	100.0
3.08	*																	0 1	1292	.0	100.0
3.15	*																	0 1	1292	.0	100.0
3.22	*																	0 1	1292	.0	100.0
3.29	*																	0 1	1282	.0	100.0
3.36	*																	0 1	1283	.0	100.0
3.43	*																	0 1	1283	.0	100.0
3.50	*																	0 1	1283	.0	100.0

HISTOGRAM OF VARIABLE 13 : NAO

INTERVAL NAME	SYMBOL																COUNT X	MEAN .035	ST-DEV. .029	FREQUENCY PERCENTAGE	
	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	800				INT. CUM.	INT. CUM. %
.012	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	292	2.92	2.5	2.5	
.024	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	4922	33.1	35.7		
.035	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	3722	31.0	66.7		
.048	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	8235	12.5	79.2		
.060	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	4945	13.9	93.1		
.072	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	1745	2.7	95.8		
.084	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	1333	1.7	97.5		
.096	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	1033	.8	98.3		
.108	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	1749	.5	98.8		
.120	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	XX	1552	.5	99.3		
.132	XX																1172	.2	99.5		
.144	XX																1122	.1	99.6		
.155	XX																1193	.1	99.7		
.168	XX																1105	.1	99.8		
.180	XX																1213	.1	99.9		
.192	XX																1224	.0	99.9		
.204																	1225	.0	99.9		
.215																	1223	.0	99.9		
.228																	1239	.0	99.9		
.240																	1234	.0	99.9		
.252	XX																1741	.1	99.9		
.264	XX																1243	.0	99.9		
.275	XX																1144	.0	99.9		
.288	XX																1243	.0	99.9		
.300	XX																11257	.1	99.9		
.312																	1233	.0	99.9		
.324																	4134	.0	99.9		
.335																	2135	.0	99.9		
.348																	1137	.0	99.9		
.360																	1137	.0	99.9		
.372																	2137	.0	99.9		
.384																	1138	.0	99.9		
.395																	11379	.0	99.9		
.408																	21372	.0	99.9		
.420																	21374	.0	100.0		
.432																	31374	.0	100.0		
.444																	11375	.0	100.0		
.455																	11375	.0	100.0		
.468																	11375	.0	100.0		
.480																	11375	.0	100.0		
.492																	11375	.0	100.0		
.504																	11375	.0	100.0		
.515																	11375	.0	100.0		
.528																	11375	.0	100.0		
.540																	11375	.0	100.0		
.552																	21375	.0	100.0		
.564																	11373	.0	100.0		
.575																	11373	.0	100.0		
.588																	11378	.0	100.0		
.600																	11378	.0	100.0		

HISTOGRAM OF VARIABLE II : P

INTERVAL	SYMBOL	COUNT	MEAN	ST. DEV.	FREQUENCY	PERCENTAGE
NAME		X			INT. CUM.	INT. % CUM.
2.00	X	11293	7.079x10 <sup>3</sup>	9.776	163	51.52 : 45.5 : 45.5
4.00	X				650	53.02 : 5.8 : 51.4
6.00	X				958	67.70 : 6.6 : 59.5
8.00	X				871	75.41 : 7.7 : 67.7
10.00	X				731	83.72 : 5.5 : 74.1
12.00	X				589	90.50 : 6.1 : 80.2
14.00	X				425	94.95 : 3.3 : 84.0
16.00	X				354	98.49 : 3.2 : 87.2
18.00	X				303	99.52 : 2.7 : 89.9
20.00	X				212	99.74 : 1.9 : 91.6
22.00	X				190	99.92 : 1.8 : 93.5
24.00	X				151	99.95 : 1.4 : 94.9
26.00	X				95	99.97 : .9 : 95.7
28.00	X				73	99.98 : .7 : 96.3
30.00	X				32	99.99 : .7 : 97.1
32.00	X				11	99.99 : .4 : 97.5
34.00	X				3	99.99 : .3 : 97.8
36.00	X				3	99.99 : .3 : 98.2
38.00	X				3	99.99 : .3 : 98.5
40.00	X				4	99.99 : .4 : 98.8
42.00	X				1	99.99 : .2 : 99.0
44.00	X				2	99.99 : .2 : 99.2
46.00	X				1	99.99 : .1 : 99.3
48.00	X				2	99.99 : .2 : 99.5
50.00	X				3	99.99 : .0 : 99.5
52.00	X				11	99.99 : .0 : 99.6
54.00	X				21	99.99 : .0 : 99.6
56.00	X				11	99.99 : .0 : 99.5
58.00	X				21	99.99 : .0 : 99.5
60.00	X				11	99.99 : .0 : 99.5
62.00	X				21	99.99 : .0 : 99.5
64.00	X				41	99.99 : .0 : 99.7
66.00	X				41	99.99 : .0 : 99.7
68.00	X				11	99.99 : .0 : 99.7
70.00	X				01	99.99 : .0 : 99.7
72.00	X				11	99.99 : .0 : 99.7
74.00	X				31	99.99 : .0 : 99.8
76.00	X				21	99.99 : .0 : 99.8
78.00	X				41	99.99 : .0 : 99.8
80.00	X				41	99.99 : .0 : 99.8
82.00	X				41	99.99 : .0 : 99.8
84.00	X				41	99.99 : .0 : 99.8
86.00	X				11	99.99 : .0 : 99.9
88.00	X				31	99.99 : .0 : 99.9
90.00	X				11	99.99 : .0 : 100.0
92.00	X				11	99.99 : .0 : 100.0
94.00	X				01	99.99 : .0 : 100.0
96.00	X				31	99.99 : .0 : 100.0
98.00	X				11	99.99 : .0 : 100.0
100.00	X				01	99.99 : .0 : 100.0



# I N D I C E

## 1ª Parte.

I.	INTRODUCCION. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS.....	1
II.	METODOLOGIA.....	4
	II. 1. <u>Métodos de campo</u> .....	4
	II. 2. <u>Métodos de laboratorio</u> .....	7
III.	SITUACION GEOGRAFICA.....	14
IV.	CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL.....	15
	IV. 1. <u>Introducción</u> .....	15
	IV. 2. <u>Complejo Nevado-Filábride</u> .....	17
	IV. 2. 1. <u>Subdivisión tectono-estratigráfica</u> .....	17
	IV. 2. 2. <u>Metamorfismo alpino</u> .....	20
V.	ANTECEDENTES GEOLOGICO-MINEROS DE LOS YACIMIENTOS.....	27
	V. 1. <u>Coto minero de Las Piletas</u> .....	27
	V. 2. <u>Yacimiento de Alquife</u> .....	32

## 2ª Parte.

VI.	DESCRIPCION Y ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE LAS PILETAS.....	42
	VI. 1. <u>Descripción de la serie metamórfica</u> .....	42
	VI. 1. 1. <u>Unidad del Cerro Bermudez</u> .....	43
	VI. 1. 2. <u>Unidad de Charches</u> .....	43
	VI. 1. 2. 1. Formación del Raposo.....	47
	VI. 1. 2. 2. Fm. de la Rambla del Agua.....	47
	VI. 1. 2. 3. Fm. del Cerro de Los Lobos... ..	48
	VI. 1. 2. 4. Fm. de Las Piletas.....	49
	VI. 2. <u>Descripción de las rocas encajantes</u> .....	51
	VI. 2. 1. <u>Micaesquistos</u> .....	51
	VI. 2. 2. <u>Mármoles</u> .....	53
	VI. 3. <u>Aspectos tectónicos</u> .....	62
	VI. 4. <u>Mineralizaciones de Las Piletas</u> .....	63
	VI. 4. 1. <u>Mineralizaciones en relación con rocas carbonatadas</u> .....	63
	VI. 4. 1. 1. Mineralizaciones tipo PL-I.....	64
	1. - Morfología y estructuras.....	65
	2. - Mineralogía.....	69
	3. - Quimismo.....	90

	VI, 4. 1. 2. Mineralizaciones tipo PL-II.....	103
	1. - Morfología y estructuras....	103
	2. - Mineralogía .....	105
	3. - Quimismo .....	108
	VI, 4. 1. 3. Mineralizaciones tipo PL-III.....	111
	VI, 4. 1. 4. Mineralizaciones tipo PL-IV.....	112
	VI. 4. 2. <u>Mineralización en relación con</u>	
	<u>rocas pelíticas (micaesquistos)</u> .....	113
	VI, 4. 2. 1. Mineralizaciones tipo PL-V.....	113
	1. - Morfología y estructuras....	113
	2. - Mineralogía .....	115
	3. - Quimismo .....	118
VII.	DESCRIPCIÓN Y ESTUDIO DEL YACIMIENTO DE ALQUIFE..	121
VII. 1.	<u>Descripción de la serie metamórfica</u> .....	122
VII. 2.	<u>Descripción de las rocas encajantes</u> .....	125
	VII. 2. 1. <u>Micaesquistos</u> .....	126
	VII. 2. 2. <u>Mármoles</u> .....	126
VII. 3.	<u>Aspectos tectónicos</u> .....	135
VII. 4.	<u>Mineralizaciones de Alquife</u> .....	138
	VII, 4. 1. <u>Mineralizaciones en relación con</u>	
	<u>rocas carbonatadas (mármoles)</u> .....	138
	VII. 4. 1. 1. Mineralizaciones tipo AL-II .....	140
	1. - Morfología y estructuras....	140
	2. - Mineralogía .....	144
	3. - Quimismo .....	168
	VII. 4. 1. 2. Mineralizaciones tipo AL-III.....	195
	1. - Morfología y estructuras....	195
	2. - Mineralogía .....	196
	3. - Quimismo .....	196
	VII. 4. 1. 3. Mineralizaciones tipo AL-IV.....	200
	VII. 4. 2. <u>Mineralización en relación con</u>	
	<u>rocas pelíticas (micaesquistos)</u> .....	201
	VII. 4. 2. 1. Mineralización tipo AL-V .....	201

### 3ª Parte.

VIII.	RESUMEN Y DISCUSIÓN DE LOS PRINCIPALES	
	RESULTADOS.....	205
VIII. 1	<u>Introducción. Comparación de los yacimientos</u>	
	<u>de Alquife y Las Piletas</u> .....	205
VIII. 2.	<u>Mineralización tipo I (PL-I)</u> .....	210
	VIII. 2. 1. <u>Síntesis sobre sus principales caracte-</u>	
	<u>rísticas. Consideraciones genéticas</u> .....	210

	VIII. 2. 2. <u>Modificaciones posteriores</u> .....	211
	VIII. 2. 3. <u>Origen de la hematites especular y de la magnetita y de su distribución en lechos alternantes</u> .....	212
	VIII. 2. 4. <u>Origen de los intercrecimientos de óxidos de Fe y Ti</u> .....	216
VIII. 3.	<u>Mineralizaciones tipo II (PL-II y AL-II)</u> .....	218
	VIII. 3. 1. <u>Síntesis de sus principales características. Consideraciones genéticas</u> .....	218
	VIII. 3. 2. <u>Modificaciones posteriores</u> .....	226
	VIII. 3. 2. 1. Diagenéticas.....	226
	VIII. 3. 2. 2. Metamórficas.....	226
	VIII. 3. 2. 3. Postmetamórficas.....	228
	1. - Removilización en fracturas.....	228
	2. - Transformaciones mineralógicas supergénicas.....	229
	3. - Impregnación y reemplazamiento de las rocas de caja.....	238
VIII. 4.	<u>Mineralizaciones tipo III (PL-III y AL-III)</u> .....	238
VIII. 5.	<u>Mineralizaciones tipo IV (PL-IV y AL-IV)</u> .....	240
VIII. 6.	<u>Mineralizaciones tipo V (PL-V y AL-V)</u> .....	241
	1. - Mineralización de Las Piletas.....	241
	2. - Mineralización de Alquife.....	243
IX.	<u>COMPARACIONES CON OTROS YACIMIENTOS</u> .....	245
	IX. 1. <u>Yacimientos de la zona Bética s. str.</u> .....	245
	IX. 2. <u>Yacimientos de la zona Subbética</u> .....	247
	IX. 3. <u>Otros yacimientos españoles</u> .....	249
	IX. 4. <u>Otros yacimientos europeos</u> .....	249
X.	<u>CONSIDERACIONES SOBRE LA MINERALOGENESIS DE LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS DE Fe</u> .....	257
	X. 1. <u>Introducción. Problemas de nomenclatura</u> .....	257
	X. 2. <u>Modelos genéticos</u> .....	262
	X. 2. 1. <u>Fuentes del Fe</u> .....	263
	X. 2. 2. <u>Medios de transporte</u> .....	266
	X. 2. 3. <u>Ambito de constitución</u> .....	267
	1. - Procesos.....	267
	2. - Características de las cuencas de depósito.....	269
	3. - Medios de sedimentación actuales.....	272
	4. - Consideraciones geoquímicas sobre el comportamiento del Mn asociado a yacimientos de Fe.....	274
XI.	<u>HIPOTESIS GENETICA PROPUESTA. RESUMEN DE CONCLUSIONES GENERALES</u> .....	277
	XI. 1. <u>Introducción</u> .....	277
	XI. 2. <u>Formación de mineralizaciones primarias sedimentarias y/o diagenéticas tempranas</u> .....	277

	1. - Edad de las mineralizaciones y consideraciones de tipo paleogeográfico.....	278
	2. - Ambiente de depósito de las mineralizaciones. Zonaciones mineralógicas y químicas.....	279
XI. 3.	<u>Transformaciones sufridas por las mineralizaciones primarias con posterioridad a su formación.....</u>	284
	XI. 3. 1. <u>Transformaciones diagenéticas.....</u>	284
	XI. 3. 2. <u>Transformaciones producidas durante el metamorfismo alpino.....</u>	285
	XI. 3. 3. <u>Transformaciones postmetamórficas.....</u>	286
	1. - Removilización en fracturas.....	286
	2. - Transformaciones supergénicas en la zona de oxidación.....	287
XI. 4.	<u>Formación de mineralizaciones cársticas.....</u>	289
XI. 5.	<u>Origen del Fe.....</u>	290
BIBLIOGRAFIA .....		296
APENDICE.....		313