

304

FCI T G - 16

FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA Y MINERALOGIA

# LAS CLORITAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

FERNANDO NIETO GARCIA

Tesis Doctoral

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSIDAD DE GRANADA	
GRANADA	
N.º Documento	6135 59234
N.º Copia	15610688

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1983

**UNIVERSIDAD DE GRANADA.** Depósito legal Gr. 190.  
1983. *Printed in Spain.*  
*Imprenta de la Universidad de Granada. Hospital Real.*  
*Granada. (España)*

*Tesis Doctoral dirigida por el Prof. Dr. D. Manuel Rodríguez Gallego, Catedrático de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Granada. Fue leída el 2 de julio de 1982 ante el tribunal formado por los profesores: Font Altaba, Barcelona; Rodríguez Gallego, Granada; Vera Torres, Granada; Aldaya Valverde, Granada y Linares Ruiz, C.S.I.C. Obtuvo la calificación de Sobresaliente cum laude.*

*a mis padres  
a Jesús e Isabel María*

*y a todos esos amigos que han soportado y compartido esta tesis,  
y por ello es también un poco suya; y como no, muy especialmente a Nines.*

**A** Cabò y cumpliò Raymundo este Arbol con el ayuda y gracia de Dios , à quien alabò y bendixò ,, porque le hizo gracia en el principio , en el medio y en el fin de este Arbol ; y porque le havia sacado de gran trabajo : y pidió misericordia à Dios , si huviere sido negligente en alguna cosa en el tratado de este Arbol : y si errò en él en alguna cosa , no errò à sabiendas y à proposito , sino ignorantemente. Y suplica à el Sancto Padre y Señor Papa y à sus hermanos , que reciban este Libro de grado, y que lo corrijan si contiene en sí algun error ; y que lo aprueven y multipliquen : porque de esso se puede seguir gran bien , segun parece en su progresso.

***De El árbol de la ciencia de Raimundo Lulio.***

*(reproducción de el ejemplar conservado en la Biblioteca General de la Universidad de Granada*

## AGRADECIMIENTOS

El profesor D. Manuel Rodríguez Gallego me inició en el estudio de los filosilicatos, y su experiencia y consejo ha constituido un pilar fundamental para la elaboración de este estudio.

Florencio Aldaya me ha guiado eficazmente por el laberinto de los Mantos Alpujarrides. En este caso, no es un tópico decir que sin su ayuda hubiera sido imposible llevar a buen puerto este estudio.

Purificación Fenoll Hadri-Alf me ha resuelto innumerables problemas en el desarrollo de este trabajo y su ayuda ha sido tan diversa e importante que es imposible de enumerar aquí.

Con María Teresa Gómez Pugnairé he llevado a cabo la parte de este trabajo referente al Complejo Nevado-Filábride. A ella, pues, le debo todo lo que de bueno haya en el mismo y su aliento y compañerismo.

Daniel Martín Ramos me ha ayudado en todo momento y de las más diversas formas en el desarrollo de este trabajo. Buena parte de los resultados del mismo hubieran sido imposibles sin su amistad y ayuda.

Con Miguel Ortega Huertas y Eduardo Sebastián Pardo he llevado a cabo el estudio de las cloritas de las Depresiones Postorogénicas. Por su ayuda y apoyo ocupan un lugar muy especial en estos agradecimientos.

Mi "colega" José Rodríguez Gordillo me ha prestado una ayuda "total" en el "rollo" de las pipetas.

Asimismo, he de citar a todos mis compañeros del Dptº de Cristalografía y Mineralogía, que me han prestado las más diversas ayudas: Anselmo Acosta, Inmaculada Palomo, Gabriel Ruiz de Almodóvar, José Torres, Nicolás Velilla, Agustín Rueda y José Ortega, así como a Rafael Arana, Alfonso García Cervigón y Francisco López Aguayo, que para nosotros seguirán formando parte de este Departamento.

Las medidas de parámetros de difracción de Rayos X, las he realizado en el Centro Experimental del Zaidín y los análisis de microsonda electrónica en

el Instituto de Geología de Madrid. Mi más sincero agradecimiento a las personas que han hecho posible esta colaboración, en especial a los profesores José Linares, Francisco Huertas y José López Ruiz.

Jaime Palacín Sánchez ha castigado los rotrings y el papel vegetal, tratando de convertir en presentables mis papeles milimetrados, del más puro estilo impresionista. Vaya para él, pues, el agradecimiento de los lectores de esta tesis, por encima del mío propio.

Mi padre, mi hermano Jesús y Nines han quitado y puesto comas y han "limpiado, fijado y dado esplendor" a la gramática de esta memoria. De alguna forma han puesto su grano de arena en la tarea de hacerla más comprensible.

Finalmente, fuera de los muros del mundillo científico, ha habido muchas personas que han terminado sabiendo, unas más y otras menos, pero todos un poquito sobre las cloritas. Por haberlo soportado pacientemente y por su soplo de aire fresco, tan necesario como las ayudas de tipo científico, ellos, y especialmente Nines, la más cercana, han de cerrar este capítulo de agradecimientos.

ABREVIATURAS UTILIZADAS

Al <sup>IV</sup>	Aluminio de la capa tetraédrica
Al <sup>VI</sup>	Aluminio de la capa octaédrica
Al <sup>t</sup>	Aluminio total
AO	Agregado orientado
ATD	Análisis térmico diferencial
CT	Constante de tiempo
D	Densidad
d <sub>001</sub>	Espaciado basal de la clorita
F/FM	Relación Fe/Fe + Mg
Mosc.	Moscovita
M-P	Diferencia angular ( $\Delta 2\theta$ ) entre las reflexiones (00, 10) de la moscovita y paragonita
P	Presión
Parag.	Paragonita
Q	Cuarzo
RX	Rayos X
T	Temperatura
v	Velocidad



# I N D I C E

## CAPITULO I

<u>Planteamiento y objetivos</u>	1
----------------------------------	---

## CAPITULO II

<u>Las cloritas. Antecedentes</u>	3
II-1 <u>Composición química</u>	6
II-1-1 Fórmula general	6
II-1-2 Lugares vacantes en las capas octaédricas	8
II-1-3 Número de OH <sup>-</sup> en la fórmula	9
II-1-4 Proporción de Fe <sup>3+</sup>	11
II-1-5 Grado de sustitución Fe por Mg. La relación F/FM	12
II-1-6 El Al	13
II-1-7 Elementos minoritarios	15
II-2 <u>Clasificación</u>	16
II-3 <u>Estructura</u>	20
II-4 <u>Métodos de estudio</u>	26
II-4-1 Rayos X	26
II-4-1-1 El espaciado basal	28
II-4-1-2 El eje b	29
II-4-1-3 Las relaciones de intensidades de las reflexiones basales	31
II-4-1-4 El politipo de la clorita	36
II-4-2 Métodos ópticos	36
II-4-3 Otros métodos	38
II-5 <u>Relaciones genéticas</u>	41
II-5-1 Campo de estabilidad de la clorita	41
II-5-2 Estabilidad de la clorita en sistemas naturales. Influencia de la asociación mineral	44
II-5-3 Relación de la composición química de la clorita con sus condiciones de formación	47

## CAPITULO III

<u>Metodología</u>	51
III-1 Selección y muestreo	51
III-2 Preparación y molienda	51
III-3 Separación	52
III-4 Técnicas ópticas	53
III-5 Difracción de Rayos X	54
III-5-1 Método de polvo	54
III-5-1-1 Técnicas de medida	54
III-5-1-1-1 Medida de los parámetros b <sub>0</sub> de cloritas y micas	55
III-5-1-1-2 Medidas sobre las reflexiones basales de la clorita. Espaciado, anchura de pico y relaciones de intensidades	55
III-5-1-1-3 Medida de la diferencia angular entre las reflexiones d <sub>00,10</sub> de la moscovita y paragonita	57

FOTOS 1-11

IV-1-4 <u>Resumen y discusión global</u>	155
IV-1-4-1 La composición química de la clorita	156
IV-1-4-1-1 El contenido en Fe y la relación F/FM	156
IV-1-4-1-2 El contenido en Al. Espaciado basal	160
IV-1-4-1-3 Las cloritas de los filoncillos	161
IV-1-4-2 Otras características de la clorita	164
IV-2 <u>Complejo Nevado-Filábride</u>	166
IV-2-1 Contexto geográfico y geológico de las muestras analizadas	166
IV-2-2 Análisis petrográfico	170
IV-2-3 Resultados	174
IV-3 <u>Depresiones postorogénicas</u>	181
IV-3-1 El contenido en Fe	184
IV-3-1-1 Depresión de Granada	184
IV-3-1-2 Depresión de Guadix-Baza	186
IV-3-2 El espaciado basal	188

## CAPITULO V

<u>Discusión sobre aspectos metodológicos</u>	191
V-1 El cálculo del contenido en Al a partir del espaciado basal	193
V-2 El cálculo del contenido en Fe a partir del eje b	194
V-3 El cálculo del contenido en Fe a partir de las relaciones de intensidades	195
V-4 Resumen de la metodología propuesta para el estudio de cloritas de las Cordilleras Béticas	198

## CAPITULO VI

<u>Síntesis y discusión final</u>	201
VI-1 Conclusiones comunes en los Complejos Alpujarride y Nevado-Filábride	201
VI-2 A Modo de resumen: Génesis y evolución de un clorita en los ambientes metamórfico y sedimentario	206

## CAPITULO VII

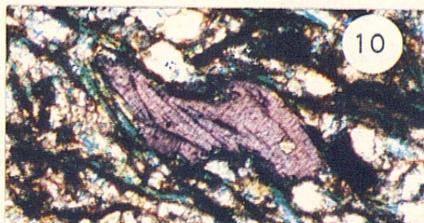
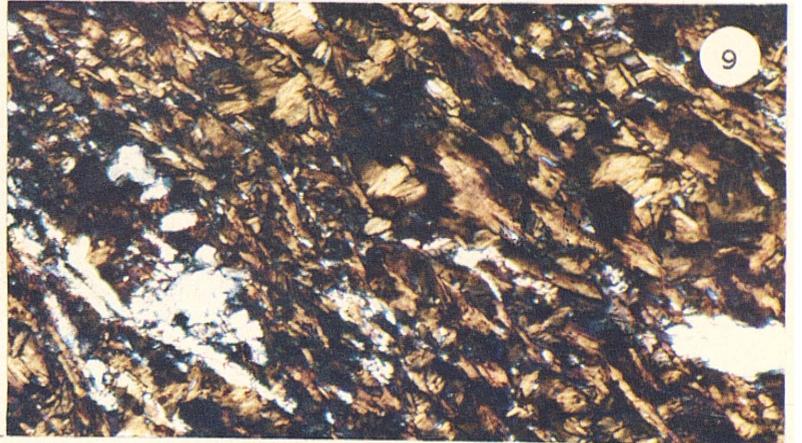
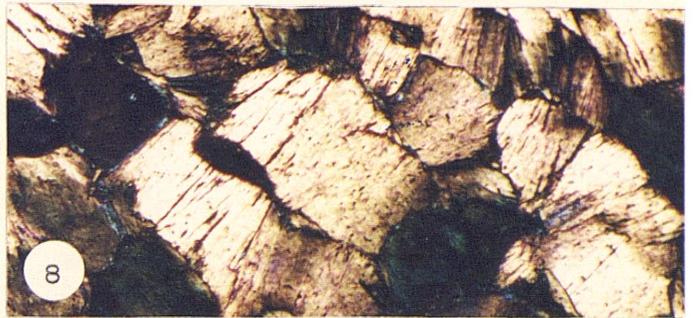
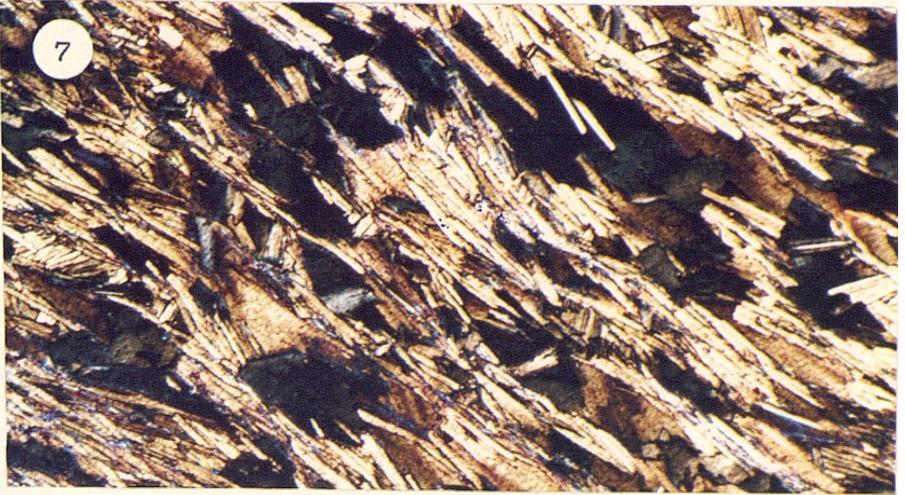
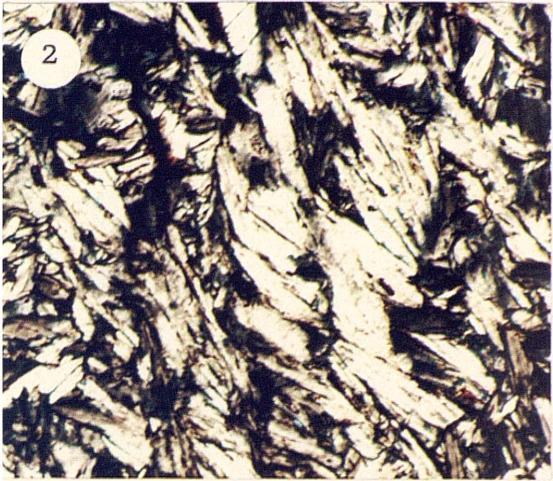
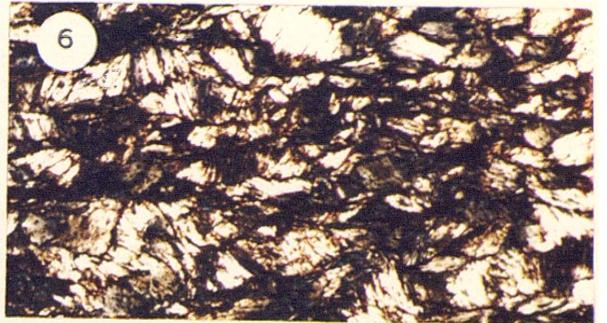
<u>Conclusiones</u>	209
---------------------	-----

<u>BIBLIOGRAFIA</u>	215
---------------------	-----

III-5-1-2 Interpretación de resultados	57
III-5-1-2-1 Estudio de la mineralogía global de la muestra	57
III-5-1-2-2 Análisis semicuantitativo. Poderes reflectantes propuestos para el estudio de metapelitas	57
III-5-1-2-3 Interpretación de parámetros de cloritas y micas. Cálculo de parámetros químicos	60
III-5-1-2-4 Cálculo de la fórmula de la clorita a partir de medidas de rayos X	61
III-5-2 Método de cristal único	63
III-6 Análisis químico de rocas	63
III-7 Microsonda electrónica	64
III-B <u>Nuevas aportaciones a la metodología para el estudio de las cloritas</u>	65
III-B-1 Relación entre características ópticas y contenido en átomos pesados	65
III-B-2 Relación entre las intensidades de las reflexiones basales y el contenido y distribución de átomos pesados	69

#### CAPITULO IV

<u>Situación geológica. Resultados y discusión</u>	79
IV-1 <u>Complejo Alpujárride</u>	80
IV-1-1 <u>Encuadre geológico</u>	80
IV-1-2 <u>Situación geográfica y geológica de los muestreos</u>	91
IV-1-2-1 Formaciones de filitas y cuarcitas	94
IV-1-2-1-1 Grupo Guadalfeo	94
IV-1-2-1-2 Grupo Contraviesa	95
IV-1-2-1-3 Grupo Almirajara	95
IV-1-2-2 Formación de esquistos y cuarcitas con biotita (cloritas de retrometamorfismo)	96
IV-1-2-3 Filoncillos	96
IV-1-3 <u>Resultados y primeras interpretaciones</u>	97
IV-1-3-1 Composición química y mineralógica de las muestras estudiadas	97
IV-1-3-2 Los parámetros de las micas	100
IV-1-3-3 Las características ópticas de la clorita. Color de interferencia	105
IV-1-3-4 El parámetro b de las cloritas	107
IV-1-3-5 Las relaciones <sup>o</sup> de intensidades de las cloritas	109
IV-1-3-6 El contenido en Fe de las cloritas. La relación F/FM	111
IV-1-3-6-1 Su relación con las condiciones termodinámicas de formación	112
IV-1-3-6-2 Su relación con la composición química del sistema	122
IV-1-3-7 La distribución del Fe entre las capas de las cloritas, Fe octaédrico y Fe interlamina	134
IV-1-3-8 El espaciado basal de la clorita	138
IV-1-3-9 La anchura de las reflexiones basales de la clorita	145
IV-1-3-10 Métodos de cristal único	152





## CAPITULO I

### PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

La presente tesis se encuadra dentro de una amplia línea de investigación, tendente al conocimiento de la mineralogía de las Cordilleras Béticas. Dentro de esta línea están los trabajos realizados hasta la fecha sobre Micas (M. Ramos), Anfíboles (Polo), Talcos (Acosta), Mineralizaciones en Sierra Nevada (Arana), Alteraciones de Rocas Igneas (G. Cervigón), Sedimentos - postorogénicos (Ortega Huertas y Sebastián), Yacimientos de Fe (Torres.. Ruíz) y Granates (Velilla).

Con este trabajo se pretende cubrir un campo, el de las cloritas, hasta ahora tocado tan sólo de forma esporádica y en casos aislados, tratando de ofrecer una visión de conjunto tanto desde el punto de vista de las - diversas formaciones de las Cordilleras Béticas, como desde el de las - diversas características y propiedades de este grupo de minerales.

Se busca un triple objetivo:

En primer lugar, desarrollar una metodología lo más exacta y completa - posible para el estudio de las cloritas y aplicarla a muestras representa - tivas de las diversas unidades de las Cordilleras Béticas, con el fin de comprobar la validez de las distintas técnicas de estudio propuestas. En este sentido se aplican y discuten los métodos de estudio descritos hasta el momento en bibliografía, desarrollando los para las características con - cretas de las muestras estudiadas. Asimismo, se proponen nuevos métodos, con el fin de cubrir posibles lagunas o buscar una mayor exactitud.

Un segundo objetivo, consiste en buscar relaciones entre las condiciones - de formación de las cloritas y sus características químicas y estructura - les. Es este un campo en el que apenas se cuenta con antecedentes bi -

bibliográficos, refiriéndose los existentes sólo a casos muy parciales que quedan lejos de dar una visión global del problema. Concretamente dos ambientes geológicos están implicados en el presente trabajo, el del metamorfismo regional y el sedimentario. Para ambos casos se propone un modelo capaz de explicar las diferencias de composición de las cloritas formadas en los mismos.

Finalmente, el tercer objetivo es el expresado ya en el título del trabajo, es decir el conocimiento de las cloritas existentes en las diversas unidades de las Cordilleras Béticas. Naturalmente es imposible estudiar con la exactitud y profundidad requeridas en este trabajo un número de muestras representativas de todo el conjunto de una cordillera que abarca unos 900 Kms. de largo por 100 de ancho. Por ello el estudio se ha centrado sobre aquellas unidades que pueden ofrecer un mayor interés tanto por su representatividad como por sus condiciones favorables a la génesis de clorita. Ante el dilema de estudiar un gran número de muestras de forma superficial o un número más reducido, pero con la profundidad conveniente se ha optado por lo segundo, tratando de compensar lo reducido del número con una cuidadosa selección de los muestreos de forma que estos pudieran tener el máximo de representatividad posible.

## CAPITULO II

### LAS CLORITAS. ANTECEDENTES.

Las cloritas son minerales de frecuente aparición en una amplia gama de ambientes geológicos. A esta frecuencia y obicuidad unen la variabilidad en su composición química y características estructurales. Todo ello confiere un gran valor a su estudio como indicadores de ambientes geológicos.

Son muy frecuentes como minerales accesorios y en algunos casos como fundamentales en rocas metamórficas de bajo y medio grado de metamorfismo regional. Puede ser el mineral más abundante en rocas metamórficas de la zona de la clorita. Asimismo es constituyente ocasional de rocas ígneas. Es un mineral común en alteración de rocas básicas y en gangas de venas hidrotermales. En rocas sedimentarias aparece tanto como material detrítico heredado, como dentro de la fracción arcilla, por neoformación. Se ha podido comprobar su presencia en sedimentos marinos recientes. Asimismo es un constituyente normal en los suelos.

Son filosilicatos de estructura compleja, lo que da lugar a diferentes opiniones sobre su clasificación precisa. En un apilamiento normal de una clorita se puede considerar la existencia de dos unidades alternantes:

(Fig. II-1):

A) Un estrato 2:1 constituido por una capa octaédrica entre dos capas tetraédricas (1). (Fig. II-2 y II-3).

B) Una capa interláminar de carácter octaédrico.

---

(1) El uso de nomenclatura estructural de filosilicatos (plano, capa, estrato etc.) se realiza según las recomendaciones del Comité de Nomenclatura de la AIPEA, recogidas por Bailey, (1980).

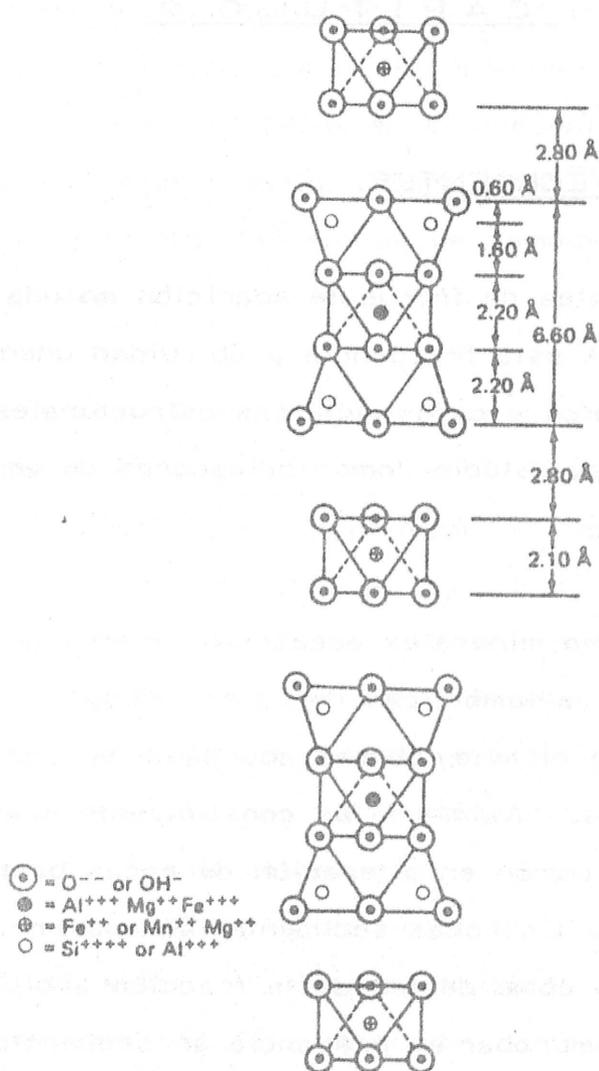


Fig. II-1. - Esquema de la sucesión de capas en la estructura de la clo<sub>2</sub>rita a lo largo del eje C. (Según Bailey, 1976).

La sustitución de cationes tetravalentes por trivalentes en las capas tetraédricas, confiere a estas carga negativa y la de cationes divalentes por trivalentes en ambas capas octaédricas, confiere a estas carga positiva. Unas y otras se compensan garantizándose la neutralidad de la red y su estabilidad.

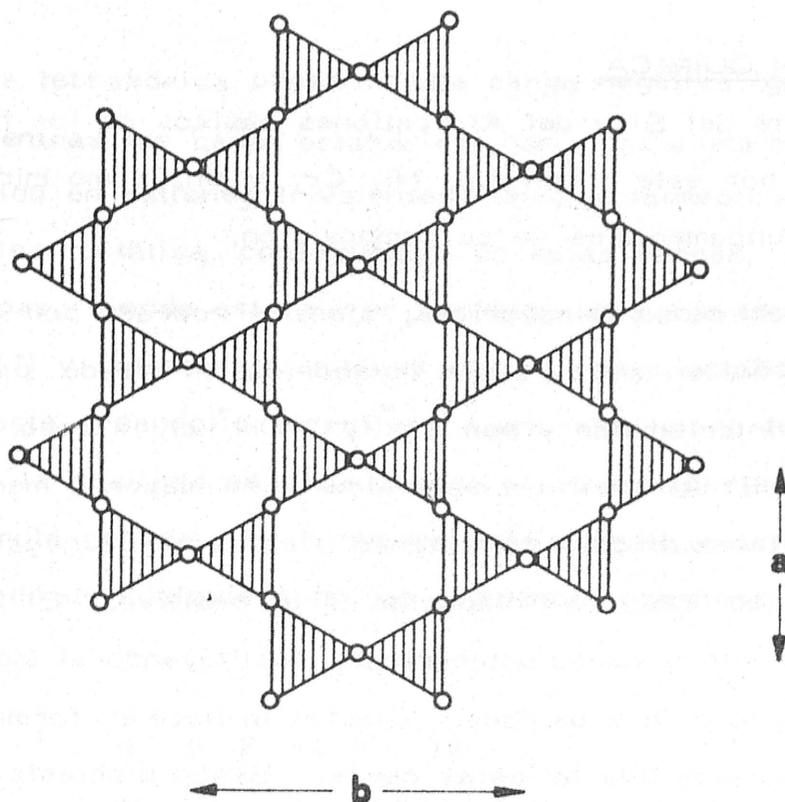


Fig. II-2. - Esquema de la estructura del nivel de oxigenos basales dentro de la capa tetraédrica de una clorita. Los triángulos rayados representan las bases de los tetraedros de Si.

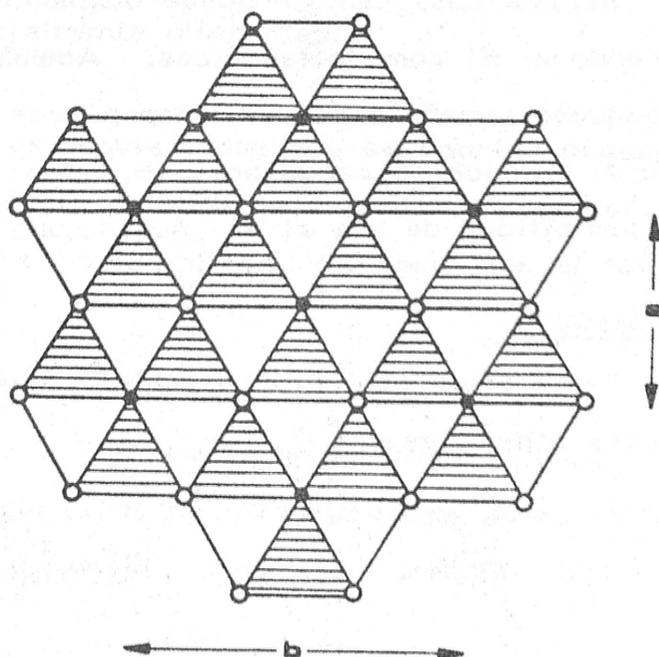


Fig. II-3. - Esquema del nivel de  $O^{\ominus}$  apicales y  $OH^{\ominus}$  octaédricos dentro de la capa octaédrica de una clorita. Los triángulos rayados representan las bases de los octaedros.

## II-1 COMPOSICION QUIMICA

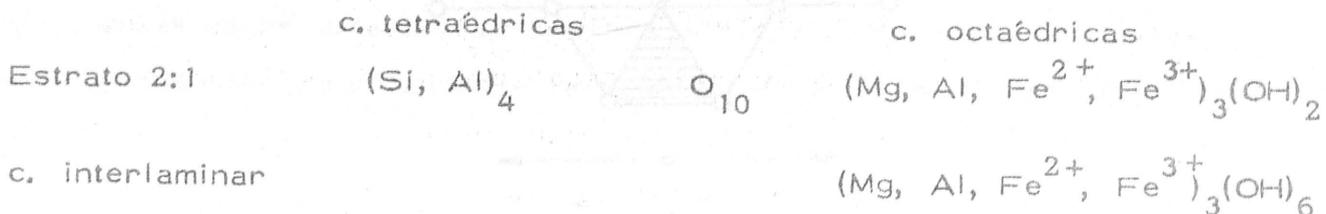
Químicamente, aparte del Si y del Al, cationes básicos de los filosilicatos, el Mg y el Fe por este orden (Co, Ni, Cr, y Mn, como minoritarios) - son los elementos fundamentales de su composición.

El Si se sitúa en las capas tetraédricas, siempre rodeado por cuatro oxígenos. El Mg se sitúa en ambas capas octaédricas, rodeado por 6 OH<sup>-</sup> en el caso de la capa interlaminar y por 4 O<sup>=</sup> y 2 OH<sup>-</sup> en la capa octaédrica propiamente dicha. El Al sustituye parcialmente en mayor o menor grado al Si en las capas tetraédricas, confiriendo a éstas carga negativa y al Mg en ambas capas octaédricas, confiriéndoles carga positiva. El Fe se sitúa fundamentalmente en ambas capas octaédricas, sustituyendo al Mg. Puede aparecer en forma reducida u oxidada. Cuando lo hace en forma de Fe<sup>3+</sup> contribuye a la carga positiva de estas capas. Según hipótesis no totalmente confirmadas puede aparecer también Fe<sup>3+</sup> en las capas tetraédricas sustituyendo al Si<sup>4+</sup>.

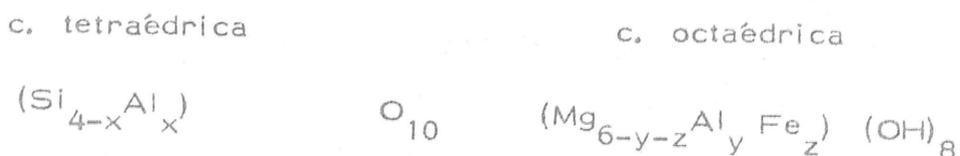
En cuanto a los elementos minoritarios: Ni, Co y Mn aparecen fundamentalmente en ambas capas octaédricas. El Cr puede ocupar tanto posiciones tetraédricas, sustituyendo al Si como octaédricas. Además puede aparecer Li, que por su pequeño tamaño puede rellenar huecos octaédricos, incrementando por tanto el balance de carga positiva. Asimismo también se ha especulado con la posibilidad de que el F<sup>-</sup> sustituya a los OH<sup>-</sup>.

### II-1-1 FORMULA GENERAL

Todo este esquema da lugar a las siguientes composiciones generales de cada una de las unidades alternantes:



De la suma de ambas se obtiene como fórmula general:



La capa tetraédrica presenta una carga negativa igual a su contenido en Al, mientras las capas octaédricas dan lugar a una carga positiva igual a su contenido en cationes trivalentes (fundamentalmente Al y  $\text{Fe}^{3+}$ ). La atracción electrostática, consecuencia de estas cargas, mantiene la cohesión de las capas, siendo esta mayor conforme más elevado sea el contenido en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (1) y cationes trivalentes de las capas octaédricas.

Todo este desarrollo se refiere a una estructura teórica ideal de la clorita. En la realidad se producen diversas e importantes desviaciones de esta fórmula general. Si fuera matemáticamente exacta, el resultado obtenido partiendo de cualquiera de las siguientes premisas habría de ser el mismo:

- 1)  $O + \text{OH} = 18$
- 2)  $O = 14$  (excluyendo  $\text{H}_2\text{O}$ )
- 3) Total carga catiónica = 28 (excluyendo H)
- 4) Número total de cationes = 10 (excluyendo H)

Sin embargo el hecho es que cada una de estas premisas dan lugar a resultados parcialmente diferentes.

Las principales desviaciones que se podrían producir son:

- 1) Existencia de lugares vacantes en los puntos de la red ocupados por los cationes octaédricos. Es decir que el total de estos sea menor de 6.
- 2) Total de H menor de 8.

En la mayoría de los casos no es posible decidir cual de estas dos desviaciones es la causa de no correspondencia con la fórmula teórica y por tanto la fórmula obtenida a partir del análisis químico dependerá inevitablemen

- (1)  $\text{Al}^{\text{IV}}$  Aluminio de la capa tetraédrica.  
 $\text{Al}^{\text{VI}}$  Aluminio de la capa octaédrica.  
 $\text{Al}^{\text{t}}$  Aluminio total.

te de cual de las premisas expresadas más arriba se considere cierta.

### II-1-2 LUGARES VACANTES EN LAS CAPAS OCTAEDRICAS

La existencia de lugares vacantes en las capas octaédricas es un hecho probado en los filosilicatos en general. Concretamente en el caso de las cloritas está demostrada la existencia de ejemplos que presentan una o dos capas dioctaédricas, es decir con sólo dos de cada tres lugares ocupados. Parece claro que entre estos casos extremos y el de ambas capas trioctaédricas son posibles todos los casos intermedios y es necesario admitir toda la gama de valores posibles desde 6 hasta 4 posiciones octaédricas ocupadas. Así Foster (1962) considera la relación del número de huecos con el exceso de cationes trivalentes en la capa octaédrica respecto a trivalentes en la capa tetraédrica (Fig. II-4) encontrándola prácticamente lineal, de forma que el déficit de dos cargas positivas, creado por cada hueco estaría compensado por la existencia de dos cationes trivalentes octaédricos en exceso respecto a trivalentes tetraédricos. De esta forma se mantiene el balance de cargas positivas y negativas.

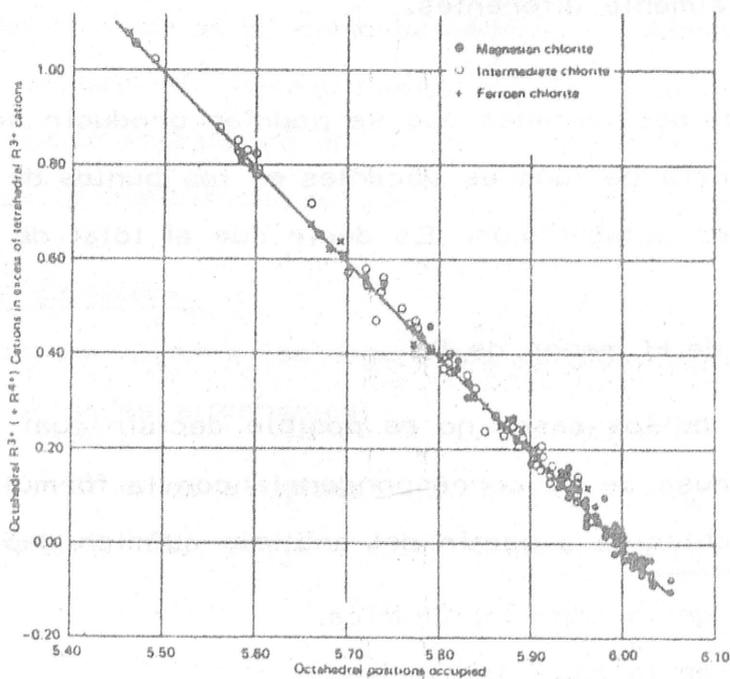


Fig. II-4. - Relación lineal entre el número de posiciones octaédricas ocupadas y el exceso de cationes trivalentes en la capa octaédrica respecto a trivalentes en la capa tetraédrica. (Según Foster, (1962).

### II-1-3 NUMERO DE OH<sup>-</sup> EN LA FORMULA

Tanto Albee (1962), como Foster (1964), consideran las desviaciones del contenido en (OH<sup>-</sup>) por fórmula, del valor teórico de 8. Concretamente Albee se muestra partidario de explicar las desviaciones de la fórmula teórica, mediante este mecanismo, mejor que a partir de la existencia de huecos.

En esta línea propone una relación entre el contenido en (OH) de la clorita y el exceso de cationes trivalentes octaédricos respecto a trivalentes tetraédricos. Aunque la relación no aparece claramente lineal (Fig. II-5), atribuye las desviaciones a errores analíticos, problemas de diferenciación entre H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> y H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> y dificultades de separación de la muestra.

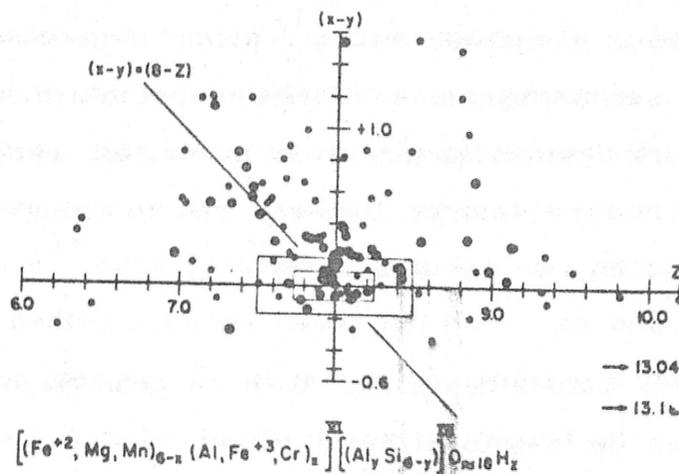


Fig. II-5.- Relación entre el contenido en (OH) de la clorita (z) y el exceso de cationes trivalentes octaédricos respecto a trivalentes tetraédricos (x-y). Los análisis más fiables están representados mediante puntos más gruesos (Según Albee, 1962).

Para este autor el Fe<sup>3+</sup> presente en la fórmula de la clorita se produciría fundamentalmente por oxidación de Fe<sup>2+</sup> en procesos posteriores a la formación del mineral, dando lugar a la simultánea desprotonización de un (OH) para mantener el balance de cargas: "The median for points in Fig. 1 (Fig. II-5 en esta memoria), not considering the grossly erratic points, is clearly above the line for the ideal values, which might suggest that some

vacancies are commonly present. However, the median for  $(Al+Cr)^{VI} - Al^{IV}$  is close to zero, not considering the grossly erratic points, suggesting -- that the positive value of the median on Fig. 1 is a result of too high -- values of OH rather than of vacancies in the six-fold position and that -- essentially all the  $Fe^{3+}$  is balanced by loss of  $H^+$ .

No obstante esta interpretación de la Fig. II-4 resulta difícil de entender. En primer lugar, la aseveración de que " $(Al+Cr)^{VI} - Al^{IV}$  se aproxima a 0" entra en contradicción con la mayoría de los datos de análisis de cloritas presentes en bibliografía. Foster, (1962) muestra que muy pocas cloritas tienen  $Al^{VI}$  aproximadamente igual a  $Al^{IV}$ , en la mayoría de los casos este último es mayor. Por otra parte, aún admitiendo esta premisa, según la hipótesis de Albee el contenido en  $Fe^{3+}$  y por tanto el valor  $(x-y)$  de la Fig. II-5 habría de ser semejante al déficit respecto a 8 del valor  $z$  (OH) y según el mismo autor estima la media de los puntos está claramente -- por encima de la línea para valores ideales, con lo cual no se produce la mencionada compensación por pérdida de  $H^+$ .

Es posible hacer otra lectura de la fig. II-4; la gran mayoría de los puntos presentan valores de  $(x-y)$  positivos, mientras el valor medio de  $z$  se aproxima bastante a 8, es decir al valor teórico ideal de (OH). Necesariamente el exceso de carga generado por los valores positivos de  $(x-y)$  ha -- de ser compensado por la existencia de huecos en ambas capas octaédri-- cas, conectando así con la hipótesis de Nieto y Rodríguez Gallego (1980) de que el proceso de oxidación  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  provoca la expulsión de cationes octaédricos y consiguiente creación de huecos.

En todo caso de los análisis reportados en bibliografía y de la experiencia personal, parece clara la existencia de desviaciones del contenido en (OH) respecto al valor teórico de 8, aunque estas desviaciones no hayan sido -- provocadas en su gran mayoría por oxidación  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ . En esta línea

Foster (1964), estudia el contenido en  $H_2O$  de las cloritas. Sobre 110 análisis, el 42% dan valores cercanos al teórico de 8; 44,4% los dan deficientes (<7,8) y 13,6% por encima (> 8,2).

#### II-1-4 PROPORCIÓN DE $Fe^{3+}$

En cuanto a la relación de  $Fe^{3+}$  a Fe total, tampoco hay acuerdo general. De la misma forma que lo desarrollado hasta el momento presenta tanto problemas analíticos como de interpretación. Para muchos autores el  $Fe^{3+}$  en la clorita no presenta este estado de oxidación desde la formación de ésta, sino que es fundamentalmente el resultado de procesos de oxidación posterior. Si admitimos el mecanismo de alteración propuesto por Nieto y Rodríguez Gallego, (1980) la oxidación  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  provoca la creación de huecos en la capa octaédrica con lo cual el exceso de carga positiva, producto de esta oxidación se encontraría compensado por presencia de huecos. Sin embargo en la mayor parte de las cloritas ( $\approx 70\%$ ) el  $Al^{IV}$  es mayor que el  $Al^{VI}$ , siendo necesario, pues, contar con al menos una parte del  $Fe^{3+}$  para compensar este exceso de carga negativa, por tanto sólo una parte, a veces nada, del  $Fe^{3+}$ , se encuentra compensado por huecos. Es decir, que al menos una parte y a veces todo el  $Fe^{3+}$ , se encuentra como tal en la clorita desde su génesis.

De todas formas, está claro que es imposible hacer la historia analítica de una clorita, por lo que es necesario ceñirse a su composición en el momento de realizar el estudio y las composiciones con que se ha de trabajar son las actuales, independientemente de que éstas se hayan modificado o no desde la génesis del mineral. En este sentido, casi todos los autores incluyen todo el  $Fe^{3+}$  encontrado en el análisis dentro de la fórmula de la clorita.

Según los análisis reportados en bibliografía el valor de  $Fe^{3+}$  en la fórmula de una clorita puede oscilar dentro de amplios márgenes, prácticamente tanto como el Fe total; no obstante, en líneas generales, está relacionado estrechamente con este último, de forma que la relación de  $Fe^{3+}$  a Fe total

se mueve dentro de límites mucho más estrictos. Albee (1962) da como valor medio de esta relación para 61 muestras de cloritas, clasificadas como "rock forming minerals" 0,137 ( $\sigma = 0.086$ ). No tuvo en cuenta los análisis correspondientes a muestras con una relación  $Fe/Fe \div Mg < 10$  por considerar muy elevada la posibilidad de error experimental. Tras estudiar los valores de esta relación para cloritas de diferentes ambientes geológicos y paragénesis, Albee considera que el contenido en  $Fe^{3+}$  está más relacionado con la cantidad de Fe total de la clorita que con las condiciones de formación de ésta. Si bien, esta conclusión de Albee parece un corolario lógico de su hipótesis sobre el origen del  $Fe^{3+}$  en la clorita (oxidación secundaria) otros autores contrarios a esta hipótesis también obtienen la misma conclusión. Así para Foster (1962), que es partidaria del origen primario del  $Fe^{3+}$  en las cloritas la cantidad de éste no presenta necesariamente relación con la de  $Fe^{2+}$  en una muestra particular, pero hay una tendencia general para para las cloritas ricas en Fe a contener más  $Fe^{3+}$  que las pobres. Las mismas conclusiones pueden obtenerse de las series de análisis de cloritas dadas por el resto de los autores, si bien, éstos, no comentan este punto en particular.

---

Las variables químicas más estudiadas en las cloritas son el grado de sustitución Fe por Mg de ambas capas octaédricas y la cantidad de Al. En realidad, estas variables son las más fácilmente estudiables, pues aparte del análisis químico otros métodos de estudio dan amplia información sobre ellas. Así mismo, son las que oscilan entre más amplios márgenes y al mismo tiempo las que tienen mayor influencia sobre las propiedades de este grupo de minerales. Finalmente, tanto desde el punto de vista teórico como desde el práctico son las que presentan mayores posibilidades de relación con las condiciones genéticas del mineral. A la vista de todos estos puntos es lógico que hayan sido las más empleadas en las principales clasificaciones de cloritas, como veremos en el apartado II-2.

#### II-1-5 GRADO DE SUSTITUCION Fe POR Mg. LA RELACION F/FM

El grado de sustitución Fe por Mg suele expresarse tanto en las clasifica--

ciones, como en los estudios estadísticos de composiciones mediante la relación  $Fe/Fe + Mg$  (abreviadamente  $F/FM$ ). Hay que señalar que muchos de los métodos de estudio lo que dan es contenido en átomos pesados (fundamentalmente  $Fe$ ). En este caso es fácil conocer el contenido en  $Mg$  a partir de la relación:

$$Mg + Fe + Al^{VI} = 6$$

Ya que el  $Al^{VI}$  también puede ser determinado mediante diversos métodos. Todos los autores que estudian el valor  $F/FM$  tanto mediante análisis químicos como mediante técnicas de difracción de RX (entre otros Foster 1962; Albee, 1962; Bailey y Brown, 1962) coinciden en dar como valores posibles todo el campo desde 0 hasta casi 1 (aproximadamente 0,95). Por otra parte, los valores tienden a distribuirse por igual a lo largo de todo este rango, sin darse una concentración preferencial en torno a ninguno de ellos en particular. No obstante, parecen posibles concentraciones en determinadas zonas del rango para determinados poltipos de clorita (Bailey y Brown, 1962; Fig. II-6) o determinados ambientes de formación de esta (Albee 1962; Fig. II-7).

#### II-1-6 El Al.

En cuanto a la cantidad de Al se puede expresar en forma de  $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI}$  o Al total. La simple consideración teórica de la fórmula, teniendo en cuenta que la carga negativa generada por la sustitución de  $Si^{IV}$  por  $Al^{IV}$  ha de estar compensada por la positiva generada en la octaédrica por los cationes trivalentes (fundamentalmente  $Al^{VI}$ ), nos indica que  $Al^{IV}$  y  $Al^{VI}$  presentan valores relacionados entre sí. Normalmente, el  $Al^{VI}$  debe ser algo menor que el  $Al^{IV}$ , debido a la presencia de otros cationes octaédricos trivalentes, tales como el  $Fe^{3+}$ . No obstante, en algunos casos, el  $Al^{VI}$  puede ser mayor, a fin de compensar la presencia de huecos, como ya se dijo anteriormente. Estos planteamientos teóricos están confirmados por los datos experimentales, que generalmente, dan valores superiores para el  $Al^{IV}$  que para el  $Al^{VI}$ , si bien, en los casos de cloritas con un número relativamente elevado de huecos sucede al contrario.

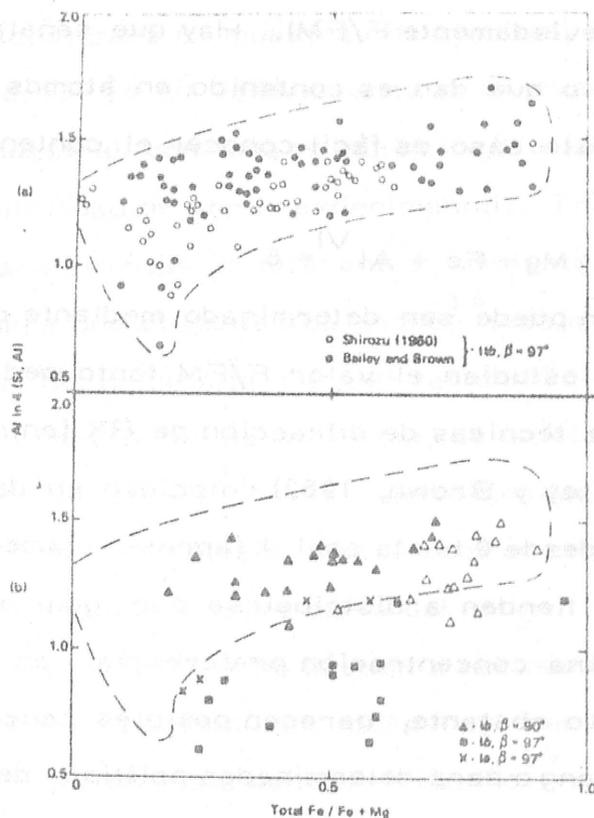


Fig. II-6. Relación entre la composición de la clorita (determinada mediante difracción de RX) y su politipo: a) Politipo 11b. b) Otros politipos. (Según Bailey y Brown, 1962).

Bailey y Brown (1962) dan para el  $Al^{IV}$  un intervalo de 0,61 a 1,70 con un valor medio de 1,31. En este caso a diferencia del F/FM, según se puede observar en la Fig. II-6 se aprecia una mayor concentración de valores entre 1,2 y 1,5 siendo raros los casos por encima o debajo de estos límites.

Albee (1962) estudia el Al total, es decir, la suma  $Al^{IV} + Al^{VI}$ , encontrando un intervalo de valores entre 1,2 y 3,1. De la misma forma que para F/FM establece una relación con el tipo de paragénesis en que se encuentra la clorita (Fig. II-7).

Para Bailey (1976), a la vista de la fig. II-6, hay una tendencia clara a incrementarse el grado de sustitución tetraédrica ( $Al^{IV}$ ) conforme se incrementa F/FM. Sin embargo, Albee (1962) no observa relación entre el Al total y F/FM.

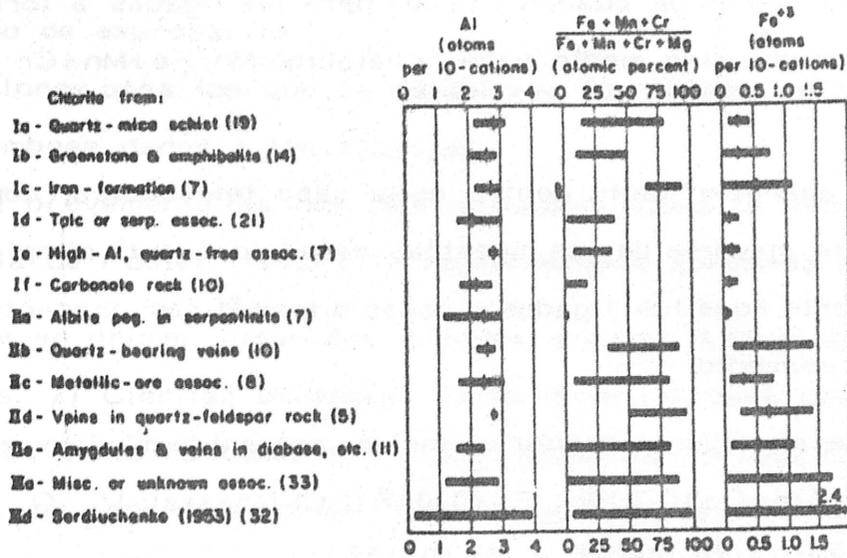


Fig. II-7. Relación entre la composición química de la clorita y su asociación mineral o ambiente geológico de formación. Las barras indican el rango de los valores y las marcas verticales el valor medio. (según Albee - 1962).

#### II-1-7 ELEMENTOS MINORITARIOS.

Respecto a los elementos minoritarios, como ya se ha mencionado, Mn, Cr, Ni, Co y Li pueden ser también constituyentes de las capas octaédricas. En relación a estos elementos hay que distinguir dos casos diferentes: pequeñas proporciones de ellos en cloritas de composición normal y aquellas muestras en que uno de estos elementos es un constituyente fundamental de la clorita, de forma que constituyen especies con nombre y características físico-químicas propias. Este último caso es raro, pero existe, y está descrito sobre todo para cloritas de Cr, Mn, Ni y Li. Se verá con más detalle al tratar las clasificaciones de cloritas (apartado II-2).

En cuanto a la presencia de estos elementos en pequeñas cantidades dentro de la red de cloritas de composición normal está recogida en la mayoría de los análisis de cloritas. Albee (1962) en su recopilación y tratamiento estadístico da cifras sobre cada uno de ellos.

El Mn aparece con un margen de oscilación de 0 a 0,27 y un valor medio que

varía fuertemente según el tipo de asociación mineral, oscilando entre 0,062 para cloritas en venas de cuarzo y 0,003 para las ligadas a formaciones de Fe. Albee, da un valor medio para la relación  $Mn/Fe+Mn+Cr$  de 0,016 -- ( $\sigma = 0,022$ ).

El Cr, puede aparecer tanto dentro de la capa tetraédrica, como de la octaédrica. En la mayoría de las muestras estudiadas está completamente ausente. Sólomente aquellas ligadas a rocas ultramáficas presentan algún contenido en este elemento.

El Ni, aparece en algunas muestras con un contenido máximo de Ni O = 0,28%. Asimismo, se cita: Co (0,01%); F (0,01%); Cl (trazas);  $V_2O_3$  (0,06%); --  $As_2O_3$  (0,003%); Cu (0,006%) y Zn (0,15%).

Igualmente, aparecen con cierta frecuencia pequeñas cantidades de otros elementos cuya asignación a impurezas o a la red de la clorita, e incluso su ubicación dentro de ésta, es dudosa. Tal es el caso del Na, K, Ti y Ca. Na y K corresponden, casi con toda seguridad, a impurezas. El Ti en su mayor parte debe tener este mismo origen, sin embargo, pequeñas cantidades pueden entrar efectivamente en la red de la clorita, ocupando huecos tetraédricos y/o octaédricos. El Ca, asimismo, puede proceder de impurezas, no obstante la frecuencia con que aparece en los análisis en cantidades significativas ha hecho a algunos autores especular con su presencia en la red de la clorita. Así Belov (1950), da la hipótesis de que pueda situarse en los espacios vacíos entre la capa tetraédrica y la interlaminada. Esta hipótesis no se ha podido comprobar.

## II-2 CLASIFICACION

Los principales esquemas de clasificación propuestos para las cloritas están basados en su composición química y concretamente los parámetros más utilizados son:

- 1) El grado de sustitución de Si por Al en la capa tetraédrica.
- 2) El grado de sustitución de Mg por Fe en las capas octaédricas.
- 3) La relación de  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$ .

En síntesis las principales clasificaciones propuestas juegan con estos parámetros, variando unas de otras por:

- 1) El modo de expresarlos.
- 2) Los valores para los que se establecen los límites entre especies.
- 3) Los nombres dados a las especies.

Veremos aquí brevemente las dos más utilizadas hasta la fecha: la de Hey (1954) y la de Foster (1962) y la recientemente aprobada por la AIPEA.

Hey establece en primer lugar dos grandes grupos: 1) Cloritas no oxidadas u ortocloritas. 2) Cloritas oxidadas. El criterio utilizado para esta primera clasificación es la cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Aquellas cloritas con menos del 4% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  son consideradas no oxidadas y aquellas con más del 4% son consideradas oxidadas. A continuación establece dos cuadros de clasificación, uno para cada caso. En ambos cuadros utiliza los mismos parámetros: En abscisas, grado de sustitución tetraédrico para 4 Si. Hace oscilar este grado de sustitución entre valores teóricos de 0 a 2 Al. En ordenadas, relación de Fe total a Fe + Mg en la parte de la izquierda y cantidad de Fe total para 6 cationes octaédricos en la parte de la derecha. Ambos cuadros se encuentran recogidos en la Fig. II-8.

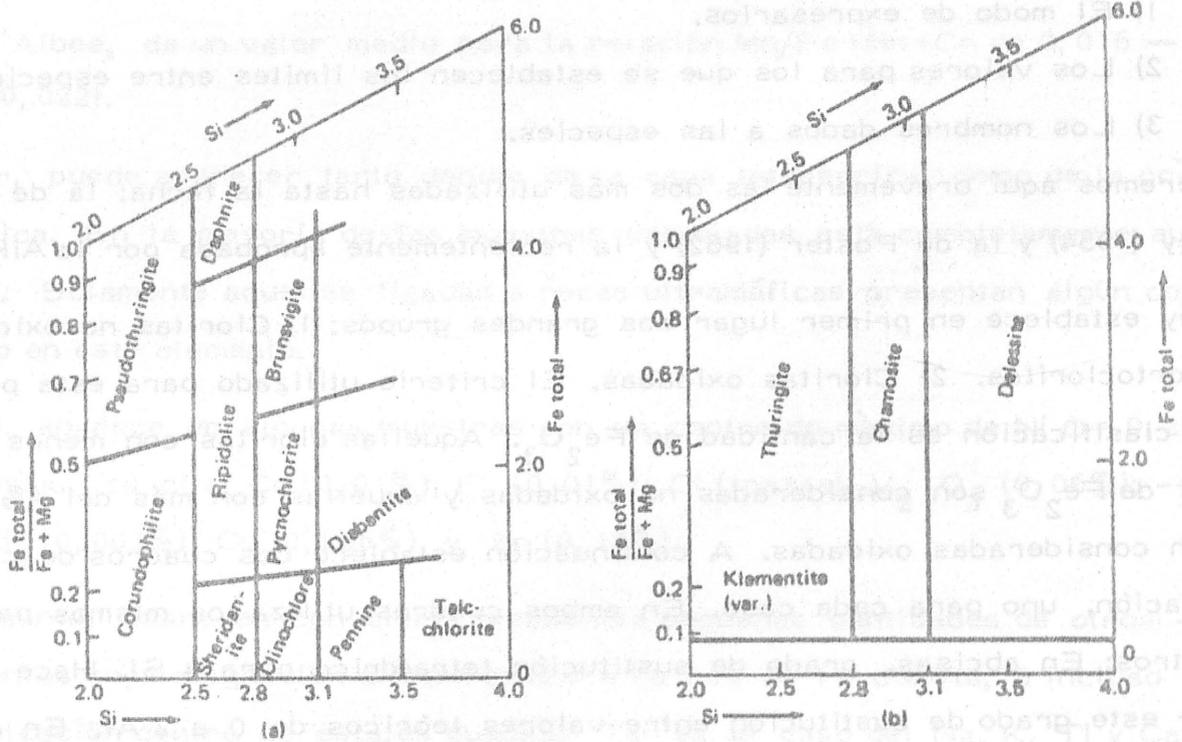


Fig. II-8. Clasificación de Hey para las cloritas. a) Cloritas no oxidadas u ortocloritas. b) Cloritas oxidadas (según Hey 1954).

Foster (1962) no considera la cantidad de  $Fe_2O_3$ . Sitúa el grado de sustitución tetraédrica en abscisas, haciendo oscilar éste entre valores teóricos de 2 a 4 Si y la proporción de  $Fe^{2+}$  al resto de cationes divalentes en ordenadas, haciendo oscilar éste entre 0 y 1. Establece tres subdivisiones para cada parámetro, lo que da lugar a 9 especies diferentes. El cuadro de clasificación está recogido en la Fig. II-9.

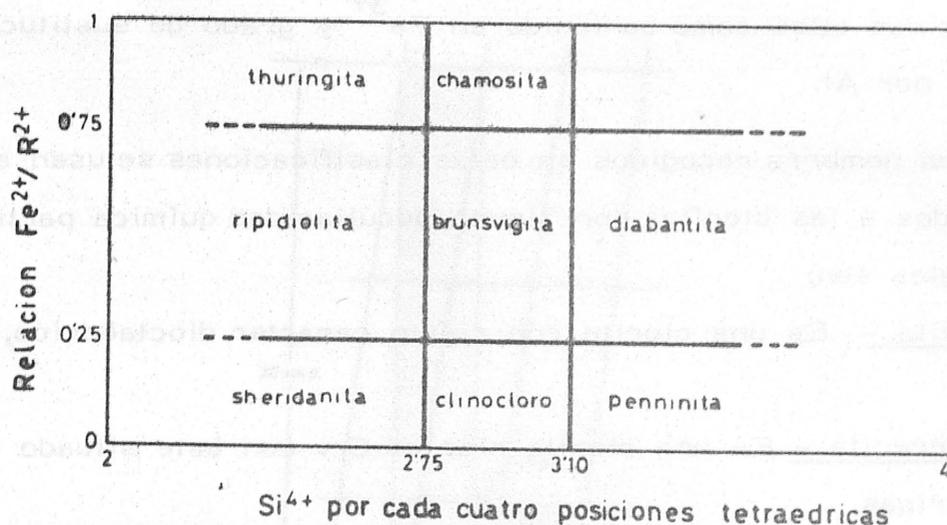


Fig. II-9. Clasificación de Foster para las cloritas. (Según Foster 1962).

El comité de nomenclatura de la AIPEA, en su reunión de 1978 en Oxford recogió la propuesta de Bayliss (1975) para simplificar la clasificación de las cloritas.

En primer lugar, el grupo de las cloritas se divide en tres subgrupos de acuerdo con Brindley y Pedro (1970): Cloritas dioctaédricas, di-trioctaédricas y trioctaédricas, según el carácter de las capas octaédrica e inter laminar.

El subgrupo de las cloritas trioctaédricas, se divide en especies según el catión octaédrico dominante:

<u>Catión dominante</u>	<u>Nombre de la especie</u>	<u>Formula tipo</u>
Mg	Clinocloro	$(Mg_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Fe <sup>2+</sup>	Chamosita	$(Fe_5^{2+}Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Mn	Penantita	$(Mn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Ni	Nimita	$(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$

En esta clasificación, pues, desaparece la consideración de otras características químicas tales como contenido en  $\text{Fe}^{3+}$  y grado de sustitución tetraédrica Si por Al.

Aparte de los nombres recogidos en estas clasificaciones se usan a veces otros asignados a las cloritas por alguna peculiaridad química particular. Los principales son:

- Cookeita. - Es una clorita con cierto carácter dioctaédrico, rica en Li.
- Kammererita. - Es una clorita rica en Cr, con éste situado en las capas octaédricas.
- Kotschubeita. - Es una clorita rica en Cr, con este ocupando posiciones tetraédricas.

### II-3 ESTRUCTURA

La estructura de la clorita fue determinada por Pauling (1930). Este encontró una celdilla unidad monoclinica con  $a=5,2-5,3 \text{ \AA}$ ;  $b=9,2-9,3 \text{ \AA}$ ;  $c=14,3-14,4 \text{ \AA}$ ; y  $\beta=96^{\circ} 50'$ . El grupo espacial es el  $C 2/m$  con  $z=2$ .

La estructura propuesta por Pauling es la ya descrita al principio de este punto con unidades alternantes 2:1 e interlamina.

Este autor señaló que una capa tetraédrica compuesta exclusivamente por Si es difícilmente acoplable con una octaédrica compuesta exclusivamente por Mg, dada su diferencia de dimensiones. No obstante la sustitución de Si por Al y de Mg por Fe, hace posible este acoplamiento.

Una cuestión estudiada con posterioridad es la del modo de apilamiento de las diversas capas. Este no había sido resuelto por Pauling. Por otra parte, Von Engelhardt (1942), encuentra cloritas cuyo diagrama de difracción no es explicable por una celdilla monoclinica con  $\beta=97^{\circ}$ . Para él, el diagrama de una clorita de Schmiedefeld es sólo explicable a partir de una celdilla rómbica. Bailey y Brown (1962), sugieren la posibilidad de una celdilla rómbica producto de la integración de tres celdilla monoclinicas. Es-

ta posibilidad queda esquematizada en la Fig. II-10

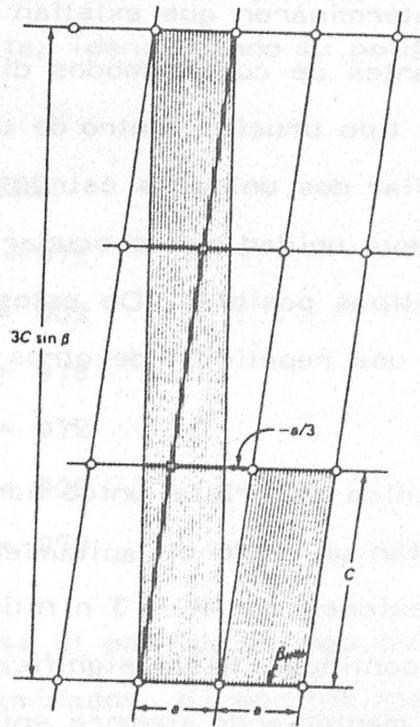


Fig. II-10. Integración de tres celdillas monoclinicas en una rómbrica (según Bailey (1976)).

Robinson y Brindley (1949), encuentran para diversas muestras de cloritas ejemplos de apilamientos regulares, parcialmente ordenados y totalmente desordenados. Llegaron a estas conclusiones a partir de diagramas de difracción de Rayos X, realizados sobre cristal único, rotados en torno a los planos 001, Brindley et al (1950), encontraron dos estructuras, regulares diferentes, para cristales de una misma muestra de penninita. Las reflexiones 00l eran idénticas, lo que implica que la proyección de la estructura sobre 010 no varía de un cristal a otro. No obstante, las intensidades de las líneas con  $K \neq 3n$  eran diferentes.

Brindley et al (1950), explica estas variaciones por diferencias en la estructura debidas a:

- 1) Tres posibles apilamientos de las dos capas tetraédricas con respecto a la capa octaédrica dentro de la unidad 2:1 .
- 2) Desplazamientos regulares de capas sucesivas según el eje Y con --

una magnitud de  $b/3$ .

Bailey y Brown (1962), determinaron que existían cuatro unidades estructurales posibles, resultantes de cuatro modos diferentes de apilar la unidad tipo mica y la unidad tipo brucita dentro de una estructura a  $14 \text{ \AA}$ . Considerando el modo de apilar dos unidades estructurales a  $14 \text{ \AA}$ , llegan a la conclusión de que la nueva unidad puede ocupar 6 posiciones distintas. Esto da lugar a 24 politipos posibles. De estos 24 solo 12 son ciertos, ya que el resto supone una repetición de otros politipos girados  $180^\circ$ .

Los estudios mediante la técnica de cristal único han mostrado que la mayoría de las cloritas presentan un modo de apilamiento desordenado. Este viene caracterizado por reflexiones con  $K = 3n$  nítidas y reflexiones con  $K \neq 3n$  en forma de líneas continuas. Esto significa que las capas se apilan de forma irregular pero manteniendo siempre enlaces por puente de hidrógeno: Es decir, las capas sólo ocupan posiciones relacionadas entre sí por desplazamientos de  $\pm b/3$ .

Cada una de las cuatro unidades estructurales de clorita puede apilarse según dos modos parcialmente desordenados diferentes. De las ocho estructuras resultantes solo seis son diferentes. (Fig. II-11).

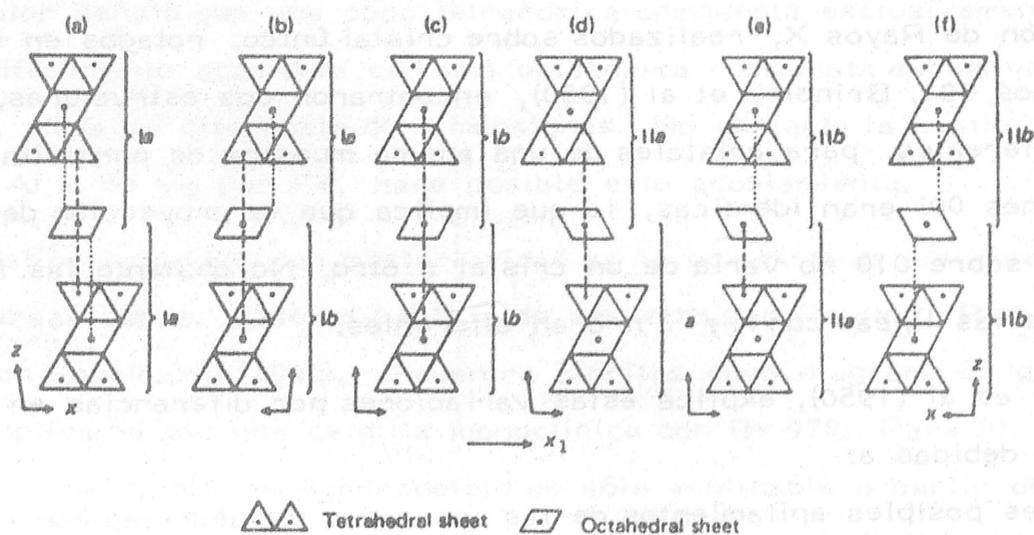


Fig. II-11. Proyección esquemática sobre (010) de los seis politipos posibles de clorita. a) Ia,  $\beta = 97^\circ$ ; b) Ib,  $\beta = 97^\circ$ ; c) Ib,  $\beta = 90^\circ$ ; d) IIa,  $\beta = 97^\circ$ ; e) IIa,  $\beta = 90^\circ$ ; f) IIb,  $\beta = 97^\circ$  (Según Shirozu y Bailey, 1965).

De estas 6 unidades posibles cuatro presentan simetría monoclinica con  $\beta = 97^\circ$  y dos presentan simetría rómbica. Bailey y Brown, examinaron 303 muestras de clorita, identificando su politipo. El resultado obtenido fué:

<u>Politipo</u>	<u>Nº de muestras</u>
II b - $\beta = 97^\circ$	243
I b - $\beta = 90^\circ$	37
I b - $\beta = 97^\circ$	13
I a - $\beta = 97^\circ$	10
II a - $\beta = 90^\circ$	0
II a - $\beta = 97^\circ$	0

Como puede observarse el politipo de más frecuente aparición es el II b, - 80% de los casos examinados. El politipo rómbico I b:  $\beta = 90^\circ$  es el descrito por Von Engelhardt (1942). No se conocen ejemplos descritos de ninguno de los politipos II a, Bailey y Brown (1962), Shirozu y Bailey (1965), intentan explicar estas frecuencias relativas de aparición por razones de estabilidad estructural. Efectivamente existe una correlación, de forma que la estructura más estable es la II b -  $\beta = 97^\circ$ , mientras que las más inestables son las II a, que son precisamente las que no han sido descritas nunca. De la misma forma, existe una correlación entre el ambiente geológico de formación de la clorita y su politipo. Así Bailey y Brown (1962) establecen que el politipo estable en la zona de metamorfismo regional de la clorita es el II b. Los otros politipos posibles se encuentran siempre en formaciones de baja temperatura. Estos mismos autores sugieren que el politipo II b, es el más estable y por tanto el que más energía de formación necesita, se formará solamente cuando el ambiente geológico sea capaz de aportar la energía necesaria para la formación. En los demás casos, a bajas temperaturas se formarán los politipos menos estables. Estos pueden mantenerse indefinidamente como tales o transformarse al II b, si en un momento determinado reciben el aporte energético necesario.

HAYES (1970), establece que la presencia de cloritas II b en determinados suelos, sedimentos, rocas sedimentarias o cualquier otro tipo de formación geológica de baja temperatura, indica, que éstas tienen un origen heredado, mientras que las correspondientes a politipos de más baja temperatura se habrían neoformado o transformado.

STEINFINK (1958 a), hace un refinamiento de la estructura de una sheredanita (según Foster). En este análisis, pone de relieve que los anillos -- idealmente exagonales de las capas tetraédricas se encuentran realmente -- distorsionados a una geometría ditrigonal. Esta distorsión se produce mediante el giro de los tetraedros según un eje perpendicular a sus bases. La magnitud del giro determinada es de  $9,4^\circ$  en direcciones opuestas alternadamente. El mecanismo de esta distorsión puede observarse en la Fig. II-12. Se han descrito distorsiones de este tipo, con valores oscilando entre  $5,0^\circ$  y  $9,4^\circ$ , en estructuras refinadas de cloritas, por STEINFINK (1958 b), BROWN y BAILEY (1963) y SHIROZU y BAILEY (1965).

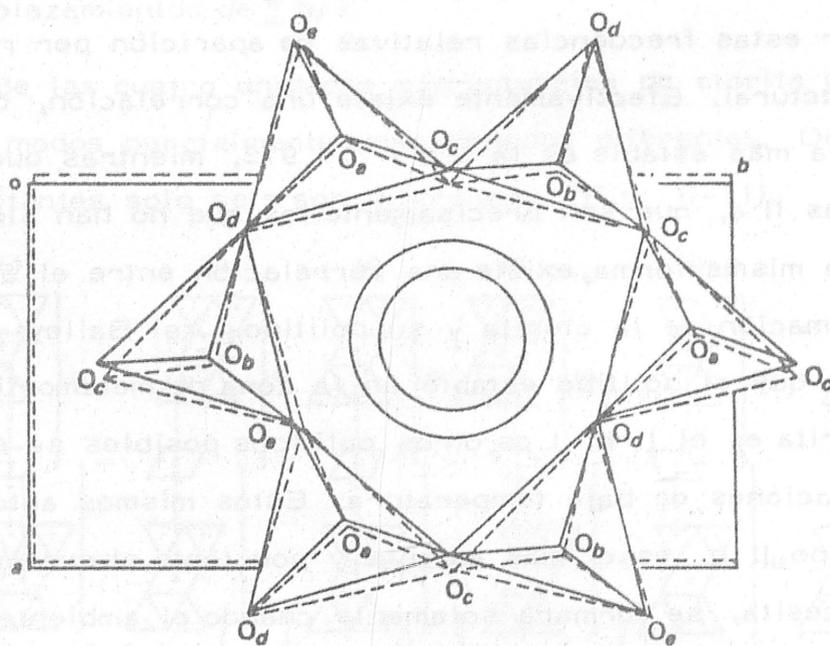


Fig. II-12. Distorsión de un anillo exagonal ideal a uno ditrigonal (Según Burnham y Radoslovich, 1963).

Todo lo tratado hasta el momento se refiere a las denominadas cloritas trioctaédricas, es decir, aquellas que tienen tres cationes por fórmula en

cada una de las capas octaédricas, estando por tanto todos o casi todos - los huecos octaédricos ocupados. Estas son, en efecto, las más frecuentes y suponen la gran mayoría de las descritas en bibliografía. No obstante, - hay también ejemplos descritos de cloritas dioctaédricas, o semi-dioctaédricas, es decir, con una capa diocta y otra triocta. En el caso de las dioctaédricas en lugar de darse una alternancia de capas tipo talco y tipo brucita se daría de tipo pirofilita y tipo gibbsita.

Asimismo, hay numerosos ejemplos citados en bibliografía de filosilicatos con espaciados basales a  $14 \text{ \AA}$  y con composición semejante a la clorita. Estos minerales, a diferencia de la clorita, pueden hinchar con tratamientos mediante líquidos orgánicos a 16, 17, ó  $18 \text{ \AA}$ . No obstante, su comportamiento frente a los calentamientos a  $550^\circ$  no es el de minerales tipo montmorillonita o vermiculita sino el de la clorita (contraen a  $13,8 \text{ \AA}$ ). Estos minerales se han denominado cloritas hinchables (swelling chlorites), minerales tipo clorita (chloritelike minerals) o simplemente minerales a  $14 \text{ \AA}$ . - No hay una hipótesis universalmente aceptada sobre la estructura de estos minerales. Se han citado como posibilidades: 1) Existencia de una capa octaédrica imperfecta con formación de huecos o islas, en los cuales podrían introducirse los reactivos orgánicos. 2) Concentración de toda la carga positiva en la capa octaédrica, siendo neutra la brucítica y existiendo, por tanto, escasa atracción electrostática entre ésta y la tipo talco.

Las sustituciones isomórficas, implican la posibilidad de que exista o no una ordenación de los cationes implicados en ellas. Como ya hemos visto, en las cloritas son muy frecuentes este tipo de sustituciones. Por tanto, una de las cuestiones que se ha planteado muchas veces es la del orden-desorden. Como es sabido, la existencia de una distribución catiónica no al azar disminuye la simetría de la estructura. En principio, las estructuras de más alta simetría, rómbica o monoclinica no permiten ordenaciones de los cationes Si - Al. No obstante, sí es posible en aquellas estructuras que adoptan simetría triclinica como consecuencia de la distorsión de la estructura ideal (STEINFINK, 1958 a-1961).

En cuanto a la ordenación de los cationes octaédricos entre la capa octaédrica y la interlaminar es un hecho generalmente admitido y demostrado. Respecto a la ordenación de éstos, dentro de las propias capas octaédricas, su estudio no es posible en los apilamientos semiordenados, pero sí es determinable para todos los politipos regulares. Veitch y Radoslovich (1963), postulan que hay dos tipos de huecos octaédricos para la mayoría de los filosilicatos y que la ordenación de cationes octaédricos normalmente es un hecho. Esta hipótesis, se cumple solamente para algunas de las cloritas estudiadas.

#### II-4 MÉTODOS DE ESTUDIO

Las cloritas se han estudiado por, prácticamente, todos los métodos empleados en mineralogía. No obstante, la complejidad de su composición química, así como la de sus variantes estructurales hace de la difracción de R-X y del análisis químico las técnicas más resolutivas para su estudio.

##### II-4-1 RAYOS X

En un diagrama de difracción de polvo ó AO la presencia de clorita está caracterizada por la existencia de sucesivos órdenes de reflexiones para  $14,2/n \text{ \AA}$ . Estas son las más intensas y características y corresponden al pinacoide basal 001. De ellas, la más intensa es, generalmente, la 002, que aparece a  $7,1 \text{ \AA}$ . A continuación las líneas más intensas son la 001 a  $14,2 \text{ \AA}$ , la 003 a  $4,73 \text{ \AA}$  y la 004 a  $3,55 \text{ \AA}$ , dependiendo su relación de intensidades, como más adelante veremos, de la composición de ambas capas octaédricas. La 005, a  $1,84 \text{ \AA}$ , es la siguiente línea en importancia. Estas reflexiones, denominadas basales, aparecen resaltadas en un diagrama de AO, como consecuencia de la orientación basal de las laminitas de clorita, siendo prácticamente las únicas reflexiones importantes que aparecen en este tipo de diagrama. En un diagrama de polvo no existe una orientación basal tan acusada, por tanto aparecen también las denominadas reflexiones generales, correspondientes a planos tipo hkl. Estas,

como veremos más adelante, van a permitir encontrar cual es el politipo - presente, así como la medida del parámetro  $b_0$  a partir de la reflexión - 060. Las reflexiones basales van a tener un mayor interés de cara a la identificación de la clorita y la medida de su espaciado basal  $d_{001}$ .

Diversos tratamientos térmicos e hinchamientos con reactivos orgánicos - van a permitir la diferenciación de la clorita de otros minerales con espa- ciados basales a  $14 \text{ \AA}$ , como las montmorillonitas y las vermiculitas, así - como la identificación de minerales a  $7 \text{ \AA}$ , como las caolinitas, en presen- cia de clorita. La clorita bien cristalizada no hincha, a diferencia de - vermiculitas y montmorillonitas, con tratamientos orgánicos. Asimismo, - contrae solo algunas décimas de  $\text{ \AA}$  en los calentamientos a  $550^\circ$ . No obs- tante, estos calentamientos sí tienen efecto sobre las intensidades basa- les de la clorita, variando éstas según su composición.

Como es sabido, dos tipos de variables a considerar tenemos en una clori- ta: a) De tipo fundamentalmente químico, es decir su composición. b) - De tipo fundamentalmente estructural, o sea, su politipo. La primera -- puede ser investigada por análisis químico, difracción de RX y hasta cier- to punto por otros métodos; la segunda solamente por difracción de RX.

Para el estudio de la composición química de las cloritas por difracción - de RX se han propuesto diversas medidas de parámetros. En principio - podemos diferenciar entre:

- A) La medida de dimensiones de la celdilla elemental.
- B) La medida de intensidades de las reflexiones basales.

La primera se pasa en que el tamaño y carga de los iones presentes en - la estructura va a condicionar lógicamente las dimensiones de ésta. La - segunda en la diferente contribución a los haces difractados de cada ión, dependiendo de su factor atómico. Dentro de las dimensiones de la celdi- lla se han medido dos tipos de parámetros: 1) Espaciado basal  $d_{001}$ . 2) - El  $b_0$ .

## II-4-1-1 EL ESPACIADO BASAL

El  $d_{001}$  se ha correlacionado con el grado de sustitución de Si por Al en la capa tetraédrica. Este grado de sustitución da la carga negativa de la estructura y por tanto la atracción electrostática entre capas. A mayor grado de sustitución existirá mayor atracción y por tanto el espaciado basal  $d_{001}$ , será menor. Diversos autores han tratado de cuantificar esta relación. Entre los intentos que más se han ajustado a la realidad cabe citar los de Brindley (1961), Albee (1962) y Kepezhinskas (1965).

Brindley (1961), encuentra una relación expresada mediante la siguiente ecuación de regresión:

$$d_{001} = 14,55 \text{ \AA} - 0,29 x \quad (1)$$

Donde  $x$  representa el contenido en  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . Propone asimismo una corrección para muestras con más del 4% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ :

$$d_{001} = 14,55 \text{ \AA} - 0,29 x - 0,05 \text{ Fe}^{3+} \quad (2)$$

Albee (1962) relaciona el  $d_{001}$  con la suma de Al total y Cr:

$$d_{001} = 14,52 \text{ \AA} - 0,14 x \quad (3)$$

Donde  $x$  representa  $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Cr}$ .

Kepezhinskas (1965) propone una relación compleja del  $d_{001}$  con diversos parámetros químicos de la clorita. Esta relación, una vez resumida, teniendo en cuenta otras relaciones propuestas por el mismo autor, da como resultado:

$$d_{001} = 14,648 \text{ \AA} - 0,378 x \quad (4)$$

Donde  $x$  representa  $\text{Al}^{\text{IV}}$ .

Bailey (1972), estudia cuatro muestras de estructura perfectamente conocida, con el fin de comprobar la validez de las fórmulas propuestas. Para ello, sobre las muestras originales, determina su composición mediante análisis por microsonda electrónica y mide sus espaciados basales. Los resultados de errores medios obtenidos para cada una de las fórmulas pro-

puestas son:

Brindley (1961) - 9,9%

Albee (1962) - 7,5%

Kepezhinkas (1965) - 7,8%

Las cantidades de  $Fe^{3+}$  presentes en tres de las muestras no permiten comprobar la validez de la corrección (2) propuesta por Brindley y da pobres resultados para la cuarta.

De los errores medios, arriba expresados, se puede deducir que cualquiera de las fórmulas propuestas es capaz de dar una aproximación válida sobre el contenido en Al de la clorita. El error máximo encontrado es del 21%. Teniendo en cuenta la diversidad de factores, provenientes de la complejidad química de la clorita, tales como contenido y distribución de cationes trivalentes en las capas octaédricas, número de huecos, déficit de  $OH^-$ , etc., cabe pensar que es imposible encontrar mejores resultados mediante métodos de este tipo. Las fórmulas de Albee (1962) y Kepezhinkas (1965) se presentan como las más acordes con la realidad.

Hay que hacer notar que cualquiera de las fórmulas arriba expresadas están calculadas para cloritas trioctaédricas y no son aplicables al caso de otros subgrupos, así como que su validez está necesariamente condicionada por las desviaciones que puedan existir de la fórmula ideal de la clorita, previamente presentadas en el apartado II-1, tales como presencia de huecos en la capa octaédrica o déficit de  $OH^-$ .

#### II-4-1-2 EL EJE $b_o$

El  $b_o$ , medido a partir del espaciado 060, se ha correlacionado con el contenido en Fe de las capas octaédricas.

Von Engelhardt (1942) propone una relación gráfica, ligeramente curvada hacia las concentraciones altas de Fe. Esta curvatura se debe a la inclusión de la cronstedtita como término final de la serie. Una vez suprimido este punto la relación aparece lineal y dada por la siguiente ecuación:

$$b_o = 9,22 \text{ \AA} + 0,028 \text{ Fe}^{2+} \quad (5)$$

Shiroru (1958) obtiene la siguiente relación:

$$b_o = 9,210 \text{ \AA} + 0,039 (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) \quad (6)$$

Brindley (1961), corrige ligeramente la relación deducida de los datos de Shiroru:

$$b_o = 9,210 \text{ \AA} + 0,037 (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) \quad (7)$$

Hey (1954) separa la influencia del Fe y el Mn:

$$b_o = 9,202 \text{ \AA} + 0,028 \text{ Fe} + 0,047 \text{ Mn} \quad (8)$$

Radoslovich (1962) considera que el Al y Cr tetraédricos y Mg, Cr y  $\text{Fe}^{3+}$  no tienen efectos importantes en el parámetro  $b_o$ , ya que sólo cationes de gran tamaño como  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$  son capaces de producir variaciones significativas en este parámetro y propone la relación:

$$b_o = 9,23 \text{ \AA} + 0,03 \text{ Fe}^{2+} (\pm 0,0285) \quad (9)$$

Kepezhincas (1965), al igual que en el caso del  $d_{001}$  propone una relación compleja del  $b_o$  con diversos parámetros químicos de la clorita. Esta relación puede resumirse, aplicando la fórmula anteriormente propuesta para el espaciado basal a:

$$F = 560,82 b_o - 5156,05 \quad (10)$$

o también:

$$F = 527,025 b_o - 39,461 d_{001} - 4283,797 \quad (11)$$

Donde F representa la ferruginosidad, es decir la relación:

$$F = \frac{2 \text{ Fe}_2 \text{ O}_3 + 2 \text{ Cr}_2 \text{ O}_3 + \text{ Fe O} + \text{ Mn O} + \text{ Ni O}}{2 \text{ Fe}_2 \text{ O}_3 + 2 \text{ Cr}_2 \text{ O}_3 + \text{ Fe O} + \text{ Mn O} + \text{ Ni O} + \text{ Mg O}} \quad (12)$$

Aplicando las fórmulas propuestas a las cuatro muestras de clorita (ya -- mencionadas como test del  $d_{001}$ ) Bailey (1972) obtiene los siguientes errores medios para cada una de las fórmulas:

Von Engelhardt (1942)	-	8,4%
Shiroru (1958)	-	11,1%
Brindley (1961)	-	12,7%
Hey (1954)	-	71,2%
Radoslovich (1962)	-	34,0%
Kepezhinkas (1965) - (10)	-	19,9%
Kepezhinkas (1965) - (11)	-	9,7%

Como se observa, para algunas de las fórmulas se obtiene un margen de error razonable, en torno al 10%, si bien, hay que señalar, que éstos se han calculado utilizando las fórmulas para relacionar el  $b_0$  con el contenido total en átomos pesados, es decir,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Cr, Ni y Mn y no tan sólo con el  $Fe^{2+}$  como proponen los autores. Haciendo esta salvedad las fórmulas (5), (6), (7) y (11) son las que dan resultados más coherentes. Cualquiera de ellas se puede utilizar, pues, para obtener una aproximación al contenido en átomos pesados (fundamentalmente Fe) de la clorita. Las mismas consideraciones expresadas con anterioridad para las medidas derivadas del  $d_{001}$  son válidas para este caso, de forma que la influencia de las múltiples variables químicas de la fórmula de la clorita hace imposible una mayor exactitud en métodos de este tipo.

#### II-4-1-3 LAS RELACIONES DE INTENSIDADES DE LAS REFLEXIONES BASALES

El contenido en átomos pesados, puede asimismo conocerse mediante la medida precisa de relaciones de intensidades entre diversas reflexiones basales. Estas, vienen condicionadas por la composición de los diferentes niveles que constituyen la estructura. Todos los métodos basados en el estudio de relaciones de intensidades de reflexiones basales de la clorita, se basan, en el mismo esquema:

Se consideran dos tipos de cationes: ligeros, que son fundamentalmente Si, Al y Mg, con factores atómicos muy parecidos y por tanto contribuciones semejantes al haz difractado y pesados, fundamentalmente Fe (en me--

nor medida Mn, Ni y Cr), que presentan un factor atómico considerablemente mayor, y por tanto, también mayor contribución al haz difractado. Los aniones  $O^=$  y  $OH^-$  presentan, asimismo, factores atómicos muy semejantes. De esta forma, la contribución de las capas tetraédricas y de los niveles de  $O^=$  y  $OH^-$  a los factores de estructura de las reflexiones basales, no depende de la composición de la clorita apreciablemente. El valor de estos factores de estructura vendrá determinado por el contenido y distribución de átomos pesados en ambas capas octaédricas.

Los dos niveles de cationes octaédricos se encuentran separados por una distancia  $c/2$  a lo largo del eje  $c$  (fig. II-1). Así, para las reflexiones basales de orden par estos niveles se encuentran exactamente en fase y sus factores de estructura dependerán exclusivamente de su contenido total en átomos pesados, independientemente de la distribución de éstos. En cambio, para las reflexiones basales de orden impar la diferencia de fase es exactamente de  $1/2 \lambda$  y así en el caso de distribuciones simétricas de átomos pesados entre ambas capas, las contribuciones de los mismos al haz difractado se anulan. Cuando la distribución es asimétrica se da una contribución de estas capas, equivalente a la diferencia de átomos pesados entre ambas. Por tanto, los factores de estructura de las reflexiones basales de orden impar, no dependen del contenido en átomos pesados, sino de su distribución entre la capa octaédrica y la capa interlaminaar.

Basándose en este esquema Brown (1955) y Brindley y Gillery (1956), calculan los factores de estructura teóricos para una gama de composiciones posibles de clorita. Hacen variar primero el contenido total en Fe, manteniendo una distribución simétrica de éste entre ambas capas octaédricas, lo que da lugar a factores de estructura de las reflexiones impares iguales para todo el rango de composición y factores de estructura de las reflexiones pares crecientes con el contenido en Fe. Estos últimos, son igualmente válidos para el caso de distribuciones asimétricas, pues su valor depende tan sólo del contenido total y no de la distribución. A conti-

nuación calculan los factores de estructuras de las reflexiones impares, - considerando diversos grados de asimetría en la distribución del Fe entre ambas capas octaédricas. Finalmente, tabulan cocientes entre los factores de estructura previamente calculados. Los datos obtenidos en ambos trabajos son bastante semejantes, haciendo la salvedad de que los obtenidos por Brown son el doble de los obtenidos por Brindley y Gillery, debido al uso de dos pesos fórmula por celdilla unidad ( $z=2$ ).

Petrúk (1964), presenta curvas relacionando intensidades relativas con grado de asimetría y contenido en átomos pesados. Las curvas están calculadas para diagramas de polvo, perfectamente desorientado. La relación - se establece entre  $I_{003}/I_{005}$  y el grado de asimetría (Fig. II-13) y entre  $I_{002} + I_{004}/I_{003}$  y el contenido en átomos pesados (Fig. II-14). Para esta última curva el valor de  $I_{003}$  debe ser previamente corregido para el caso de distribuciones asimétricas mediante la fórmula:

$$I_{\text{sim}} = I_{\text{obs}} \times \frac{(55, 5)^2}{\left[55, 5 - (\text{Grado de Asimetría} \times 12, 3)\right]^2} \quad (13)$$

Oinuma et al (1972), proponen diagramas triangulares con las intensidades de los tres primeros órdenes en los vértices, en relación al número de átomos pesados en posiciones octaédricas y el grado de asimetría.

Bailey (1972) aplica estos métodos a las cuatro muestras ya mencionadas - como test de las medidas para parámetros de la celdilla y obtiene los siguientes errores medios:

Brindley y Gillery (1956)	-	48, 6%
Petrúk (1964)	-	19, 3%
Oinuma et al (1972)	-	26, 9%

Como se puede observar, en general, los métodos basados en medidas de intensidades son menos exactos que los que utilizan las medidas de parámetros. En este caso a las causas de error ya descritas para los métodos anteriores, se unen las propias de los de medidas de intensidades. En efecto, estas últimas se encuentran fuertemente afectadas por las caracte

rísticas geométricas del aparato y la preparación de la muestra, que determinan el factor geométrico de conversión de factores de estructura en intensidades. Por otra parte, todos los factores teóricos utilizados en estos métodos están calculados sobre la estructura ideal de la clorita, sin tener en cuenta las variaciones de coordenadas debidas a las diferencias de la composición química. Estas fuentes de error pueden reducirse teniendo en cuenta los factores geométricos de cada aparato y modo de preparación de muestras y las variaciones de las coordenadas debidas a diferentes espaciados basales. Con este objeto, se aporta un nuevo método que se desarrollará en el capítulo de Metodología, con el cual se han conseguido errores medios sensiblemente inferiores.

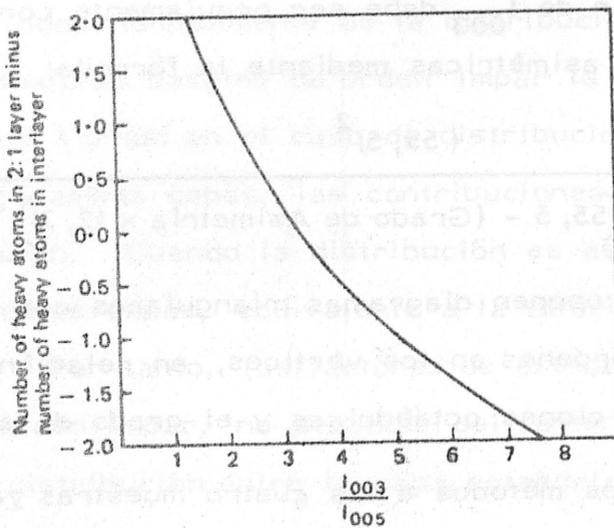


Fig. II-13. Relación entre  $I_{003}/I_{005}$  y el grado de asimetría en la distribución de átomos pesados entre las capas octaédricas de la clorita (según Petruk, 1964).

De los métodos citados de determinación del contenido en átomos pesados a partir de las intensidades de las reflexiones basales, el de Petruk (1964) es el que da resultados más coherentes con los valores determinados por microsonda electrónica por Bailey (1972).

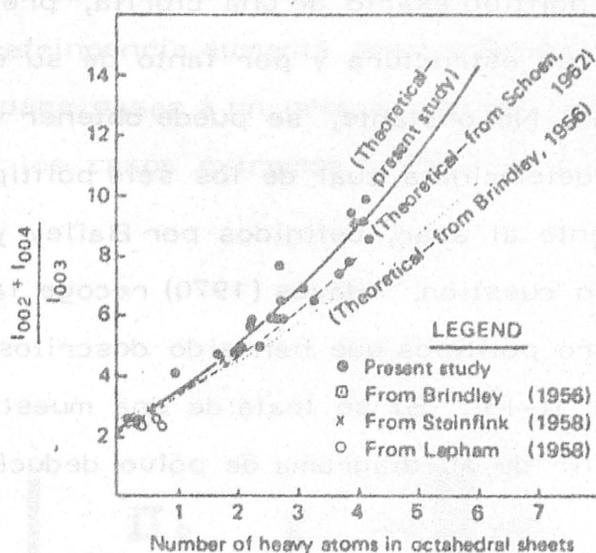


Fig. II-14. Relación entre  $\frac{I_{002} + I_{004}}{I_{003}}$  y el contenido total en átomos pesados de las capas octaédricas (según Petruk (1964)).

A pesar de su menor exactitud y precisión estos métodos tienen sobre los de parámetros dos ventajas: Son los únicos capaces de dar información sobre la distribución del Fe entre ambos niveles octaédricos y se pueden aplicar sobre muestras en que la clorita no se encuentra suficientemente concentrada y no da reflexión 060 medible,

Como resumen, los métodos de difracción de RX permiten una aproximación a la composición química de la clorita. De su espaciado basal  $d_{001}$  se puede calcular el contenido en Al, bien Al<sup>IV</sup> (Kepezhinkas (1965), ó bien Al total (Albee, 1962) y de su parámetro  $b_0$  el contenido en átomos pesados, fundamentalmente Fe (Von Engelhardt 1942; Shiroru 1958). Finalmente, las relaciones entre las intensidades de las reflexiones basales permiten completar esta última medida (Petruk, 1964), distribuyendo el Fe entre las dos capas octaédricas y haciendo posible su medida para muestras con poca concentración en clorita.

#### II-4-1-4 EL POLITIPO DE LA CLORITA

La determinación del politipo exacto de una clorita, precisa de una determinación cuidadosa de su estructura y por tanto de su estudio mediante métodos de cristal único. No obstante, se puede obtener una aproximación bastante buena si se determina a cual de los seis politipos posibles para apilamientos parcialmente al azar, definidos por Bailey y Brown (1962) pertenece la clorita en cuestión. Hayes (1970) recoge las reflexiones generales para los cuatro politipos que han sido descritos en la naturaleza hasta el momento (Fig. II-15). Si se trata de una muestra, suficientemente pura es fácil a partir de su diagrama de polvo deducir a qué politipo pertenece.

#### II-4-2 METODOS OPTICOS

Los métodos ópticos, por las propias características de la clorita, no han resultado tradicionalmente de gran utilidad. No obstante, se han realizado diversos estudios con intención de establecer relaciones entre propiedades ópticas y composición química. Albee (1962) hace una recopilación de todos los estudios realizados en este sentido, aportando a su vez nuevos datos:

En las cloritas el plano de los ejes ópticos es 010, o cercano a éste para el caso de las triclinicas. La bisectriz aguda es perpendicular a (001) y el eje  $\beta$  coincide o es muy cercano al  $b_0$ . El signo de elongación siempre es contrario al signo óptico. En cuanto a la orientación de los ejes ópticos  $\alpha$  y  $\gamma$  dentro del plano 010, varía con la composición química de la clorita, de forma que para bajas relaciones F/FM  $\gamma$  se encuentra en la bisectriz aguda y  $\alpha$  en la obtusa, mientras que para altas relaciones F/FM  $\alpha$  se encuentra en la aguda y  $\gamma$  en la obtusa. Es decir el signo óptico cambia de + a - al superar F/FM el valor del 52% (Fig. II-16). Para esta composición, pues, los tres índices se hacen iguales y la clorita es isotrópica. No obstante esta composición no es la misma para todas las longitudes de onda del espectro visible, lo que da lugar a la existencia de colores de interferencia fuertemente anómalos a un lado y otro de F/FM = 52%. -

Estos colores anómalos son: Marrón en la zona de  $F/FM < 52\%$  y azul o violeta para  $F/FM > 52\%$ . Conforme nos separamos del  $52\%$  por una y otra zona la birrefringencia aumenta desapareciendo los colores anómalos progresivamente para pasar a un gris de primer orden, hasta alcanzar un valor de 0,015 en los casos extremos  $F/FM = 0$  ó  $100$ .

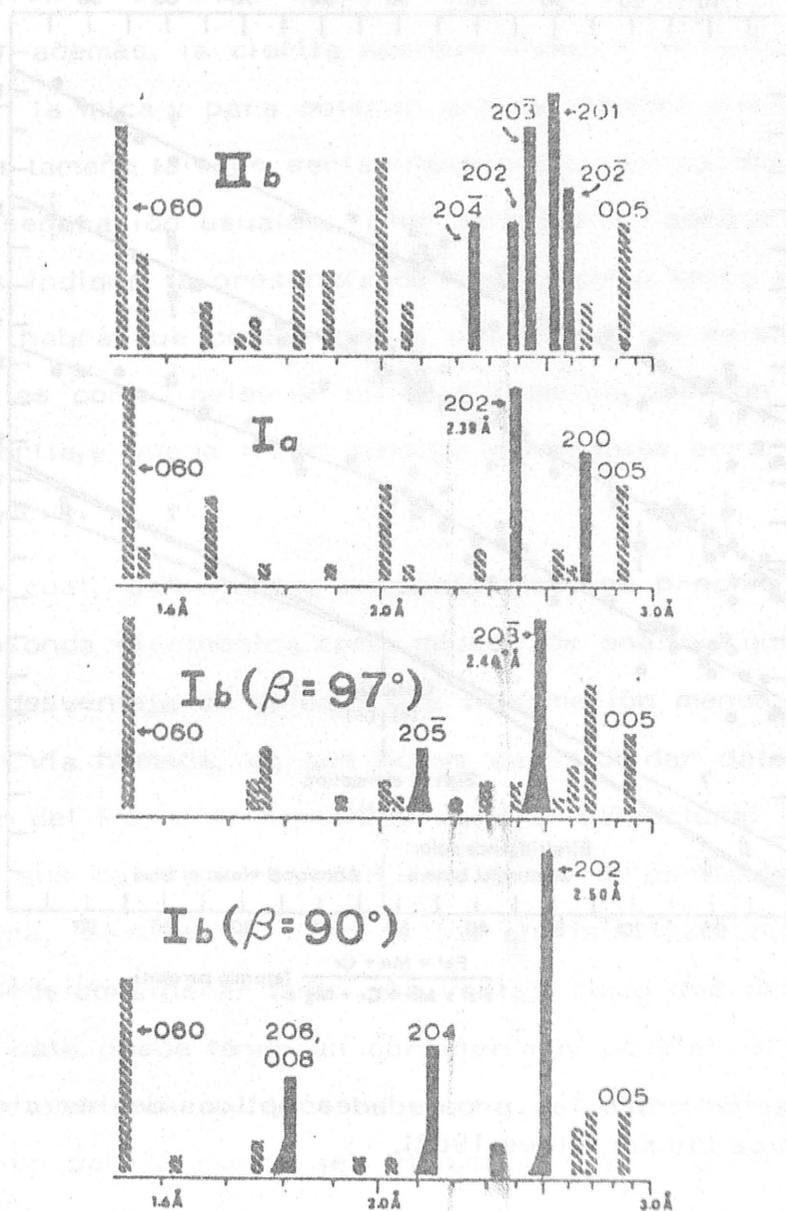


Fig. II-15. Reflexiones hkl índice para la determinación del polítipo de una clorita (Según Hayes, 1970).

Junto a esta variación en la birrefringencia los índices de refracción aumentan conforme lo hace F/FM. Para Albee, el cambio de signo se produce para un índice  $\beta = 1,630 \pm 0,003$ . Llega a esta conclusión, teniendo en cuenta sus propias medidas ( $\beta = 1,628$ ); las de Orzel (1927), ( $\beta = 1,631$ ); de Wiseman (1934), ( $\beta = 1,632$ ); de Miyashiro (1958), ( $\beta = 1,630$ ) y de Hutton (1940), ( $\beta = 1,631$ ).

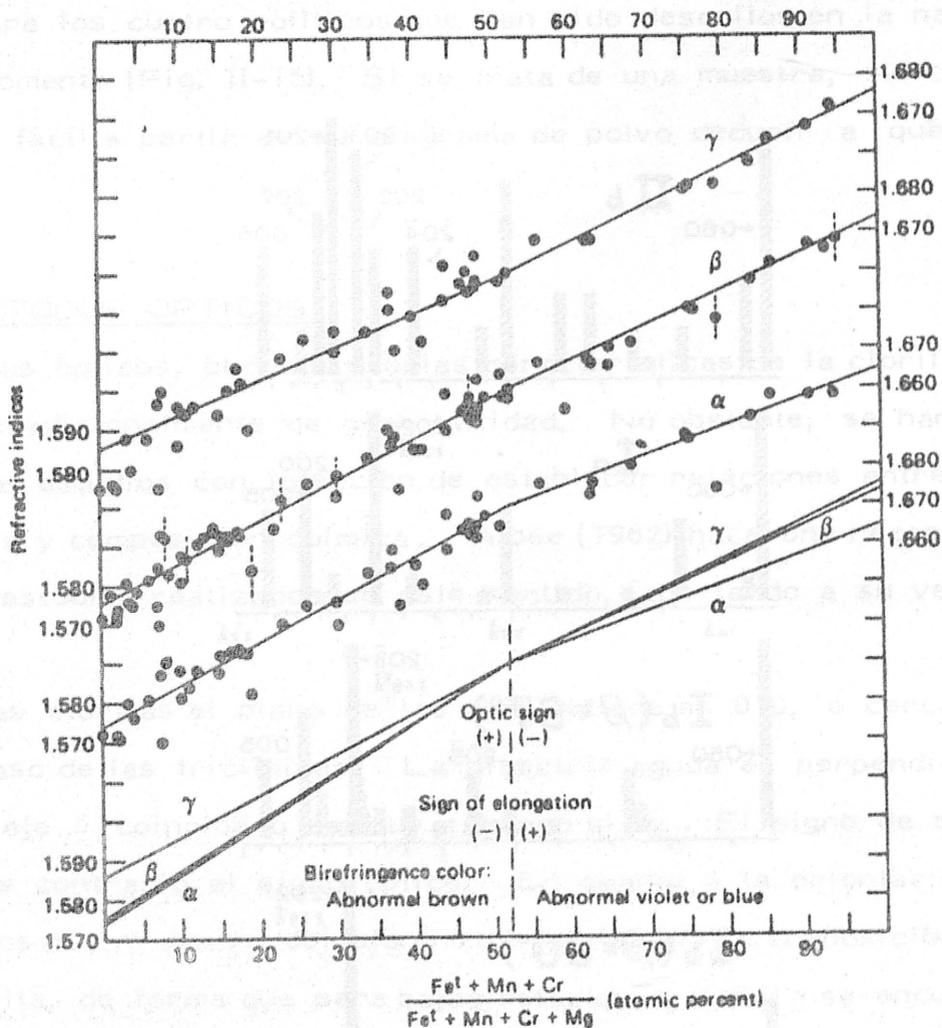


Fig. II-16. Relación entre las propiedades ópticas de las cloritas y su composición química (según Albee, 1962).

II-4-3 OTROS METODOS

No cabe duda de que junto a la difracción de Rayos X el análisis químico es el método de más interés para el estudio de las cloritas. No obstante,

realizar un buen análisis químico de una clorita no siempre es posible. En primer lugar, hay que tener en cuenta que habrá que realizar una separación hasta un grado de pureza casi absoluto y esto no siempre se consigue, sobre todo si la muestra contiene otros minerales ferromagnesianos - de propiedades físicas parecidas a las cloritas, tales como anfíboles o micas trioctaédricas. Esta separación se complica aún más conforme el tamaño de grano disminuye, llegándose a hacer, incluso, completamente imposible. Este es el caso por ejemplo de los esquistos metamórficos de grano fino, donde, además, la clorita aparece siempre formando un fino intercrecimiento con la micá y para obtener granos monomineralicos habría que moler hasta un tamaño tal que sería imposible la aplicación de ninguno de los métodos de separación usuales. Por otra parte, aunque un diagrama de difracción nos indique la presencia de clorita como único mineral en la muestra siempre habrá que contar con la posibilidad de existencia de especies amorfas, tales como geles de sílice o aluminio, que con frecuencia acompañan a la clorita, y puede traer consigo importantes errores en cualquier análisis químico.

Por todo lo cual, salvo casos excepcionales, es preciso recurrir al empleo de la microsonda electrónica como método de análisis químico. Este método tiene la desventaja de brindar una información menos completa que los análisis por vía húmeda, ya que no es capaz de dar datos sobre el estado de oxidación del Fe, o el contenido en H<sub>2</sub>O estructural de la clorita. Por otra parte, sus datos se refieren a un grano en particular, y no a la media de la muestra, como en el caso de los análisis tradicionales. Este último punto se puede considerar tanto una ventaja como una desventaja, ya que, si bien el dato puede tener un carácter muy parcial, en casos de existencia de importantes variaciones de composición de unos granos a otros, esta información parcial puede ser incluso de más interés que la general, que en realidad, sería una media entre fases con muy diferente significado genético.

Otra propiedad de la clorita relacionada con su composición química es la

densidad. Hey (1954) obtiene la siguiente ecuación de regresión:

$$D = 2,694 - 0,0305 (Si - 4) + 0,068 Fe^{2+} + 0,005 Fe^{3+} + 0,055 Mn \quad (14)$$

Parece claro, pues, que el contenido en Fe es la variable química que más fuertemente afecta a la densidad de la clorita. Así, Kepezhinkas (1965), propone su uso, junto con el índice de refracción  $\beta$  para calcular la ferruginosidad.

$$F = 592,346 \beta + 50,761 D - 1065,282 \quad (15)$$

En el ATD y análisis termogravimétrico la clorita se caracteriza por dos deshidrataciones, seguida la última por un proceso de recristalización. La primera deshidratación corresponde a la capa interlamilar. Aparece a 600°C aproximadamente, si bien esta temperatura tiende a ser más pequeña conforme la clorita es más rica en Fe. Va acompañada de un cambio importante en las intensidades de las reflexiones basales, de forma que la 001 se incrementa notablemente, mientras 002, 003 y 004 descienden de forma espectacular. La segunda deshidratación corresponde a la capa octaédrica de la unidad 2:1. Se produce a aproximadamente 800°C, si bien al igual que la anterior tiende a aparecer a temperaturas más bajas conforme es mayor el contenido en Fe de la clorita. Esta segunda deshidratación va seguida de un proceso de recristalización que transforma la clorita en olivino. La variación de las intensidades basales con el tratamiento térmico se ha utilizado para la identificación de la clorita en mezclas con otros minerales que dan espaciados a 14 ó 7 Å.

La técnica de espectroscopia de infrarrojos también se ha usado en el estudio de cloritas. Así Tuddenham y Lyon (1959) estudian el grado de sustitución Si por Al y el Fe total mediante las bandas de absorción en la región de 9,0 a 10,5  $\mu$ . El número y la forma de las bandas en esta región está relacionado con la primera de las variables y la posición de la banda de máxima absorción con la segunda.

Hayashi y Oinuma (1965, 1967) proponen una relación entre el número de ondas de la banda de absorción entre 540 y 560  $cm^{-1}$  y la composición octaé

drica. Este número aumenta con el contenido en Al y disminuye conforme Fe y Mg aumentan. Asimismo, hacen notar un descenso en la frecuencia de vibración de las bandas de absorción en las regiones 3400-3436 y 3560-3586  $\text{cm}^{-1}$  con el incremento del contenido en Fe.

La disolución de clorita por ácidos, bien Cl H diluido en caliente ( $\approx 80^\circ\text{C}$ ) o bien  $\text{SO}_4\text{H}_2$  al 20% se ha usado para reconocer caolín en presencia de ésta. Este último mineral no es afectado por estos tratamientos.

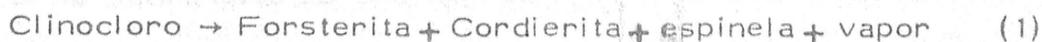
Brindley y Yowell (1951) proponen una disolución diferencial de las capas octaédricas y tetraédricas por Cl H caliente para estudiar la relación de  $\text{Al}^{\text{VI}}$  a  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . Según estos autores los iones octaédricos son removidos más rápidamente que los tetraédricos. No obstante para Ross (1967-1968-1969) no existe esta disolución diferencial y cuestiona la validez del método.

## II-5 RELACIONES GENÉTICAS

### II-5-1 CAMPO DE ESTABILIDAD DE LA CLORITA

Se han llevado a cabo numerosos estudios experimentales sobre el sistema  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$ , con el fin de determinar las condiciones de estabilidad de la clorita y sus relaciones con otros minerales o asociaciones de composición química semejante.

Yoder (1952) inicia este estudio determinando el límite superior de estabilidad del clinocloro a presiones de 1 y 2 Kbares. En un sistema de composición  $5 \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - 3 \text{SiO}_2 - 4 \text{H}_2\text{O}$  encuentra a bajas temperaturas una fase con espaciado basal a  $7 \text{ \AA}$  que denomina serpentina alumínica. Esta fase, por encima de  $520^\circ\text{C}$ , se transforma progresivamente en clinocloro. La descomposición de este último se produce mediante la reacción:



a temperaturas de  $680^\circ$  (para 1 Kb. de presión) y  $720^\circ\text{C}$  (para 2 Kbares).

Roy y Roy (1955) obtienen resultados semejantes, si bien la síntesis del clinocloro se produce desde  $450^\circ\text{C}$ . Por debajo de esta temperatura encuen--

tran también la fase con espaciado a 7 Å.

Nelson y Roy (1954, 1958) estudian toda la serie de solución sólida desde  $Mg_6 Si_4 O_{10}(OH)_8$  hasta  $Mg_4 Si_2 Al_4 O_{10}(OH)_8$  y proponen dos posibles diagramas de fases de equilibrio (Fig. II-17).

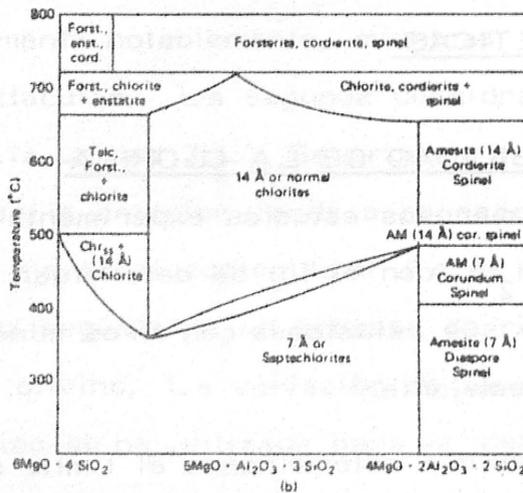
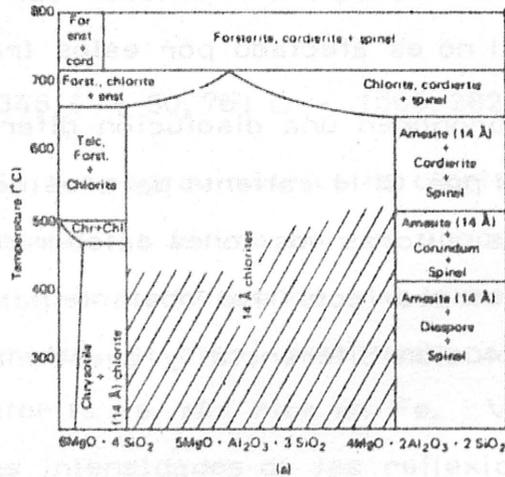


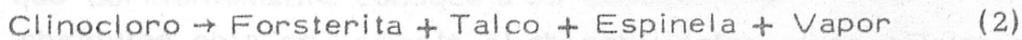
Fig. II-17. Dos posibilidades de diagramas de fase de equilibrio para cloritas sintéticas. a) Con la fase a 7 Å como metaestable. b) Con una fase a 7 Å (serpentina alumínica) estable.

La disyuntiva se produce debido a la imposibilidad de determinar si la fase a 7 Å (serpentina alumínica de Yoder) es realmente estable o se trata tan sólo de una fase metaestable que con el tiempo se transformaría en clorita a 14 Å. En efecto ni en este trabajo ni en ningún otro se ha logrado la inversión del paso de la estructura a 7 Å a la de 14 Å. Por otra par

te la rareza de la mencionada serpentina alúmnica en la naturaleza abunda en la idea de que se trate de una fase metaestable. Según los diagramas propuestos por Nelson y Roy, la composición de clorita magnésica estable a más altas temperaturas ( $\approx 710^{\circ}\text{C}$ ) es cercana a la fórmula ideal del clinocloro (según la terminología de Hey, 1954).

Para Gillery (1959), la temperatura determina el tipo de mineral que se forma (clorita o serpentina) y la composición química el politipo de la fase a  $7 \text{ \AA}$ .

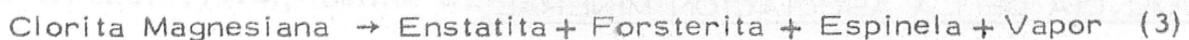
Segnit (1963), extiende el estudio del campo de estabilidad del clinocloro hasta presiones de 20 Kbares. Para este autor, la descomposición de la clorita magnésica, se produce a altas presiones mediante la reacción:



a una temperatura de  $800^{\circ}\text{C}$  (Para 10 Kbares) y  $830^{\circ}\text{C}$  (Para 15 Kbares).

No obstante, Segnit no logró la inversión de la reacción, por lo que los datos no se pueden considerar concluyentes.

Fawcett y Yoder (1966), que también estudian la estabilidad de las cloritas magnesianas a altas presiones, no están de acuerdo con la reacción propuesta por Segnit y encuentran por encima de 3,25 Kbares la reacción de descomposición:

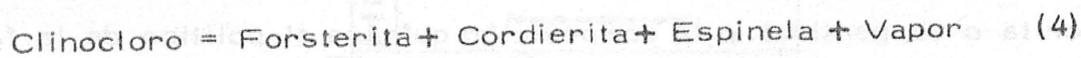


y el talco sería tan sólo un producto intermedio metaestable.

Esta reacción se produce a  $768^{\circ}\text{C}$  (Para 3,5 Kbares),  $787^{\circ}\text{C}$  (Para 5 Kbares) y  $830^{\circ}\text{C}$  (Para 10 Kbares).

Asimismo, estos autores consideran, a la luz de sus experiencias, que la composición para la que la clorita magnésica es estable a más alta temperatura varía con la presión, de forma que conforme ésta aumenta dicha composición se desplaza hacia cloritas más alúmnicas, siendo para 5 y 10 Kbares intermedia entre las fórmulas ideales de clinocloro y corundofilita (según terminología de Hey, 1954).

En un trabajo más reciente Chernosky (1974), determina una curva de estabilidad superior del clinocloro a bajas presiones que aporta datos más exactos que los de Yoder (1952). La curva está determinada mediante reacciones en ambos sentidos, a diferencia de la de Yoder, que sólo en un caso consigue la reversibilidad de la reacción. Los productos de la descomposición del clinocloro son los mismos que para Yoder:



y las temperaturas a las que se produce la reacción: 613°C (500 bares); 651°C (1000 bares); 696°C (2000 bares); 732°C (3000 bares).

Este autor también encuentra la fase de serpentina aluminica sin llegar a determinar su carácter estable o metaestable.

La influencia del Fe en la estabilidad de la clorita, ha sido estudiada por Turnock (1960) y Fawcett y Yoder (1966). En ambos casos coinciden en que la presencia de este elemento en el sistema, produce el efecto de reducir el límite superior de estabilidad del mineral. Para Turnock esta reducción es de 130°C, para una sustitución completa de Mg por Fe. La oxidación a  $\text{Fe}^{3+}$  descendería este límite 25°C más.

#### II-5-2 ESTABILIDAD DE LA CLORITA EN SISTEMAS NATURALES. INFLUENCIA DE LA ASOCIACION MINERAL.

Todos los datos expuestos en el apartado anterior, contrastan con las condiciones naturales de estabilidad de la clorita. En efecto, este mineral se ha considerado tradicionalmente como índice de la denominada facies de esquistos verdes, dentro del grado bajo de metamorfismo. Aún considerando las reducciones de este campo de estabilidad impuestas por las amplias variaciones de la composición química, sobre todo la debida a la presencia de Fe en el sistema, este campo se extiende ampliamente dentro del grado medio de metamorfismo. En realidad no existe tal contradicción si se tiene en cuenta que, de hecho, para composiciones adecuadas del sistema, la clorita puede ser un mineral propio de la paragénesis en condiciones de medio y alto grado de metamorfismo y así se encuentra descrita en múlti-

ples casos. Winkler (1974) se refiere concretamente a su presencia como mineral característico en rocas ultramáficas que han sufrido un alto grado de metamorfismo: "En las serpentinitas, el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se traduce, corrientemente, en la aparición de una clorita rica en Mg, que es estable en condiciones metamórficas de grado medio e incluso alto. A alta temperatura, esta clorita magnésica forma típicamente asociación con la enstatita y la forsterita (y la magnetita) (Trommsdorff y Evans, 1969). Por tanto, y en contra de algunas opiniones, la clorita no es un mineral restringido al metamorfismo de bajo y muy bajo grado. Esto es debido a que la estabilidad de un mineral depende de aquellos con los que va asociado. Así, la clorita en presencia de moscovita reacciona al comienzo del grado medio, lo que corrientemente conduce a su desaparición. Por el contrario, y como miembro de otras asociaciones, la clorita puede persistir hasta temperaturas mucho más altas". Precisamente la asociación descrita por Winkler con enstatita y forsterita coincide con las paragénesis de alta temperatura descritas anteriormente para el sistema  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$ .

Por tanto las restricciones del campo de estabilidad de la clorita en metapelitas y otras rocas con  $\text{Q}$  y fengita se debe a su reacción con estos minerales y no a la propia inestabilidad de la clorita.

Así Winkler (1974), define como reacción diagnóstico del paso del grado-bajo de metamorfismo al medio, la que produce la desaparición de la clorita en metapelitas, por reacción con  $\text{Q}$  y moscovita:



o bien:



para cloritas con relación  $F/\text{FM} > 0,75$

Para la reacción (5) Hirschberg y Winkler (1968) obtienen los siguientes datos de equilibrio:

$505 \pm 10^{\circ}\text{C}$	a	500 bares	(Presión de $\text{H}_2\text{O}$ )
$515 \pm 10^{\circ}\text{C}$	a	1000 bares	
$525 \pm 10^{\circ}\text{C}$	a	2000 bares	
$555 \pm 10^{\circ}\text{C}$	a	4000 bares	

Para la (6) Hoschek (1969), determina los siguientes:

$540 \pm 15^{\circ}\text{C}$	a	4000 bares	(Presión de $\text{H}_2\text{O}$ )
$565 \pm 15^{\circ}\text{C}$	a	7000 bares	

Estas dos reacciones marcan el límite superior de estabilidad de la clorita en rocas metapelíticas y justifican su carácter de mineral índice del grado-bajo de metamorfismo.

No obstante, si la metapelita tiene una relación  $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$  próxima o mayor de 0,5 la clorita no desaparece, ya que, según Guidotti (1974) y Froese y Gasparrine (1975), en rocas de estas características puede ser estable una clorita rica en Mg junto con estauroлита+moscovita+cuarzo+biotita, dentro del grado medio hasta  $50$  o  $60^{\circ}$  por encima del límite superior del grado-bajo. Esta clorita desaparece mediante la reacción clorita rica en Mg+Estauroлита+Moscovita+Cuarzo = Biotita+ $\text{Si O}_5 \text{ Al}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . (7)

Sobre la que no se dispone aún de datos termodinámicos fidedignos.

En cuanto al límite inferior de estabilidad, parece demostrado que ésta se puede formar perfectamente en ambientes supergénicos, bien como mineral de neoformación o por transformación de minerales ferromagnesianos. Es una fase frecuente en los suelos y sedimentos sin compactar. Asimismo, durante la diagénesis se conoce su formación en arcillas, argilitas y lodolitas. En este sentido, Frey (1969, 1970), dedujo la siguiente reacción de formación de clorita rica en Al: Interstratificado irregular con capas de Illita-Montmorillonita = Clorita rica en Al+illita+Cuarzo+ $\text{H}_2\text{O}$ . (8)

Por tanto, la clorita es un mineral que puede ser estable tanto en condi--

ciones sedimentarias como metamórficas, incluyendo éstas hasta el alto grado de metamorfismo.

### II-5-3. RELACION DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA CLORITA CON SUS CONDICIONES DE FORMACION.

En el desarrollo de los dos apartados anteriores, ya se han mencionado algunas referencias que relacionan el campo de estabilidad de la clorita, o de asociaciones de ésta con otras fases minerales, con una composición química particular de la misma. Esquemáticamente recogidas son las siguientes:

Nelson y Roy (1958) -La composición de la clorita magnésica estable a más altas temperaturas es cercana a la fórmula ideal del clinocloro.

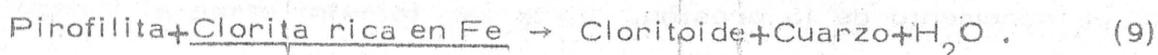
Fawcett y Yoder (1966). -La composición para la que la clorita magnésica es estable a más alta temperatura varía con la presión, de forma que conforme ésta aumenta, dicha composición se desplaza hacia cloritas más aluminicas.

Estos mismos autores y Turnock (1960) -La presencia de Fe reduce el límite superior de temperatura de estabilidad de la clorita. La oxidación a  $Fe^{3+}$  reduce aún más este límite.

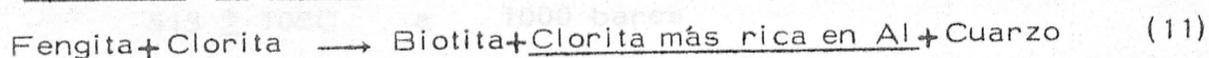
Guidotti (1974) y Froese y Gasparri (1975) -En metapelitas con una relación  $Mg/Mg+Fe$  próxima o mayor de 0,5 puede ser estable una clorita rica en Mg, junto con estauroлита+moscovita+cuarzo+biotita, dentro del grado medio a aproximadamente  $50-60^{\circ}$  por encima del límite del comienzo de dicho grado.

Además, las siguientes reacciones, tomadas de Winkler (1974), pueden representar cambios en la composición de la clorita o desaparición selectiva de determinadas composiciones de ésta, con el incremento del grado metamórfico:

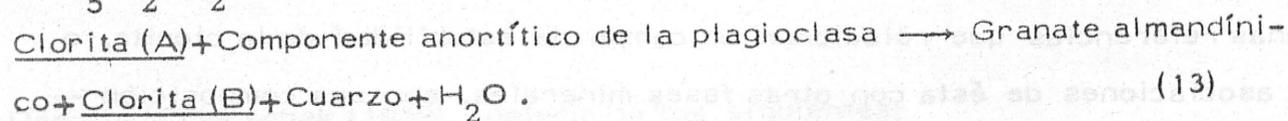
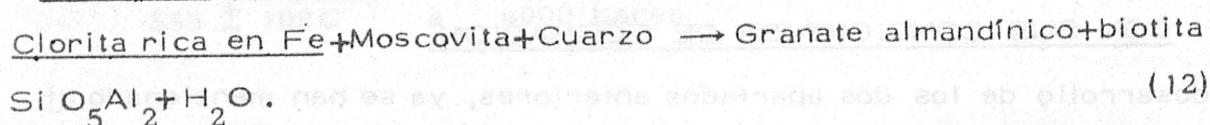
- Formación de cloritoide en metamorfismo de grado bajo:



-Formación de biotita:

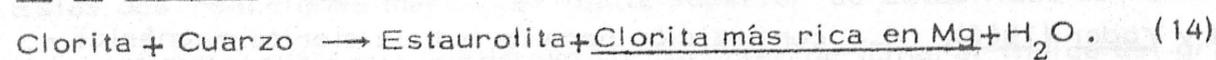


- Formación de granate almandínico:



La clorita (A) tiene una relación Fe/Mg relativamente mayor que la (B). Así mismo, la (B) se supone algo más rica en Al que la (A).

Aparición precoz de la estauroлита a temperatura ligeramente inferior a la de la reacción (6).



De todo lo expuesto parece clara una tendencia a la formación o persistencia de cloritas más ricas en Mg y más pobres en Fe con el incremento de la temperatura. Según todos los indicios, las reacciones expuestas más arriba y los trabajos de Turnock (1960) y Fawcett y Yoder (1966), el límite superior de estabilidad térmica de la clorita sería menor conforme mayor fuera su contenido en Fe.

Aparentemente, la influencia de la presión no está tan clara, sobre todo, por contar con muchos menos datos al respecto.

No obstante, cabe pensar que un incremento de presión tendería a favorecer la formación de cloritas con dimensiones de celdilla más pequeñas. De acuerdo con lo expuesto en el apartado II-4-1 éstas serían las más ricas en Al (espaciado basal menor) y las más pobres en Fe ( $b_0$  menor). Este planteamiento, puramente teórico, parece confirmado por las experiencias de Fawcett y Yoder (1966), previamente mencionadas, que observan un desplazamiento de la composición estable de la clorita hacia términos más alu-  
mínicos con el incremento de la presión.

No obstante, todas estas reacciones y limitaciones lo más que pueden determinar es tendencias generales de composición de la clorita, ya que

su fórmula exacta vendrá siempre influenciada de forma prioritaria por la composición global del sistema en que ésta se forma, y sobre todo cuando sea el principal mineral ferromagnesiano de la paragénesis. Es decir, estas tendencias composicionales sólo podrán ser válidas de forma estadística y así, en general, las cloritas formadas a más altas temperaturas tendrán un contenido medio en Mg mayor que las de más bajas temperaturas, pero no necesariamente se ha de cumplir esta relación para dos muestras concretas, ya que las composiciones de estas vendrán en primer lugar determinadas por la composición del sistema.

Este carácter estadístico, ha hecho difícil hasta el momento, comprobar en sistemas naturales las relaciones propuestas más arriba, deducidas de planteamientos teóricos o síntesis artificiales, y es un paso que aún está por dar, siendo este uno de los objetivos que nos proponemos cubrir en la presente memoria.

Los escasos trabajos realizados hasta la fecha, buscando una relación entre la composición química de la clorita y sus condiciones de formación, coinciden en atribuir a la composición global de la roca el máximo papel determinante de la composición química de la clorita.

Cabe recordar el trabajo de Albee (1962), ya mencionado al tratar de la composición química, en el que se establece una estrecha relación entre los principales parámetros químicos de la clorita y su ambiente de formación (Ver figura II-7 en el apartado II-1). Claramente las cloritas con mayores contenidos en Fe o Al, coinciden respectivamente con los ambientes en que cada uno de estos elementos se encuentra en mayor proporción.

Kawachi (1975), estudia 10 muestras de cloritas correspondientes a metasamitas y metapelitas y 14 de rocas máficas del distrito de Wakatipu (Nueva Zelanda) en un área de metamorfismo regional que incluye el grado muy bajo y la parte inferior del grado bajo.

Correlaciona el valor  $F/FM$  de la clorita con las proporciones  $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$  y  $Fe\ total/Fe\ total + Mg$  de la roca y encuentra mejor correlación -

con la primera que con la segunda. Las cloritas correspondientes a rocas máfi- cas, son más pobres en Fe que las de rocas detríticas, tal y como cabe - esperar de la composición química media de ambos tipos de rocas. Kawa- chi no encuentra relación entre el valor  $F/FM$  de la clorita y el grado de metamorfismo, si bien el reducido número de muestras y las grandes dife- rencias de composición global existentes, hacen difícil observar esta posi- ble relación.

Los contenidos en Al de las cloritas de las rocas máficas, obtenidas tanto a partir del análisis químico por microsonda electrónica como a partir del espaciado basal, se incrementan conforme aumenta el grado de metamorfis- mo, si bien las diferencias son muy pequeñas. Las cloritas de rocas de- tríticas presentan, asimismo, un contenido en Al mayor que las de rocas máficas, aunque la relación entre el Al de la roca y el de la clorita, no es tan clara como para el Fe y Mg.

En resumen, para Kawachi la composición global de la roca es el factor más importante que controla la composición de la clorita. No obstante, - no considera necesariamente falsa la hipótesis de que el grado metamórfico constituya un segundo factor determinante de ésta.

## CAPITULO III

### METODOLOGIA

#### III-1 SELECCION Y MUESTREO

En primer lugar, se han seleccionado las formaciones y unidades geológicas que presentaban mayor interés para el presente estudio, tanto por su riqueza en clorita, como por su carácter representativo dentro del amplio espectro tanto de materiales como de unidades tectónicas existente en las Cordilleras Béticas. Junto a estas características, se ha buscado, que las zonas de muestreo seleccionadas fueran suficientemente claras y conocidas desde el punto de vista geológico, con el fin de no introducir nuevas fuentes de incertidumbre en el estudio. De acuerdo con este criterio, cuando ha sido posible, se ha trabajado sobre muestras recogidas y estudiadas por otros autores, que hubieran investigado previamente en la zona, bien desde el punto de vista mineralógico o bien desde el petrológico. En caso contrario, se han seleccionado cortes representativos, con el asesoramiento de los investigadores bien conocedores de la zona.

En estos cortes, se han recogido muestras de los niveles aparentemente más ricos en clorita, procurando espaciarlas de forma que la distancia entre los puntos de muestreo fuera aproximadamente constante. Dichos puntos de muestreo se han señalado sobre foto aérea o mapa topográfico 1:50.000. Con el fin de permitir su ulterior localización exacta, se dejaron las siglas de la muestra escritas con pintura en cada afloramiento muestreado.

#### III-2 PREPARACION Y MOLIENDA

De cada muestra, una vez lavada y secada se han obtenido:

- 1) Una lámina delgada sin cubrir, de aproximadamente 0,03 mm de espesor destinada al estudio óptico y a determinadas medidas por difracción de RX.

Las muestras elegidas para su estudio por microsonda electrónica fueron posteriormente pulidas.

2) Una molienda gruesa realizada con mortero de hierro y mortero de ágata modelo Pulverisette, tamizada para conseguir una fracción entre 60 y 125  $\mu$  destinada al separador isodinámico.

3) Una molienda fina, con trituradora de mordazas, molino de aros y mortero de ágata de mano. Sobre esta fracción, se han realizado el análisis químico y los estudios por difracción de Rayos X de muestra total.

### III-3 SEPARACION

Aunque el tamaño de grano de la mayoría de las cloritas no permitía su separación, se ha obtenido una fracción enriquecida en este mineral, mediante el uso de un separador isodinámico Frantz mod. L-1. Este método de separación exige un tamaño de grano superior a 50  $\mu$ , por lo que se empleó la fracción ya mencionada comprendida entre 60 y 125  $\mu$ . El tamaño de grano medio de la clorita en la mayoría de las rocas metamórficas, es inferior a estos límites, por lo que los granos de este tamaño no eran monominerálicos. Por ello lo más que se puede conseguir, es separar los granos más ricos en clorita de los más pobres. Por otra parte, la mayoría de las veces este mineral aparece formando un fino intercrecimiento con fengita, de forma que es imposible separar ambos minerales e incluso los enriquecimientos conseguidos son muy pobres. Tampoco es posible la separación de otros minerales ferromagnesianos tales como anfíboles, cloritoide o micas trioctaédricas. No obstante, se consiguen enriquecimientos muy altos respecto al Q, feldespatos, carbonatos y óxidos de Fe.

Las condiciones exactas de separación, se han ajustado para cada muestra en particular, de acuerdo con sus características y composición. En general, se ha trabajado con 20° de inclinación longitudinal y 15° de inclinación transversal, recogiendo las siguientes fracciones:

a) Ferromagnética (separada previamente con un imán), Magnetita.

- b) Paramagnética a 0,2 o 0,3 mA. Otros óxidos de Fe y algo de clorita.
- c) Entre 0,2 o 0,3 y 0,4 o 0,5. Clorita, fengita, y paragonita, fundamentalmente y a veces biotita, cloritoide y anfíboles.
- d) Diamagnética a 0,4 o 0,5. Cuarzo, fengita, paragonita, feldespatos y carbonatos, fundamentalmente.

En algunos casos, se han obtenido dos o más fracciones ricas en clorita - tales como (0,3-0,4) y (0,4-0,5), con el fin de estudiar las diferencias entre las cloritas de las distintas fracciones.

Todo el proceso de separación se controló mediante una lupa binocular y - en los casos en que ésta no fue suficiente, mediante difracción de RX.

#### III-4 TECNICAS OPTICAS

De todas las muestras, se ha llevado a cabo un estudio óptico sobre lámina delgada. Este estudio, ha permitido conocer las relaciones texturales y genéticas de la clorita, haciéndose especial hincapié en la determinación del carácter primario o secundario de ésta. Asimismo, ha permitido la identificación de minerales minoritarios no perceptibles por otros métodos.

El pequeño tamaño de grano de la mayoría de las muestras y los colores anómalos de interferencia han impedido una determinación cuantitativa de propiedades, tales como índice de refracción, birrefringencia o ángulo  $2V$  (Ver apart. IV-1-3-10). El estudio óptico realizado se limita, pues, a aquellas características determinables de forma simple, mediante apreciaciones cualitativas, sin empleo de técnicas más complejas como platina universal o inmersión en líquidos. De cada muestra se dan datos sobre color y pleocroismo, color de interferencia, signo de elongación y signo óptico.

No obstante, estos datos, simple y rápidos de obtener, se han revelado como una importante ayuda en el estudio de cloritas y en todo caso ofrecen una valiosa información, cuando no sea posible obtener datos mediante técnicas más precisas.

Su estudio sobre las muestras de este trabajo, permite confirmar plenamente el esquema propuesto por Albee (1962) recogido previamente en el capítulo de "Antecedentes". Asimismo, nos ha permitido completar este esquema con un estudio preciso de la relación entre colores de interferencia y contenido en átomos pesados, que se recoge en el apartado III-B.

### III-5 DIFRACCION DE RAYOS X

#### III-5-1 METODO DE POLVO

Mediante esta técnica se han estudiado:

- a) La mineralogía global de la muestra. Análisis cualitativo y semicuantitativo de minerales mayoritarios.
- b) Los parámetros significativos de la clorita: Espaciado basal,  $b_0$ , relaciones de intensidades de las reflexiones basales y cristalinidad.
- c) Los parámetros de las micas asociadas a la clorita, que pudieran ofrecer datos sobre las condiciones termodinámicas de formación de las muestras:  $b_0$  y diferencia angular entre las reflexiones  $d_{00,10}$  de la moscovita y paragonita.

#### III-5-1-1 TECNICAS DE MEDIDA

Los diagramas para el estudio de la mineralogía global de la muestra, se han realizado con un aparato Phillips PW-1050 utilizando agregados orientados, preparados según la técnica habitual. Las condiciones de trabajo utilizadas han sido: Velocidad de exploración  $1^\circ/\text{min.}$ ,  $v_s$  de papel  $5 \times 120 \text{ mm/h.}$  Intensidad de excitación  $-28\text{mA.}$ , Tensión  $-36\text{kv-}$ , sensibilidad  $-4 \times 10^2$ . Constante de tiempo  $-4$ , zona explorada  $-2-64^\circ$ . Radiación  $-\text{Cu } k\alpha -$ , Filtro de Ni.

Las medidas precisas de parámetros de cloritas y micas se han llevado a cabo con un aparato Phillips PW-1390/01

### III-5-1-1-1. MEDIDA DE LOS PARAMETROS $b_0$ DE CLORITAS Y MICAS.

Se han realizado sobre láminas delgadas sin cubrir, en las cuales se habían seleccionado previamente con el microscopio las zonas de la preparación más ricas en filosilicatos; las láminas delgadas se situaron en el difractor de forma que los rayos incidieran precisamente sobre la zona seleccionada. Se emplearon las siguientes condiciones de trabajo: Velocidad de exploración  $1/2^\circ/\text{min.}$ ; velocidad de papel - 4 cms./min.; Sensibilidad -  $10^3$ ; Constante de tiempo - 2; Radiación  $\text{Cu } k_\alpha$ , Filtro de Ni.

Una exploración entre  $58,5^\circ$  y  $62^\circ$ , recoge las reflexiones 060 de la clorita, fengita y otros filosilicatos presentes en la muestra y la 211 del cuarzo -- que aparece a  $59,959 (k_\alpha)$ , que fue utilizada como standard interno para la medida (Fig. III-1). Cuando la clorita presenta valores de Fe total próximos a 0,97, su reflexión 060 se encuentra muy próxima a la 211 del Q y es difícil su medida. En estos casos es conveniente efectuar a continuación un barrido de la misma zona de una muestra de cuarzo puro, lo que asegura la correcta asignación de  $2\theta$  a la reflexión 060 de la clorita.

### III-5-1-1-2 MEDIDAS SOBRE LAS REFLEXIONES BASALES DE LA CLORITA. ESPACIADO, ANCHURA DE PICO Y RELACIONES DE INTENSIDADES.

Estas medidas, se han realizado sobre AO de la fracción enriquecida en clorita mediante el separador, de forma que sus reflexiones basales aparecen en el diagrama fuertemente favorecidas. Se ha llevado a cabo una exploración detallada de las reflexiones 002, 003, 004 y 005 (1) de la clorita utilizando las siguientes condiciones: Velocidad de exploración  $1/4^\circ/\text{min.}$  v. papel 4cms/min.; Radiación  $\text{Cu } k_\alpha$ . Filtro de Ni CT= 2.

La sensibilidad se escogió según la riqueza en clorita. Es conveniente ajustarla para cada muestra, de forma que los picos aparezcan del máximo tamaño posible. Este ajuste se puede realizar sobre la reflexión 002, que es siempre la mayor.

(1) Entendidas en su acepción más general. Realmente para un politipo IIb serían la 004, 006, 008 y 00, 10.

Las zonas a explorar son: (002)-  $12^{\circ} - 13^{\circ}$ ; (003)-  $18,3^{\circ} - 19^{\circ}$ ; (004)-  $24,7^{\circ} - 25,3^{\circ}$ ; (005)-  $31,1^{\circ} - 31,9^{\circ}$ .

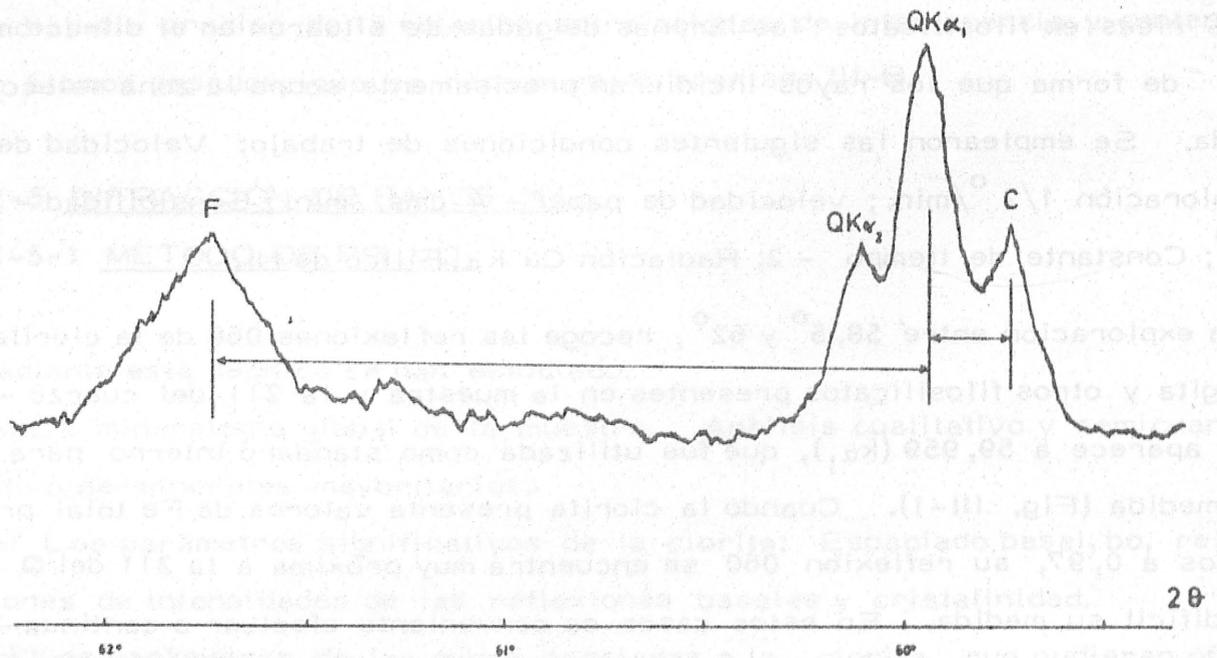


Fig. II-1. Diagrama característico de medida de  $b_0$  de filosilicatos - C - clorita; Q- Cuarzo; F- Fengita.  $2\theta$  de  $Q K\alpha_1 = 59,959^{\circ}$ .

Para la medida del espaciado basal, se ha añadido a cada muestra 1 mg. - aproximadamente de anhidrita, cuya reflexión 002 que aparece a  $25,499^{\circ}$ , - se ha utilizado como standar interno en la medida de la reflexión 004 de - la clorita.

La medida de la anchura de pico a mitad de su altura se ha realizado sobre las cuatro reflexiones, si bien para la interpretación de resultados se ha preferido la medida de la 003 (Ver ap. IV-1-3-9).

La relación de intensidades se ha medido por pesaje, en balanza de alta - precisión, de los picos recortados en papel vegetal.

### III-5-1-1-3 MEDIDA DE LA DIFERENCIA ANGULAR ENTRE LAS REFLEXIONES<sub>d<sub>00,10</sub></sub> DE LA MOSCOVITA Y PARAGONITA.

Se ha realizado sobre AO de muestra total en la mayoría de los casos; cuando el contenido en mica de ésta era excesivamente bajo para permitir la medida, se utilizó la fracción del separador más enriquecida en micas blancas.

Para la medida se emplearon las siguientes condiciones: Velocidad de exploración  $\frac{1}{2}^{\circ}$  /min.; velocidad de papel - 4 cms./min.; sensibilidad  $10^3$ ; Constante de tiempo + 2. Radiación Cu K $\alpha$ . Filtro de Ni. Zona explorada -  $45^{\circ}$  -  $48^{\circ}$ .

### III-5-1-2 INTERPRETACION DE RESULTADOS

#### III-5-1-2-1 ESTUDIO DE LA MINERALOGIA GLOBAL DE LA MUESTRA

Para la determinación cualitativa de minerales se han utilizado las fichas ASTM. En aquellas muestras que pudieran presentar dudas se ha completado el estudio con diversos tratamientos, tales como calentamientos o hinchamientos con líquidos orgánicos. Asimismo, las técnicas ópticas, el análisis químico y el examen por lupa binocular de las fracciones obtenidas mediante el separador isodinámico, han supuesto un importante complemento en estas determinaciones.

#### III-5-1-2-2 ANALISIS SEMICUANTITATIVO - PODERES REFLECTANTES PROPUESTOS PARA EL ESTUDIO DE METAPELITAS.

Para el análisis semicuantitativo se ha estimado la necesidad de determinar poderes reflectantes propios para este trabajo. Y ello por varias razones: En primer lugar, la gran abundancia de filosilicatos en las muestras estudiadas y especialmente clorita hacía, desde el punto de vista del autor, poco exactas las medidas realizadas mediante el empleo de los poderes reflectantes propuestos hasta el momento en bibliografía. El método tradicionalmente empleado, se basa en una primera cuantificación, asignando un porcentaje a minerales laminares, en base a la intensidad de la reflexión

a  $4,45 \text{ \AA}$  en diagrama de polvo, y posterior distribución de este porcentaje entre los diferentes filosilicatos en base a un diagrama de AO. Pero como la clorita no presenta ninguna reflexión a  $4,45 \text{ \AA}$  el método no es aplicable. El error cometido puede resultar despreciable cuando la cantidad de clorita sea poco elevada, pero en este trabajo dicho mineral, no sólo es abundante, sino que es el objeto principal del mismo. Por otra parte, el carácter laminar de estos minerales hace imposible la preparación de muestras de polvo perfectamente desorientadas, con lo cual en cada diagrama se introduce una importante incertidumbre sobre el mayor o menor grado de orientación preferencial de estos minerales. Aceptando, pues, la imposibilidad de una desorientación perfecta, es más congruente trabajar sobre muestras preparadas mediante la técnica de AO, con un grado de orientación que suponemos constante, dada la standardización del método, y determinar todos los poderes reflectantes sobre ellas. Esto permite por otra parte, utilizar las reflexiones más intensas de los filosilicatos, no sólo para determinar sus proporciones entre sí, sino también respecto al resto de minerales, consiguiéndose de esta forma errores menores que los provenientes de la utilización de una reflexión de intensidad tan pequeña como la  $4,45$ .

En base a estas consideraciones, se han determinado experimentalmente, mediante la preparación de mezclas con diversos porcentajes, los poderes reflectantes relativos de Q, mica y clorita para la técnica de AO. Para estas mezclas se han utilizado una mica y una clorita que presentaran relaciones de intensidades de las reflexiones basales, iguales a la media de las muestras estudiadas en este trabajo.

El poder reflectante de la paragonita se ha calculado teóricamente, respecto al de la moscovita, mediante el uso de los factores de estructura de ambos minerales, corregidos mediante los correspondientes factores geométricos (Ver apartado III-B-2).

Finalmente, para otros minerales no laminares, tales como carbonatos, feldspatos o hematites, se calculan en base a las relaciones de poderes re-

flectantes respecto al cuarzo propuestas por Barahona (1974).

A partir de todas estas relaciones y asignando al cuarzo el valor 1 se obtienen los poderes reflectantes recogidos en la tabla III-1.

TABLA III-1

PODERES REFLECTANTES PARA METAPELITAS OBTENIDOS EN EL PRESENTE ESTUDIO (PARA MUESTRAS DE AO)

<u>Mineral</u>	<u>Reflexión (Å)</u>	<u>Poder Reflectante</u>
Cuarzo	4,26	1
Mica	5,00	0,65
Paragonita	4,82	0,6
Clorita	4,7	0,8
Calcita	3,03	3
Dolomita	2,89	3
Feldespatos	3,2-3,4	3
Hematites	2,69	2,25
Anfíboles	8,4	3,6

Estos poderes reflectantes son válidos para muestras, tales como las estudiadas en el presente trabajo en que el Q, micas blancas y clorita constituyen, en casi todos los casos, la porción mayoritaria (más del 90%) de la muestra, ya que para estos minerales los poderes reflectantes se han determinado de forma experimental, usando las mismas condiciones de medida y de preparación de la muestra que se han utilizado en el desarrollo de este trabajo, obteniéndose en tales determinaciones experimentales coeficientes de correlación siempre superiores a 0,95.

La elección de las reflexiones utilizadas, se ha basado en los siguientes criterios:

a) Evitar la incertidumbre proveniente de las influencias de la geometría del aparato sobre las intensidades, mediante el uso de reflexiones lo más próximas posibles, y de valor angular tal que el factor de Lorentz-Pola

rización tenga un valor mínimo.

b) Evitar el uso de reflexiones en las que se superpongan más de un mineral. Es la razón fundamental para rechazar la reflexión a  $3,33 \text{ \AA}$ , en la que se superponen cuarzo, moscovita y grafito.

c) Evitar el uso de reflexiones muy afectadas por las frecuentes sustituciones isomórficas de los filosilicatos. Por esta razón, se rechazan las reflexiones pares de la clorita. Para la medida de intensidades en este análisis semicuantitativo, se ha utilizado la altura de los picos en lugar de su área, como aparentemente sería más correcto. La razón está en que todos los minerales presentan una cristalinidad muy elevada y por tanto la anchura de los picos es muy pequeña, al par que muy semejante para todos los minerales. En estas condiciones se comete un error menor, desestimando las diferencias de anchura y realizando pues, la medida en base sólo a la altura de los picos.

### III-5-1-2-3 INTERPRETACION DE PARAMETROS DE CLORITAS Y MICAS. CALCULO DE PARAMETROS QUIMICOS.

Los parámetros obtenidos mediante las técnicas descritas en el apartado III-5-1-1 son ya válidos por sí mismos, pero además permiten mediante la aplicación de las relaciones descritas en el capítulo de antecedentes, - el cálculo de los parámetros químicos fundamentales de la fórmula de la clorita. De las diversas relaciones propuestas, se han escogido aquellas que daban lugar a errores más bajos respecto a las fórmulas obtenidas mediante análisis químico y análisis por microsonda electrónica de algunas muestras de este estudio. (Ver Capítulo V)

Así, del espaciado basal de la clorita se obtiene el contenido en Al mediante la fórmula de Albee (1962):

$$d_{001} = 14,52 \text{ \AA} - 0,14 \text{ Al}_{\text{total}}$$

Del parámetro  $b_0$  de la clorita se obtiene el contenido en átomos pesados mediante la fórmula de Shirozu (1958), corregida por Brindley (1961):

$$b_0 = 9,210 \text{ \AA} + 0,037 (\text{Fe}, \text{Mn})$$

Las relaciones de las intensidades de las reflexiones basales permiten, también el cálculo del contenido en átomos pesados. No obstante, todos los métodos propuestos en bibliografía, dan lugar a errores excesivamente grandes. A título de ejemplo, se dan los valores obtenidos mediante el método de Petruk (1964) (Ver apartado V-3).

Así pues, para la interpretación de las mencionadas relaciones de intensidades, se propone un nuevo método, descrito en el apartado III-B-2, que da lugar a errores aceptables en la determinación del contenido en átomos pesados.

Los parámetros de las micas  $b_0$  y diferencia angular  $d_{001}^{Mosc.} - d_{001}^{Parag.}$ , se utilizan como medida de las condiciones termodinámicas de formación de las muestras, fundamentalmente temperatura, de acuerdo con Martín Ramos y Rodríguez Gallego (1976).

#### III-5-1-2-4 CALCULO DE LA FORMULA DE LA CLORITA A PARTIR DE MEDIDAS DE RAYOS X.

De acuerdo con lo expresado en el apartado anterior, son dos los parámetros químicos de una clorita que se pueden obtener a partir de medidas de Rayos X:

- 1) Contenido en Al, bien tetraédrico o bien total (1) a partir del espacio basal.
- 2) Contenido en átomos pesados a partir del  $b_0$  y/o relaciones de intensidades. Cuando no ha sido posible obtener el  $b_0$ , se ha utilizado el valor

---

(1) Se desecha la posibilidad de obtener los dos, a partir de fórmulas diferentes, por considerar incorrecto obtener dos parámetros químicos independientes a partir de un solo parámetro estructural. De hecho, la distribución entre ambas capas obtenida de este modo, es sólo un artificio matemático, producto de dos correlaciones basadas en dos conjuntos de muestras diferentes. En realidad, los resultados que se obtienen de esta forma, suelen dar  $Al^{VI} > Al^{IV}$ , lo cual está en contradicción con la mayoría de los casos reales.

procedente de las relaciones de intensidades. Cuando se tenían ambos valores y eran semejantes se utilizaba el procedente del  $b_0$ , por considerar esta medida más precisa. En caso de que presentaran diferencias importantes se optaba por uno u otro valor de acuerdo con el color de interferencia de la muestra.

Para el cálculo del resto de la fórmula hay que partir necesariamente de las siguientes premisas (1):

- 1) Que el número de  $O^{=}$  y  $OH^-$  de la fórmula responden exactamente a los valores teóricos de 10 y 8 respectivamente.
- 2) Que el número total de cationes octaédricos es exactamente 6. Es decir, que no existen lugares vacantes.
- 3) Que la relación  $Fe^{3+}/Fe$  total es relativamente constante con un valor en torno a 0,14.
- 4) Que el único átomo pesado existente es Fe.

Si se parte de las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned}
 Fe^{3+} &= 0,14 \text{ Fe total} \\
 Al^{IV} &= Al^{VI} + Fe^{3+} \text{ (Por compensación de cargas)} \\
 Al^{IV} + Al^{VI} &= Al \text{ total} \\
 Mg + Fe + Al^{VI} &= 6
 \end{aligned}$$

Se pueden obtener los restantes parámetros de la fórmula:

$$\begin{aligned}
 Al^{IV} &= \frac{Al \text{ total}}{Al \text{ total}^2} + 0,07 \text{ Fe total} \\
 Al^{VI} &= \frac{Al \text{ total}}{Al \text{ total}^2} - 0,07 \text{ Fe total} \\
 Si &= 4 - Al^{IV} \\
 Mg &= 6 - Fe - Al^{VI}
 \end{aligned}$$

(1) Aunque estas premisas pueden alejarse mucho de la realidad en algunas muestras, son ciertas en general, salvo pequeñas variaciones. De cualquier modo, la única forma de obtener una fórmula a partir de sólo dos valores es aceptando estas generalizaciones y teniendo siempre en cuenta el carácter aproximado del resultado obtenido.

### III- 5 - 2 METODO DE CRISTAL UNICO

Se han realizado diagramas de cristal rotatorio y lauegramas.

Los diagramas de cristal rotatorio se han llevado a cabo con el objetivo de estudiar el politipo de las muestras, obteniéndose además una información complementaria sobre intercrecimientos con otros filosilicatos. Para ello, se ha utilizado una cámara Weissenberg en la que se situó un cristal previamente seleccionado con la lupa binocular de la fracción 60-120  $\mu$ .

El cristal se montó de forma que el eje de giro fuera perpendicular a -- los planos basales, es decir aproximadamente coincidente con el eje c.

Los lauegramas se realizaron con el fin de estudiar la existencia de apilamientos desordenados de los planos 001.

### III- 6 ANALISIS QUIMICO DE ROCAS

Se han utilizado porciones de roca de suficiente tamaño para garantizar la representatividad del análisis. Sobre las muestras, una vez molidas a tamaño inferior a 50  $\mu$  y secadas a 110<sup>o</sup>, con el fin de eliminar el H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, se han llevado a cabo las siguientes determinaciones:

- Pérdida por calcinación. Mediante diferencias de peso en la muestra antes y después de calentar a 1.000 - 1100<sup>o</sup>C, durante una hora. Se ha calculado y sumado al resultado obtenido el incremento de peso correspondiente a la oxidación de FeO a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. El valor obtenido representa la suma de H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub> y C elemental (grafito).

- Determinación de Fe<sup>2+</sup>. Mediante disgregación con FH y SO<sub>4</sub>H<sub>2</sub> en crisol de grafito y valoración con Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>K<sub>2</sub>.

- Determinación de los elementos Si, Al, Ti, Ca, Mg, Na, K, Fe total, Mn. Mediante la técnica de espectrometría de absorción atómica, usando un equipo PYE UNICAM SP 1900.

Para la determinación de Si se han llevado a cabo disgregaciones con -- NaOH en crisol de Ni. Una vez disuelto en H<sub>2</sub>O el producto de la disgre

gación, se acidifica y diluye a la concentración adecuada para la medida del Si.

Para la determinación del resto de los elementos metálicos, se llevaron a cabo disgregaciones con FH y agua regia en cápsula de teflón, calentando hasta sequedad. El residuo se disuelve con ClH en caliente y se lleva a volumen determinado.

Se utilizaron como tampones de ionización: K para el Al, Si y Ti; La para Ca y Mg y Cs para Na y K.

El  $Fe^{3+}$  se calculó por diferencia entre Fe total y  $Fe^{2+}$ .

### III-7 MICROSONDA ELECTRONICA

La carestía y complicación del método y el pequeño tamaño de grano de la mayoría de las cloritas de metapelitas de este estudio ha hecho imposible una extensa aplicación de la microsonda electrónica como hubiera sido de desear. No obstante, se ha utilizado con dos fines principales:

- Sobre muestras estudiadas paralelamente con RX y métodos ópticos, con el fin de comprobar la validez de dichos métodos, conocer el margen medio de error previsible y elegir, de entre las diversas relaciones propuestas en la bibliografía, aquellas que mejores resultados dieran para el tipo de muestras objeto de éste.
- Iniciar el estudio de las cloritas del complejo Nevado-Filábride. A diferencia del complejo Alpujarride, la clorita no suele ser en este caso un mineral fundamental y se presenta en las muestras en cantidad totalmente insuficiente para un estudio detallado por difracción de Rx, incluso llevando a cabo un proceso previo de enriquecimiento. Por otra parte, la enorme complejidad tectónica y metamórfica de este Complejo, hace muy frecuente la existencia de dos o más fases de clorita. En este caso, sólo un estudio por microsonda electrónica puede dar datos sobre cada una de las fases presentes.

El estudio se ha llevado a cabo en el Instituto de Geología de Madrid del C. S. I. C.

### III- B NUEVAS APORTACIONES A LA METODOLOGIA PARA EL ESTU DIO DE LAS CLORITAS.

#### III- B-1 RELACION ENTRE CARACTERISTICAS OPTICAS Y CONTENI DO EN ATOMOS PESADOS.

Según lo expuesto en el capítulo de antecedentes y de acuerdo con -- Albee(1962), la clorita cambia su signo óptico de positivo a negativo al al canzar la relación  $F/FM$  el valor de 0,52 (Fig. II-16). Para este valor, la clorita es isótropa (para un  $\lambda$  determinado) y a uno y otro lado pre-- senta colores de interferencia fuertemente anómalos. Estos colores se -- transforman progresivamente en gris de primer orden hacia las composicio-- nes extremas.

El estudio de las muestras de este trabajo confirma plenamente la vali-- dez de los datos de Albee y permite a su vez aportar otros nuevos que -- los complementan.

El color de interferencia es la propiedad más fuertemente afectada por -- la composición de la clorita. Se definen 10 tintas o matices de colores de interferencia. En las fotos 1-11 se ofrecen ejemplos de los mismos. En la fig. III-2 se recoge la relación entre estos diez tipos y el conteni-- do en Fe. El signo óptico y signo de elongación (siempre contrarios) -- están relacionados de forma inequívoca con la tinta del color de interfe-- rencia. La tabla III-2, recoge estos diez tipos con sus correspondientes signos óptico y de elongación, y el contenido en Fe medio para las mues-- tras estudiadas en este trabajo.

TABLA III-2

RELACION ENTRE PROPIEDADES OPTICAS DE LAS CLORITAS Y SU  
CONTENIDO EN FE.

Tipo	Color de interferencia(2)	Foto(s)	Signo óptico	Signo elongación	Fe(1)	
					$\bar{x}$	$\sigma_x$
1	Amarillo 1 <sup>er</sup> orden		+	-	0,3	0
2	Gris	1	+	-	0,88	0,16
3	Verde Grisáceo	2	+	-	1,16	0,05
4	Verde	3-4	+	-	1,38	0,16
5	Verde Marrón	5	+	-	1,53	0,16
6	Marrón Verdoso	6	+	-	1,72	0,17
7	Marrón	7-8-9	+	-	1,90	0,25
8	Isótropas				2,16	0,13
9	Violetas	10	-	+	2,32	0,11
10	Azules	11	-	+	3,06	0,20

(1) Contenido medio en Fe obtenido en las muestras de este trabajo.

(2) Para un espesor de la preparación de 0,03 mms.

El tipo 8 (isótropas), corresponde al cambio de signo definido por Albee para composiciones próximas a  $F/FM = 52\%$ .

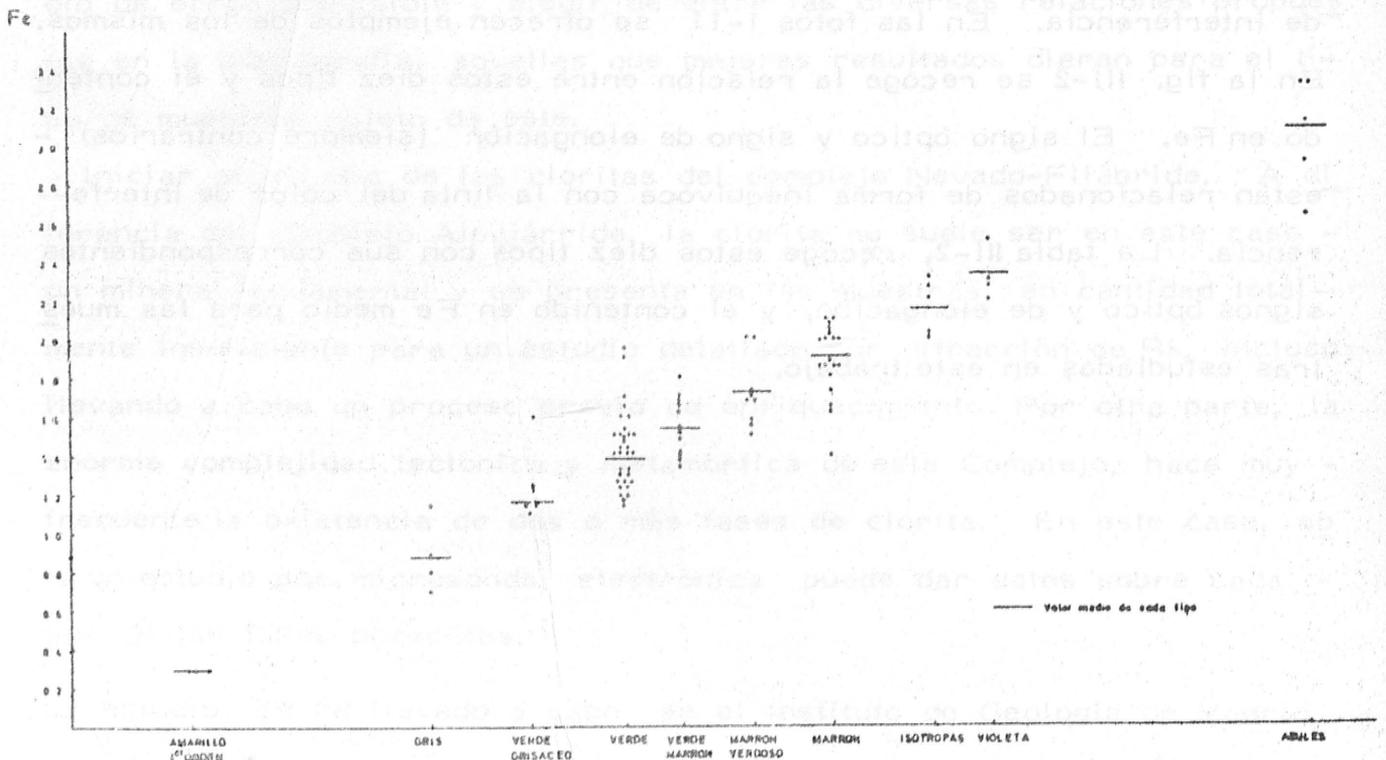


Fig. III-2.- Relación entre el contenido en Fe y la tinta del color de interferencia.

El color natural y el pleocroísmo son dos propiedades también relacionadas con el contenido en Fe. Así, las cloritas correspondientes a los tipos 1 y 2, con contenidos en Fe por lo general inferiores a 1,0, son casi incoloras. Conforme éste aumenta, las muestras adquieren progresivamente más color verde, llegando a ser éste bastante fuerte para cloritas con altos valores de Fe.

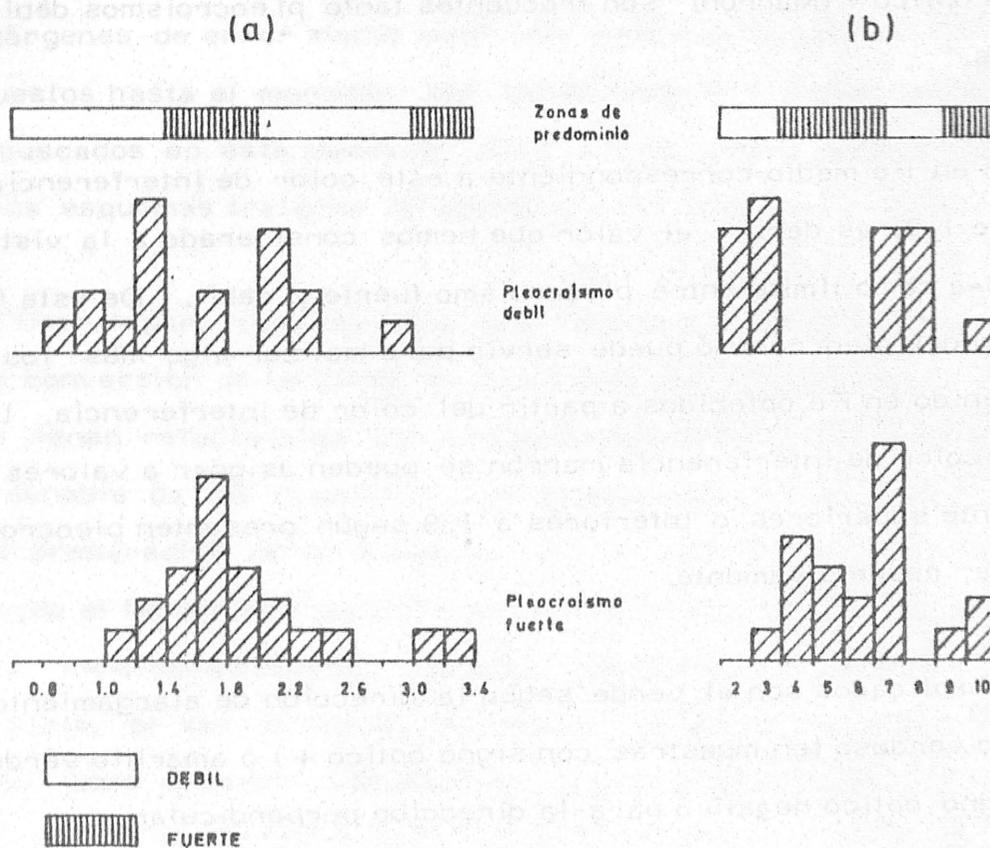


Fig. III-3 Frecuencia de aparición de cloritas con pleocroísmos fuertes y débiles, en relación a: a) contenido en Fe. b) Tipo óptico de la tabla III-2

Las muestras coloreadas son pleocroicas. La figura III-3 muestra la relación de la intensidad del pleocroísmo con el contenido en Fe y con el tipo de color de interferencia. Se observa cómo hasta contenidos de 1,3 son frecuentes las muestras con pleocroísmo débil o nulo. Por encima de este valor y hasta 1,9 son frecuentes, en cambio, muestras con fuerte -

pleocroismo. Entre 1,9 y 2,9 vuelve a predominar el pleocroismo débil, y por encima de 2,9 de nuevo el fuerte. La primera zona de pleocroismo débil corresponde a muestras que por tener poco Fe son casi incoloras y por tanto, poco pleocroicas. La segunda zona, entre 1,9 y 2,9 corresponde al entorno de la región del cambio de signo, donde los tres índices de refracción presentan pequeñas diferencias. Se puede observar en la fig. III-3-b que para el tipo óptico 7 (Marrón) son frecuentes tanto pleocroismos débiles -- como fuertes.

El contenido en Fe medio correspondiente a este color de interferencia es -- precisamente 1,9, es decir el valor que hemos considerado a la vista de la Fig. III-3-a como límite entre pleocroismo fuerte y débil. De esta forma, la intensidad del pleocroismo puede servir para matizar algo más los valores de contenido en Fe obtenidos a partir del color de interferencia. Las cloritas con color de interferencia marrón se pueden asignar a valores de Fe ligeramente superiores o inferiores a 1,9 según presenten pleocroismo débil o fuerte, respectivamente.

Los colores implicados son el verde según la dirección de alargamiento máximo y blanco verdoso (en muestras con signo óptico +) o amarillo verdoso en las de signo óptico negativo para la dirección perpendicular.

El índice de refracción es bajo en general, si bien aumenta con el contenido en Fe.

El 2V es, asimismo, muy pequeño y difícil de medir.

La extinción es siempre recta. Las líneas de exfoliación y las maclas aparecen siempre según la dirección 001. En las cloritas correspondientes a filoncillos son frecuentes los agregados palmeados.

### III-B-2 RELACION ENTRE LAS INTENSIDADES DE LAS REFLEXIONES BASALES Y EL CONTENIDO Y DISTRIBUCION DE ATOMOS PESADOS.

Ya se ha desarrollado en el capítulo de antecedentes (Apartado II-4-1 pág. 31 ) el fundamento teórico de los métodos basados en medida de intensidades. Por otra parte, ya se ha hecho mención en este capítulo de cómo -- los márgenes de error medio obtenidos mediante el uso de los esquemas -- propuestos hasta el momento son excesivamente elevados para los objeti-- vos buscados en esta memoria. Ello nos ha hecho desarrollar nuestros -- propios esquemas tratando de minimizar las fuentes de error.

En primer lugar, consideramos que una causa importante de error está en la conversión de factores de estructura en intensidades. Ambas magni-- tudes vienen relacionadas por un factor geométrico que depende de forma considerable de las características geométricas del difractómetro y del mo-- do de preparación de la muestra. En los métodos tradicionales se ha -- empleado el factor teórico para polvo. En realidad, el factor real se -- desvía considerablemente de éste, sobre todo en ángulos bajos. Por otra parte, al ser la clorita un mineral de hábito laminar es imposible e incluso poco deseable obtener una perfecta desorientación. Es preferi-- ble el uso de muestras de AO, donde el grado de orientación es relativa-- mente constante y las reflexiones basales están ampliamente favorecidas, permitiendo así una mejor medida de la intensidad.

Por todo ello, en este método se utilizan las reflexiones 003, 004, y 005 -- que aparecen a ángulos más elevados y próximos entre sí. Por otra par-- te, el contenido y distribución de átomos pesados se calcula a partir de relaciones de factores de estructura y no de intensidades. Para el cálcu-- lo de los primeros, a partir de las segundas se utilizan factores geomé-- tricos determinados de forma experimental, para cada difractómetro y -- modo de preparación de muestra.

Otra fuente de error procede del uso de coordenadas atómicas únicas, --- cuando en realidad éstas sufren importantes variaciones con el espaciado basal de la clorita y repercuten de forma notable en los factores de estructura calculados. Por ello se proponen cinco ábacos diferentes correspondientes a espaciados de 14,04; 14,1; 14,2; 14,3; y 14,42 Å. (Fig. III-4 a III-7).

Estos ábacos se han construido a partir de factores de estructura teóricos, calculados según el método habitual para un cristal centrosimétrico.

Las coordenadas atómicas se han obtenido a partir de las distancias entre capas propuestas por Bailey (1976), asignando las diferencias entre los espaciados basales utilizados y el considerado por este autor (14,3 Å)

a la separación entre los oxígenos basales de la capa tetraédrica y los grupos  $(OH)^-$  de la capa brucítica.

Los factores atómicos de dispersión se han calculado a partir de los datos incluidos en las "International Tables for X-Ray Crystallography, 1969". Para el Fe se ha utilizado un factor intermedio entre el del  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$ , más cercano a la forma reducida, de acuerdo con un valor ponderado a partir de los análisis químicos de muestras naturales de cloritas. Para las cuatro posiciones tetraédricas se ha utilizado el factor atómico del Si y para las octaédricas correspondientes a átomos ligeros el del Mg (1).

Los ábacos, así obtenidos, representan en abscisas la relación  $F_{004}/F_{005}$  y en ordenadas  $F_{004}/F_{003}$ . Las curvas subhorizontales dan el contenido en Fe de la capa octaédrica y las subverticales el de la capa brucítica.

Una vez conocidas, pues, las relaciones de intensidades  $I_{004}/I_{003}$  e  $I_{004}/I_{005}$  se calculan las relaciones de factores de estructura mediante la expresión:

$$\frac{|F_x|}{|F_y|} = \sqrt{\frac{I_x}{I_y} \cdot \frac{G_y}{G_x}}$$

(1) La semejanza de los factores atómicos de  $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  y  $Mg^{2+}$  hace perfectamente válida esta simplificación.

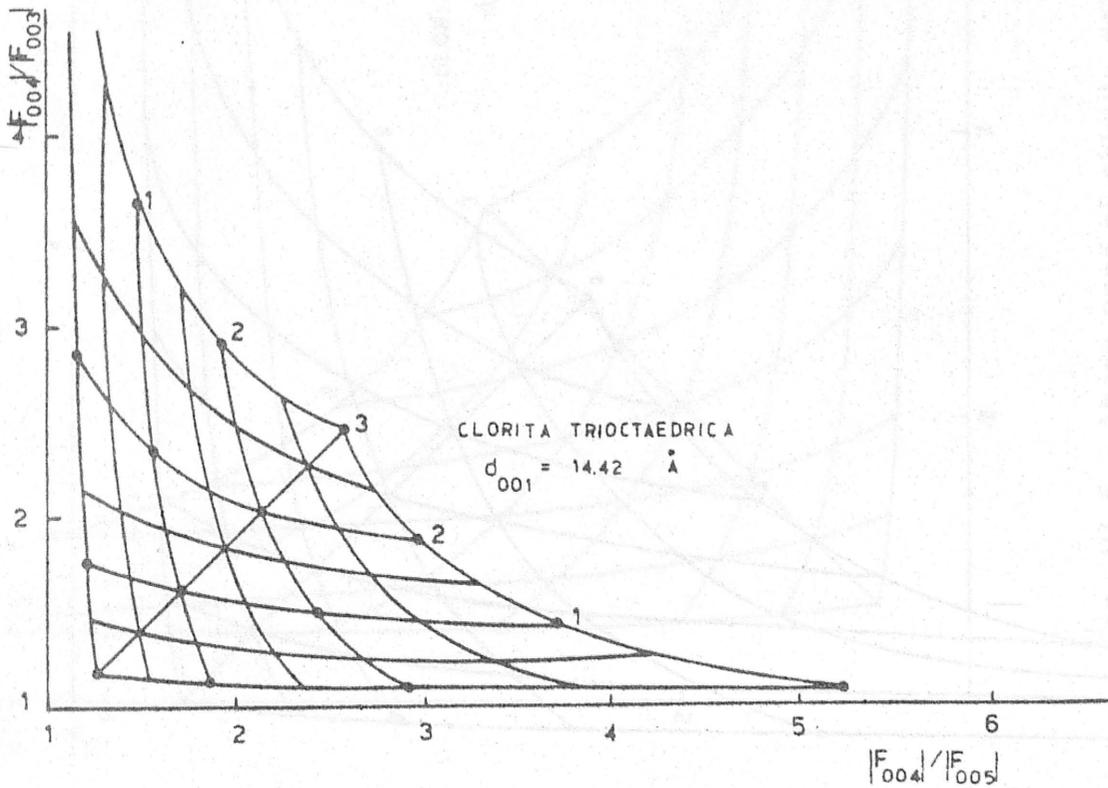
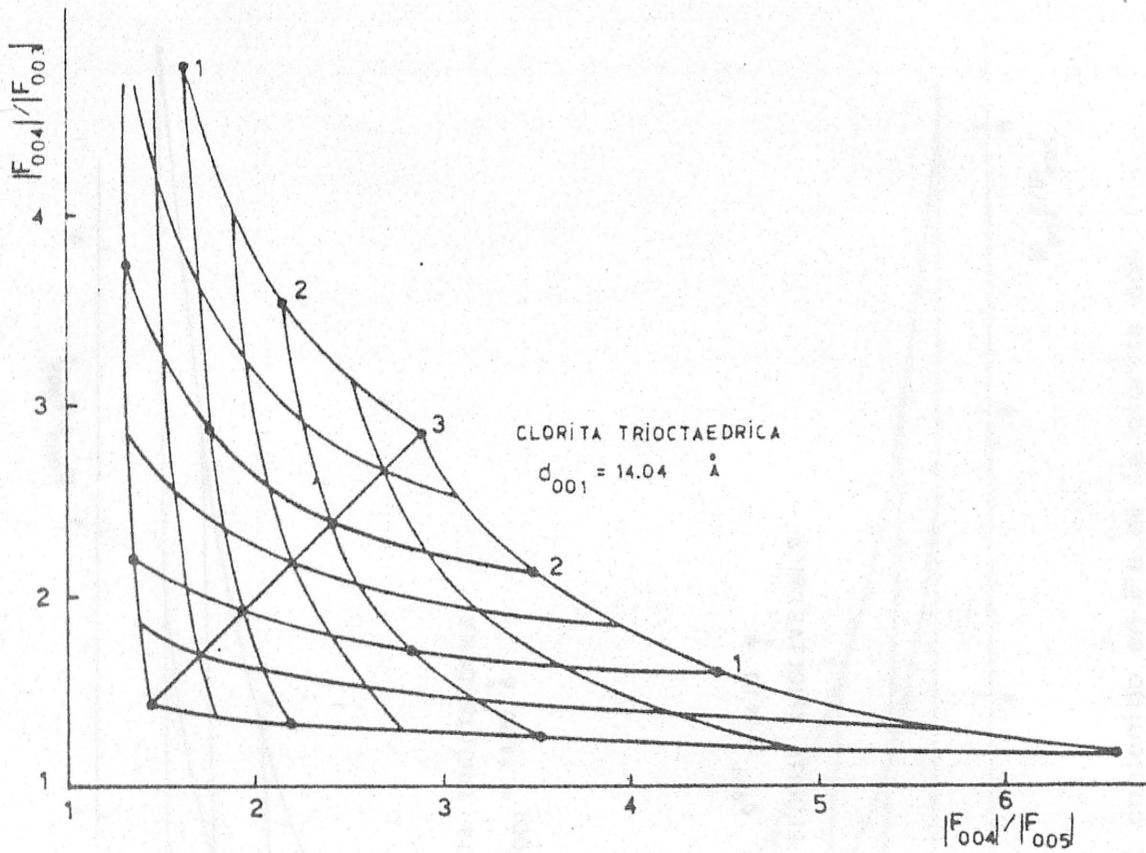


Fig. III-4. - Abacos para el cálculo del contenido en Fe de la clorita, correspondientes a los espaciados 14,04 y 14,42 Å

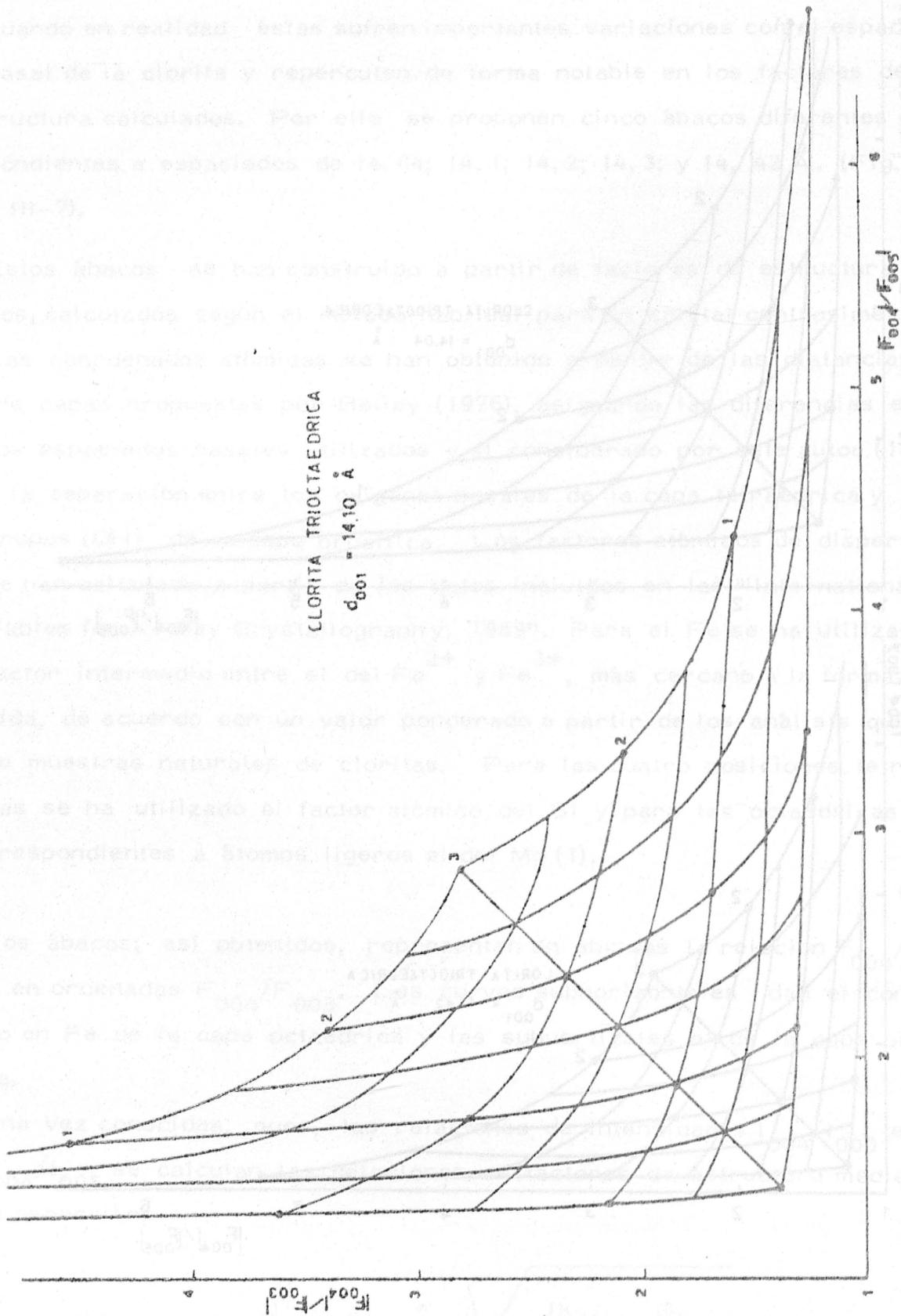


Fig. III-5. - Abaco para el cálculo del contenido en Fe de la clorita correspondiente al espaciado 14,10 Å

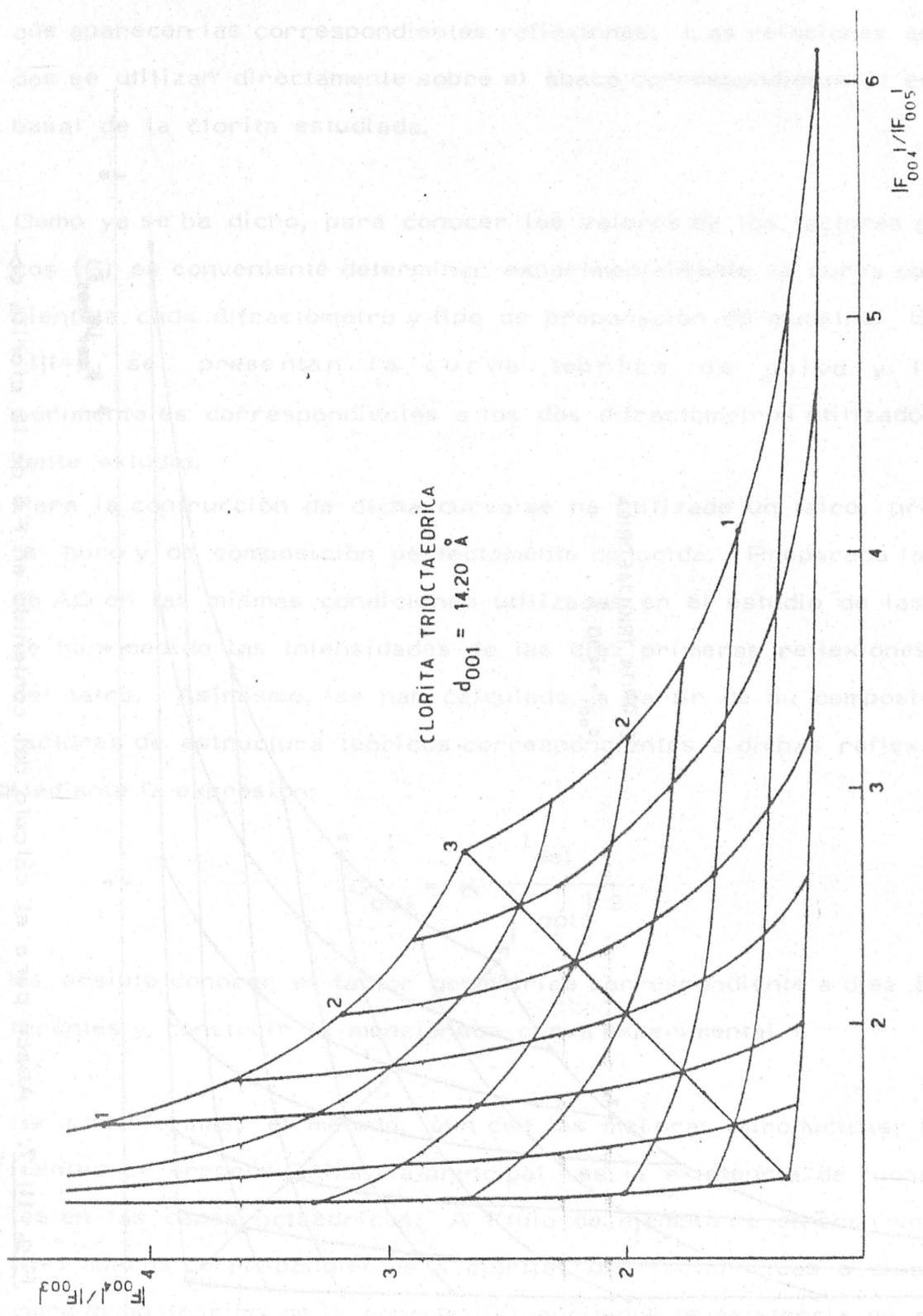


Fig. III-6. - Abaco para el cálculo del contenido en Fe de la clorita correspondiente al espaciado 14,20 Å

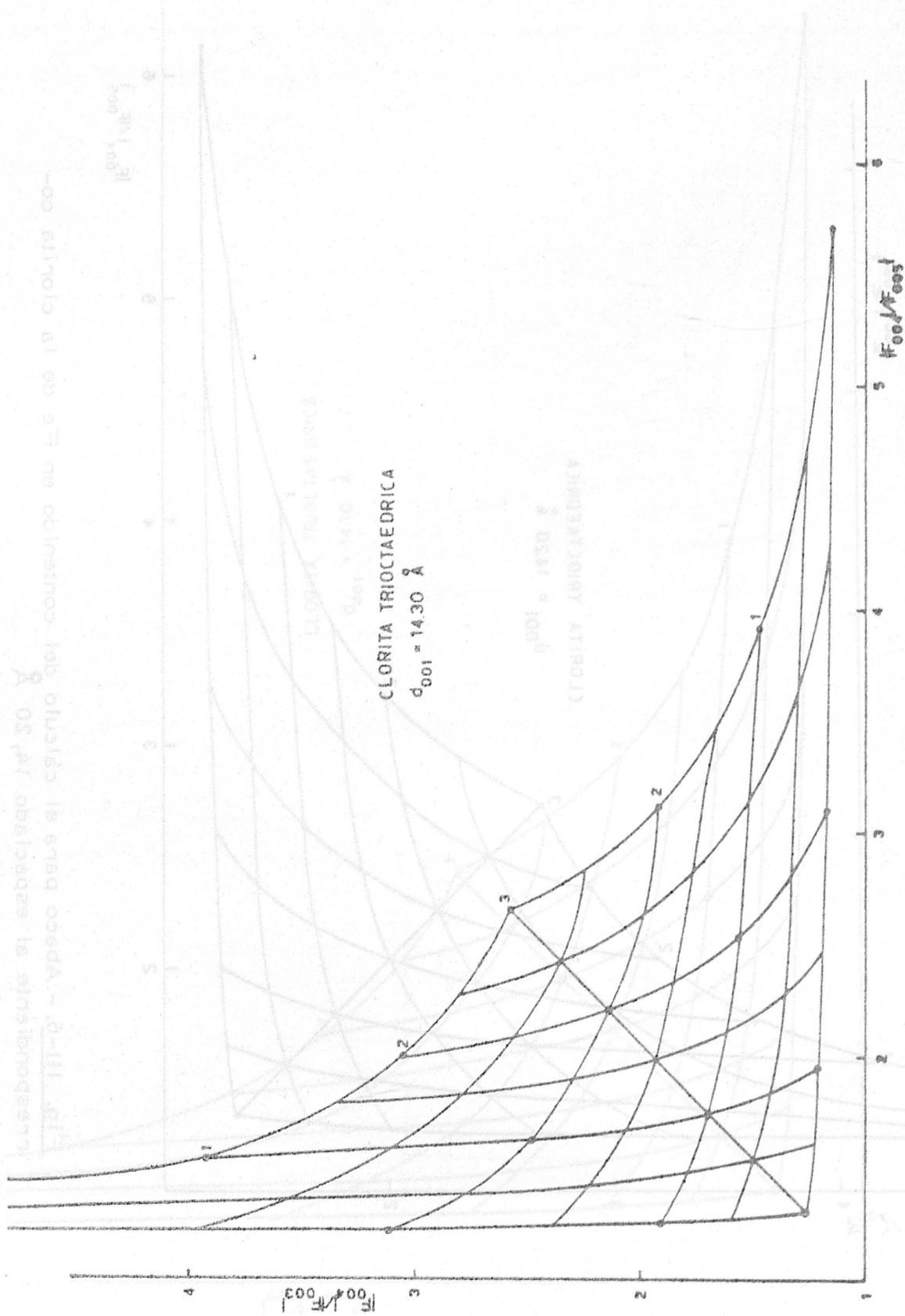


Fig. III-7. - Abaco para el cálculo del contenido en Fe de la clorita correspondiente al espaciado 14,30 Å

Donde  $G_y$  y  $G_x$  representan los factores geométricos para los ángulos a los que aparecen las correspondientes reflexiones. Las relaciones así obtenidas se utilizan directamente sobre el ábaco correspondiente al espaciado basal de la clorita estudiada.

Como ya se ha dicho, para conocer los valores de los factores geométricos ( $G$ ) es conveniente determinar experimentalmente la curva correspondiente a cada difractómetro y tipo de preparación de muestra. En la fig. III-8 se presentan la curva teórica de polvo y las experimentales correspondientes a los dos difractómetros utilizados en el presente estudio.

Para la construcción de dicha curva se ha utilizado un talco, prácticamente puro y de composición perfectamente conocida. Preparada la muestra de AO en las mismas condiciones utilizadas en el estudio de las cloritas, se han medido las intensidades de las diez primeras reflexiones basales del talco. Asimismo, se han calculado, a partir de su composición, los factores de estructura teóricos correspondientes a dichas reflexiones. Mediante la expresión:

$$G_{00l} = K \frac{I_{00l}}{|F_{00l}|^2}$$

es posible conocer el factor geométrico correspondiente a diez ángulos diferentes y construir la mencionada curva experimental.

De todas formas, el método, aún con las mejoras introducidas, tiene aún fuentes de error. Quizá la principal es la existencia de lugares vacantes en las capas octaédricas. A título de ejemplo se ofrecen en la fig. III-9 ábacos correspondientes a cloritas di-trioctaédricas o dioctaédricas, como demostración de la enorme influencia que la existencia de estas vacantes tiene sobre las intensidades difractadas.

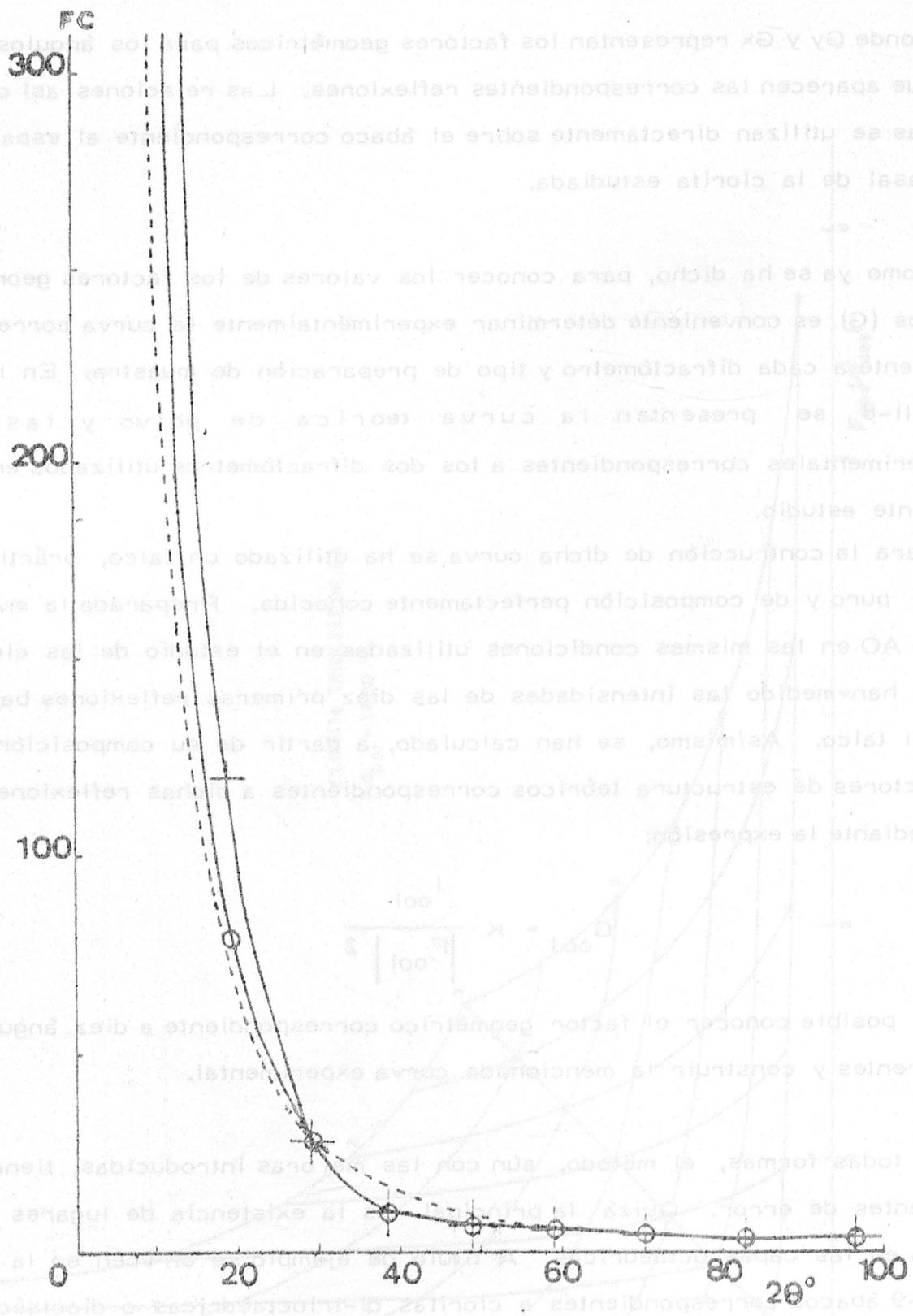


Fig. III-8. - Curvas de los factores geométricos en función del ángulo  $2\theta$ . Línea discontinua: factor teórico de polvo. Líneas continuas: factores experimentales para AO. Cruces-difractómetro PW-1050, Círculos PW-1390/01

## CAPITULO III

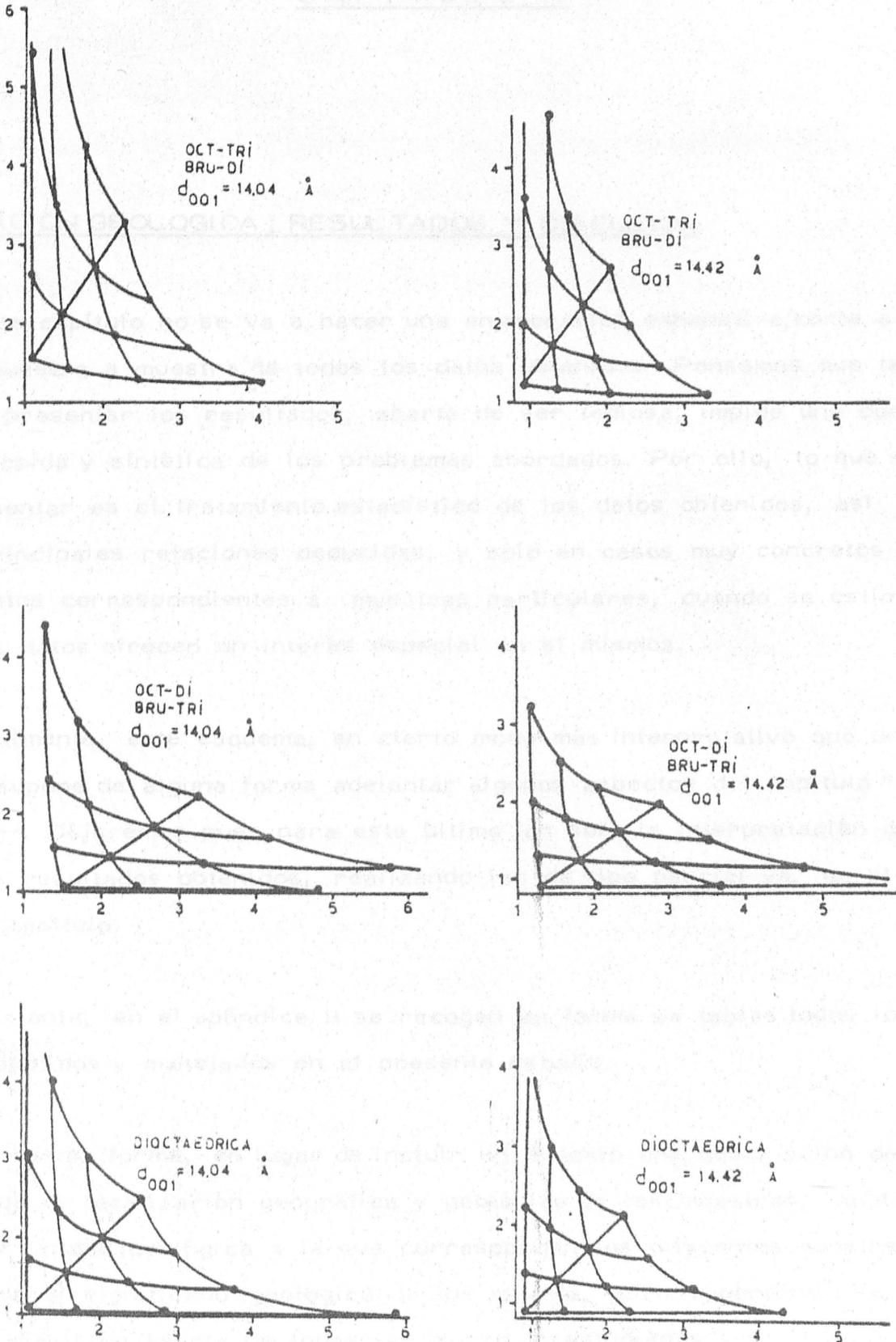


Fig. III-9. - Abaços correspondientes a cloritas di-trioctaédricas y dioctaédricas.



## CAPITULO IV

### SITUACION GEOLOGICA ; RESULTADOS Y DISCUSION

En este capítulo no se va a hacer una enumeración exhaustiva, corte a corte y muestra a muestra, de todos los datos obtenidos. Pensamos que tal forma de presentar los resultados, aparte de ser tediosa, impide una comprensión rápida y sintética de los problemas abordados. Por ello, lo que se va a presentar es el tratamiento estadístico de los datos obtenidos, así como las principales relaciones deducidas, y sólo en casos muy concretos se darán datos correspondientes a muestras particulares, cuando se estime que dichos datos ofrecen un interés especial en sí mismos.

Naturalmente, este esquema, en cierto modo más interpretativo que descriptivo, supone de alguna forma adelantar algunos aspectos del capítulo "Discusión". Dejaremos pues para este último tan sólo la interpretación global de los resultados obtenidos, realizando las de tipo parcial ya, en el presente capítulo.

No obstante, en el apéndice II se recogen en forma de tablas todos los datos obtenidos y manejados en el presente estudio.

De la misma forma, en lugar de incluir en el texto una descripción detallada de la localización geográfica y geológica de las muestras, se datan sólo la unidad geológica a la que corresponden los diferentes muestreos, así como el significado geológico de los mismos. En el apéndice I se recoge la situación exacta de todas las muestras estudiadas.

#### IV-1. COMPLEJO ALPUJARRIDE

De los tres complejos que constituyen la zona Bética, s. str. : Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride el Alpujárride es el que ocupa la posición tectónica intermedia y es asimismo el que presenta una mayor extensión superficial. Para este trabajo tiene un interés prioritario pues sus potentes y en cierto modo monótonas series de filitas y micaesquistos de grano fino ofrecen un ejemplo de formaciones ricas en clorita de especial importancia. En efecto, dicho mineral es uno de los constituyentes principales de la paragénesis fundamental de dichas rocas. El carácter primario del mismo no ofrece dudas en la mayoría de las muestras y su metamorfismo progresivo permite buscar relaciones entre las características de la clorita y sus condiciones termodinámicas de formación. Todo ello nos ha llevado a hacer especial hincapié en el estudio de este complejo.

##### IV-1-1. ENCUADRE GEOLOGICO

El objetivo de este apartado es tan sólo enmarcar correctamente los estudios mineralógicos en el contexto geológico en el que se desarrollan, presentando éste desde la óptica más reciente. Por tanto no se va a aportar nada personal sobre el tema y todos los datos expuestos están tomados de los trabajos publicados más recientemente sobre la región.

Utilizaremos como trabajo base para el desarrollo de este apartado el realizado por F. Aldaya, V. García Dueñas y F. Navarro-Villá (Aldaya et al, 1981) como síntesis y sistematización del conocimiento actual sobre el Complejo Alpujárride. En el mismo, los autores recogen los resultados de su investigación sobre los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas, definen cuatro Grupos de mantos y un ensayo de correlación con otras zonas de la Cordillera. Especial atención merecen asimismo las

hojas correspondientes a esta región del mapa geológico de España a escala 1:50.000; 1054 (Vélez-Málaga; Elorza y G. Dueñas); 1055 (Motril; Avidad y G. Dueñas); 1056 (Albuñol; Aldaya); 1057 (Adra, Aldaya et al); 1042 (Lanjarón; Aldaya et al) y 1010 (La Peza; G. Dueñas y Navarro Vilá).

El Complejo Alpujarride está constituido por un número de mantos de corrimiento, variable según la transversal estudiada. Cada uno de estos mantos está formado por una secuencia más o menos parcial de una serie tipo que, con ciertas variaciones locales, se encuentra en todos ellos. Esta secuencia está constituida por los siguientes términos de techo a muro:

-Una formación carbonatada calizo-dolomítica, más o menos metamorfizada según los mantos. Esta formación tiene un espesor muy variable que puede alcanzar hasta los dos Kms. Presenta asimismo intercalaciones más o menos potentes de materiales detríticos y, en algunas unidades, de rocas básicas. La datación en los niveles que presentan fauna da una edad de Trías medio y superior.

-Una formación de filitas y cuarcitas, de potencias muy variables, con lentes de rocas carbonatadas y algunos enclaves de evaporitas. En los mantos que presentan un gradiente de metamorfismo más fuerte, esta formación es de micaesquistos de grano fino. Aunque el metamorfismo ha borrado los posibles restos de fauna, su atribución al Permo-Trías no ha sido puesta en duda.

-Dos formaciones de esquistos, probablemente de edad paleozoica. La superior es más cuarcítica, aunque no llega a presentar cuarcitas propiamente dichas. Tiene tonalidades pardorrojizas. La inferior, de tonalidades oscuras, es más micacea y está constituida por una alternancia de esquistos, micaesquistos y cuarzoesquistos, frecuentemente grafitosos. Cada una de las formaciones metapelíticas puede tener más de 1 Km. de espesor.

Esta secuencia aparece repetida numerosas veces en horizontal y vertical por la acción de la tectónica de corrimientos, que ha dado lugar al apilamiento de un número variable de mantos. Dichos mantos han sido definidos con nombres locales en las diversas áreas en que han sido estudiados. La tabla IV-1 recoge los mantos definidos en las diversas regiones de los alpujárri des del tercio central, ordenados en columnas según su orden de superposición. Cada fila corresponde a cada uno de los cuatro grupos definidos por Aldaya et al (1981).

TABLE IV-1

Asociación de los diversos mantos definidos en la Cordillera Bética a los cuatro Grupos definidos por Aldaya et al (1981).

Grupos	Sur de S. Nevada	Sudoccidental	Noroccidental	Borde occidental de S. Nevada	Sierra de Baza	Otras zonas fuera del Tercio Central
Alpujarrés		Gujares Salobreña La Herradura	La Plata Carbonates		Herrán-Valle	
Contraviesa	Adra Murtas					Gorgel Portmán (Cartagena y C. de Palos) S. Ginés
Guadalete	Alcázar Costarús		Alfegriana Narváez	Trevenque	Blanquizaras	Portaloa La Granja (Tierra de las Estancias)
Lijar	Lijar		Zujardo	Vilvoros	Santa Bárbara Quintana	Balabona-Cacharón

La correlación entre los mantos de las diversas zonas para constituir estos cuatro grupos se ha realizado en base a una combinación de criterios estratigráficos, tectónicos y metamórficos.

El grado de metamorfismo aumenta conforme se asciende en la pila de mantos; "La comparación del grado de metamorfismo de cada manto, deducido al confrontar las asociaciones minerales de términos equiparables en las respectivas sucesiones, hace válida una regla con escasas salvedades; según ella, conforme se asciende en la pila alpujarride, el grado de metamorfismo de cada unidad es el mismo o mayor que el de la unidad precedente. Como el metamorfismo es siempre más intenso hacia la base de cada manto, el resultado global es una superposición de unidades en la que cada contacto de corrimiento determina la colocación de rocas más metamórficas sobre otras que lo son menos" (Aldaya et al, op. cit.).

De los cuatro grupos el que ocupa la posición tectónica más baja es el de Lújar. Sus mantos son los menos metamórficos. La superficie de corrimiento se sitúa siempre a niveles bastante altos de la serie, en las filitas o, en algún caso, en la formación carbonatada, de forma que esta última puede descansar directamente sobre el Complejo Nevado-Filábride. Por tanto, sus filitas, cuando están presentes, lo hacen con un reducido espesor y son las menos recrystalizadas de los Alpujarrides. Como puede apreciarse en la tabla IV-1, dentro de este grupo se incluye el subgrupo Ballabona-Cacharón que comprende la mayoría de las unidades englobadas por Egeler y Simón (1969) y Egeler et al (1971) en el Complejo Conjunto de Ballabona-Cacharón.

El Grupo Guadalfeo está constituido por mantos que se superponen a los del grupo Lújar. En casos menos frecuentes pueden descansar directamente sobre el Complejo Nevado-Filábride.

Una característica común a los mantos de este grupo es que la superficie de corrimiento se sitúa en la formación de filitas, con muy escasas excepciones en que lo hace próximo a su techo o muro.

Presenta una formación de filitas y cuarcitas bien desarrollada y con un grado de recristalización sensiblemente mayor que las del grupo Lújar. Las formaciones paleozoicas de esquistos y micaesquistos están ausentes, salvo para el manto de Alcázar, que presenta un retazo de cuarcitas y esquistos con biotita en la zona situada entre Lújar y el tunel de la Gorgoracha.

Debido a diferencias litoestratigráficas de cierta importancia se define dentro de este grupo el subgrupo Alfaguara, constituido por los mantos de Alfaguara y Trevenque y la unidad de Blanquizares. En este subgrupo es frecuente la aparición de tramos rojos poco recristalizados dentro de la formación de filitas y cuarcitas.

El Grupo Contraviesa, se superpone a los mantos de los grupos anteriores, o al Complejo Nevado-Filábride. Tiene las formaciones paleozoicas bien desarrolladas. Presenta la formación de micaesquistos oscuros con granate y estaurólita y sobre ella los cuarzoesquistos y esquistos con biotita, de tonalidades pardo-rojizas. La formación de filitas es asimismo potente y semejante a la del Grupo Guadalfeo. Finalmente la formación carbonatada está ausente o presenta potencias reducidas.

El Grupo Almjara presenta como característica común a todos sus mantos y unidades un intenso metamorfismo. Este se materializa en la cristalización de paragénesis de alto grado, en los niveles más bajos de la serie, en la extraordinaria proximidad que actualmente existe entre las isogradas y en que las diferentes zonas de minerales metamórficos ocupan siempre posiciones mucho más elevadas en la serie estratigráfica que en los grupos precedentes. Así, aparece por ejemplo estaurólita y distena en niveles equivalentes a la base de la formación de filitas de otros grupos obiotita en la formación carbonatada, que en este caso está constituida por mármoles.

En este grupo, la "formación de filitas y cuarcitas" está constituida por micaesquistos o esquistos de grano fino, con presencia de biotita, por lo menos.

La posición tectónica del Grupo no es del todo clara. Se sitúa casi siempre sobre los mantos del Grupo Guadalfeo, planteándose el problema de su relación con el Grupo Contraviesa. Así, al W de Motril sobre los mantos del Grupo Guadalfeo descansan siempre los de Almirajara, mientras que al E lo hacen los de Contraviesa.

Es discutible la correlación lateral de determinados mantos de uno y otro grupo. No obstante, lo que sí parece claro es que el manto más alto del Grupo Almirajara (el de los Guajares) se sitúa sobre todas las demás unidades alpujarrides, siendo pues, el manto superior de todo el empilamiento.

El desarrollo y evolución del metamorfismo en el Complejo Alpujarride ha sido estudiado con detalle por Navarro-Vilá (1976) y un resumen de sus conclusiones se puede encontrar en la hoja 20-41 (La Peza) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000.

En las rocas alpujarrides se aprecian tres esquistosidades,  $S_1$ ,  $S_2$  y  $S_3$ , correspondientes a tres etapas de deformación,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ . Durante estas tres etapas el proceso de cristalización mineral es continuo, como puede apreciarse en la figura IV-1. No se ha encontrado ninguna prueba de fases retrometamórficas intercaladas dentro del proceso. Es decir, la evolución de P y T es continua, sin existencia de máximos y mínimos determinantes de etapas puntuales de génesis mineral. Los minerales cristalizan durante todo el proceso.

En este grupo, la "formación de filitas y cuarcitas" está constituida por un tipo de esquistosidad penetrativa y extensa, con presencia de filitas por lo menos, en sus partes inferiores y en sus frentes de avance. En este grupo, la "formación de filitas y cuarcitas" está constituida por un tipo de esquistosidad penetrativa y extensa, con presencia de filitas por lo menos, en sus partes inferiores y en sus frentes de avance.

	D <sub>1</sub>		D <sub>2</sub>		D <sub>3</sub>	
	Sinc. (S <sub>1</sub> )	Post.	Sinc. (S <sub>2</sub> )	Post.	Sinc.	Post.
Cuarzo		-----				
Mica blanca		-----				
Clorita						
Clinozoisita	-----	-----				
Biotita		-----	-----	-----		
Cloritoide	-----	-----				
Plagioclasa		-----	-----	-----		
Andalucita				-----	-----	

Fig. IV-1. - Diagrama cristalización/fases de deformación para los minerales de la zona de Biotita-Cloritoide (Manto de la Plata). (Según G. Dueñas y Navarro-Vilá, 1980)

"La esquistosidad más antigua conservada S<sub>1</sub> se generó durante la fase de deformación D<sub>1</sub> y fue acompañada en su aparición de una cristalización mineral manifiesta. Es una esquistosidad penetrativa a todas las escalas, de flujo, y casi siempre paralela a S<sub>0</sub>, en los casos en que se conservan vestigios de estratificación. ... La fase D<sub>2</sub> genera la esquistosidad comúnmente más perceptible en los esquistos alpujarrides. S<sub>2</sub> es gradualmente más penetrativa hacia términos más profundos de la sucesión; en tramos relativamente elevados se presenta muchas veces como una esquistosidad de crenulación, aun-

que ésta no sea siempre su condición. En efecto, en los micaesquistos más enérgicamente metamorfizados borra completamente a  $S_1$ , conservada como esquistosidad interna de fenoblastos ( $S_1$  discordante con  $S_2$  externa); en rocas más cuarcíticas, reducidas amígdalas de naturaleza cuarzomicaesquistosa, delimitadas con nitidez por franjas contiguas con  $S_2$  penetrativas a escala microscópica, dejan ver micas orientadas ( $S_1$ ) oblicuas a  $S_2$ . Por el contrario, coincidiendo con la Zona de Biotita-Cloritoide, es habitual encontrar  $S_1$  crenulada por  $S_2$ , sobre todo cuando ambas son oblicuas; en estas rocas existen dos lineaciones igualmente penetrativas, una de intersección  $S_1/S_2$  y otra, definida por el microplegado de  $S_1$  crenulada.

Los micropliegues  $P_2$  son reconocibles en lámina delgada y sobre el terreno; no se han encontrado pliegues métricos o más grandes...

Con posterioridad a  $D_1$  existen varios sistemas de pliegues que no han podido ser agrupados por la dispersión de las escasas observaciones disponibles; las consideraremos como parte de  $D_3$ , provisionalmente. Las estructuras producidas evolucionan, a lo largo de la sucesión metapelítica, desde un microplegado tenue hasta la formación de esquistosidades de crenulación (provisionalmente,  $S_3$ ), bien patentes en tramos del Manto de La Plata...

$S_3$  es normalmente poco penetrativa a escala del afloramiento aún en las zonas de más alto grado metamórfico. Un fuerte microplegado de  $S_2$  acompaña a  $S_3$  en los micaesquistos y es característica la presencia de alguna alineación  $L_3$  asociada...

Insistimos en que son varias las etapas de plegamiento que deforman a  $S_2$  y anteriores al apilamiento actualmente visible de unos mantos alpujarrides sobre otros, pero estas fases no pueden ser todavía segregadas". (G. Dueñas y Navarro Vilá, 1980)

Sigue vigente la polémica sobre la existencia de una posible esquistosidad anterior a  $S_1$ , prealpina por tanto.

Esta idea ha sido defendida y argumentada por numerosos autores, entre otros Aldaya (1970). No obstante, este mismo autor, posteriormente (Aldaya, 1981) manifiesta que no existe ninguna prueba concluyente sobre la existencia de dicha etapa metamórfica: "El posible metamorfismo antealpídico, por el que nos hemos pronunciado numerosos autores, no es, por ahora, demostrable en esta región, si bien es algo que tampoco se puede descartar" (Aldaya, op. cit.).

Como ya se ha dicho previamente, durante todo el proceso metamórfico la evolución de  $P$  y  $T$  es un proceso continuo. García Dueñas y Navarro-Vilá (1980) establecen el siguiente esquema de evolución:

Durante la fase de deformación  $D_1$  se originan asociaciones minerales correspondientes a series de facies de presiones intermedias. Todas las asociaciones minerales formadas alcanzaron una situación de equilibrio. Para el grado bajo de metamorfismo la presión debió ser inferior a 4 Kb, para  $500^\circ\text{C}$  de temperatura y "se necesitó un incremento superior a 2 Kb y  $100^\circ\text{C}$  para conseguir dentro del grado medio las asociaciones de mayor grado de metamorfismo" (García Dueñas y Navarro-Vilá, op. cit.).

En la etapa sincinemática y primera parte de la postcinemática de la fase  $D_2$  continua el incremento de  $T$ . La presión sigue creciendo, aunque ya muy débilmente. En la última parte de la etapa postcinemática de la fase  $D_2$  se produce un brusco descenso de la  $P$  y un notable incremento de la  $T$  que conduce a la formación de sillimanita y  $\text{FdK}$  e inicio de la migmatización en los niveles más profundos.

Con estas mismas condiciones se alcanza la fase  $D_3$ , que da lugar a cristalización de algunos minerales según  $S_3$ .

Por tanto, durante todo el proceso metamórfico se produce un incremento constante de la T hasta el final del mismo y un incremento inicial de la presión, que cada vez se hace más débil en el curso de  $D_2$  hasta sufrir una brusca caída al final de esta fase. Por tanto, son los minerales cristalizados con posterioridad a la formación de  $S_2$  los correspondientes a más altas T. Estas nuevas asociaciones no llegaron a alcanzar el equilibrio y forman parte de una serie de facies de baja presión.

Finalmente se produce un proceso general de retrometamorfismo que se manifiesta fundamentalmente en biotitas y granates.

El modelo de metamorfismo alpujárride que precede ha sido propuesto por el mencionado autor a partir de su Manto de La Plata (del grupo Almirante) fundamentalmente; los resultados obtenidos por otros autores en los restantes grupos alpujárrides muestran que este modelo puede extenderse con ligeras modificaciones a todos ellos (Aldaya, 1981 y Aldaya et al, 1981, entre otros).

Aparte de la diferencia, ya citada en la intensidad del gradiente metamórfico, es de destacar que en los restantes grupos de Mantos Alpujárrides las fases de deformación post- $D_2$  no están acompañadas de neoformación de minerales; o bien las fases de deformación fueron algo más tempranas en los dominios de los mantos que hoy se sitúan en el Grupo Almirante, o bien en estos dominios el proceso térmico se prolongó algo más en el tiempo, o bien pudieron ocurrir ambas cosas a la vez.

Como punto de interés para este trabajo y para mayor comprensión de la discusión del siguiente apartado, conviene advertir lo siguiente: en los mantos de los grupos Guadalfeo y Contraviesa la biotita no cristaliza en las formaciones de filitas y cuarcitas durante las fases de deformación

1 y 2 ni en el correspondiente período intercinemático. Aparece sólo esporádicamente en la fase postcinemática post-D<sub>2</sub>; esta biotita ha sido, en general, retrometamorfizada y transformada en clorita.

Dado que se encuentran materiales triásicos afectados por el proceso metamórfico, no existe ninguna duda sobre la edad alpina de dicho proceso. Ya se ha mencionado previamente la posibilidad de que las rocas paleozoicas hubieran sufrido un metamorfismo prealpino.

Conviene, asimismo, señalar que no se han descrito pliegues isoclinales de gran tamaño en las zonas en que se han realizado los muestreos objeto de este estudio que pudieran provocar inversiones y/o repeticiones de los materiales objeto del mismo. En cambio, sí son frecuentes reducciones de espesor de origen tectónico, que pueden no ser homogéneas. Por tanto, la comparación de los valores medios entre unos mantos y otros no es más que una idea global, ya que dichos valores pueden, en general, variar según falten unos paquetes u otros por laminación tectónica.

En todas las series metapelíticas es frecuente la existencia de filones de cuarzo paralelos u oblicuos de bajo ángulo a S<sub>2</sub>. El cuarzo puede estar acompañado por otros minerales tales como albita, mica blanca, calcita, óxido de Fe, epidota y, fundamentalmente, clorita, que forma finos mosaicos de agregados cristalinos.

#### IV-1-2 SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA DE LOS MUESTREOS

Como ya se ha expresado en capítulos anteriores, la elección de los cortes a muestrear se ha realizado tratando de aunar tres objetivos fundamentales: Riqueza en clorita, representatividad de las diversas unidades geológicas y un conocimiento preciso de la geología de la zona.

Dentro del Complejo Alpujarride se ha estimado que las formaciones de filitas y cuarcitas (micaesquistos de grano fino en los mantos de más alto grado de metamorfismo) son las de más interés de cara a este muestreo, debido a que en ellas la clorita forma parte fundamental de la paragénesis principal de la roca. Al mismo tiempo, su orientación clara, paralela a la esquistosidad principal ( $S_2$ , en la mayoría de los casos), y la menor complicación metamórfica de la roca hacen menos complejas las interpretaciones genéticas. En estos muestreos, a la vista del estudio petrográfico, se han considerado no válidas, a efectos de cálculos de valores medios, aquellas muestras donde la clorita no presentara claro su carácter primario (dicho mineral aparece frecuentemente como mineral procedente del retro-metamorfismo de biotita).

Asimismo, se han muestreado también, aunque con mucha menor intensidad, las formaciones inferiores. En dichas formaciones, el carácter retrometamórfico de la clorita es claro a la vista de las láminas delgadas.

Finalmente, se estimó de interés estudiar las cloritas presentes en filoncillos de cuarzo, asociados a las formaciones de filitas y cuarcitas. Este último muestreo se realizó en los mismos cortes utilizados para muestrear dichas formaciones, con el fin de poder comparar las características de las cloritas de los filoncillos con las de las correspondientes a su roca de caja.

En la figura IV-2 puede apreciarse la situación geográfica y geológica de los diferentes cortes muestreados.

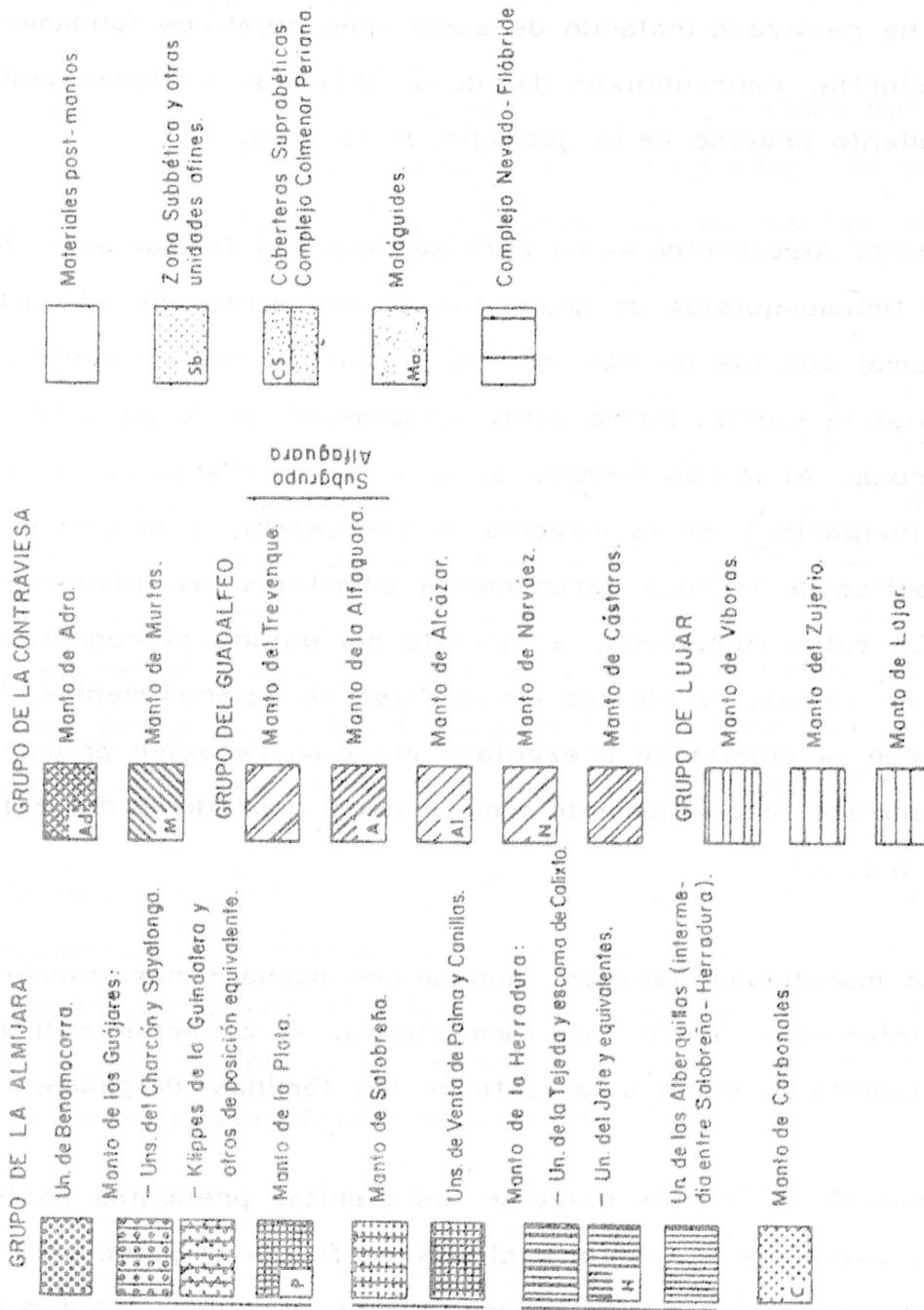
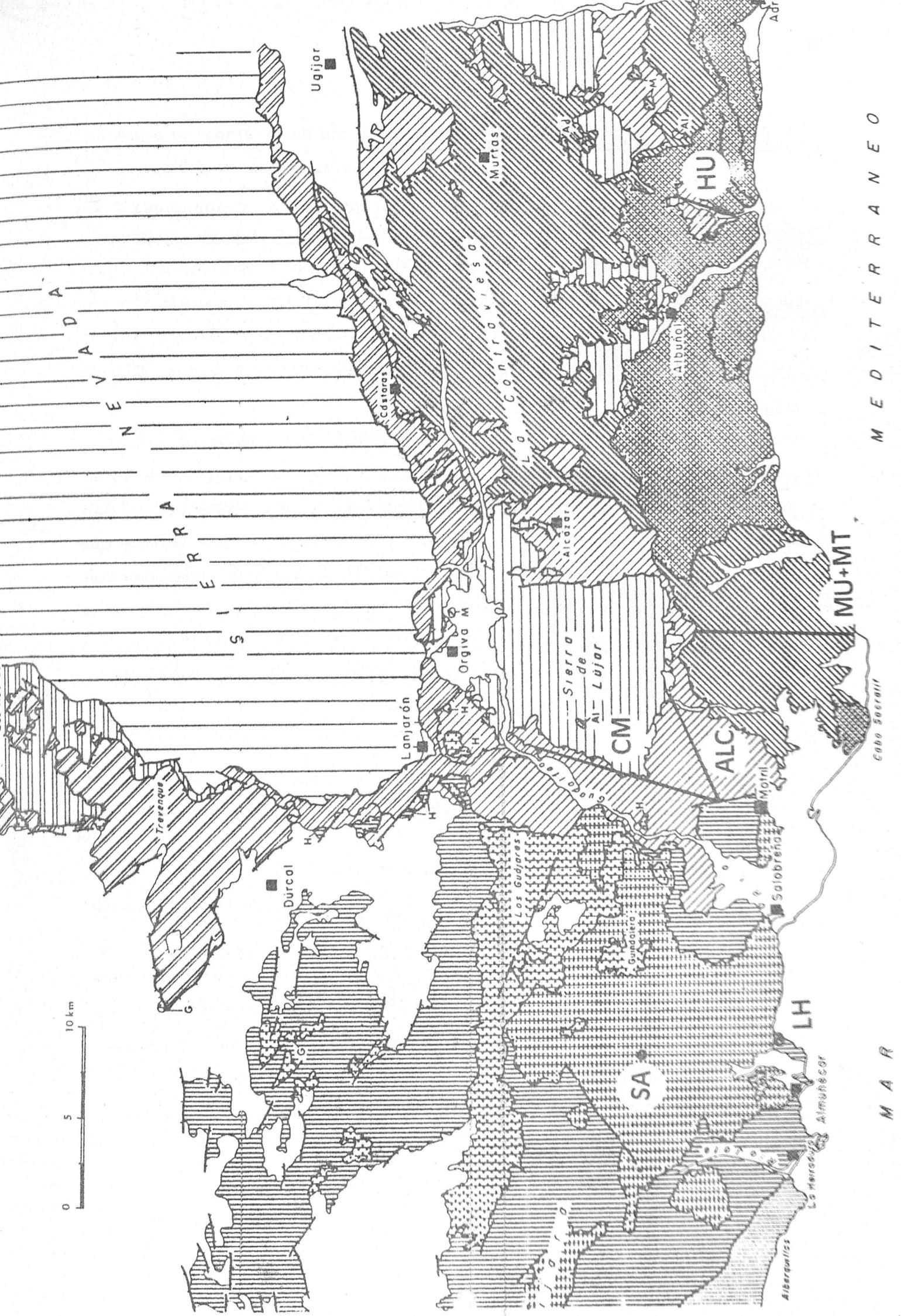


Fig. IV-2. - Situación geográfica y geológica de los cortes muestreados en el Complejo Alpujarride. (Esquema geológico según Aldaya et al. 1981)



#### IV-1-2-1 Formaciones de filitas y cuarcitas

Se han estudiado los tres grupos superiores: Guadalfeo, Contraviesa y Al-  
mijara.

##### IV-1-2-1-1 Grupo Guadalfeo

Dentro del Grupo Guadalfeo se han realizado tres cortes correspondientes  
al Manto de Alcázar:

-Rambla de Huarea (HU). Corresponde a una ventana tectónica donde aflora el manto de Alcázar, por debajo de materiales correspondientes al manto de Adra. Es el más oriental de todos los cortes. Conviene señalar que debido a la naturaleza del mismo, el muestreo corresponde sólo a una parte de la serie de la formación de filitas y cuarcitas, ya que el muro de la formación no aflora y falta la parte superior, pues la superficie de corrimiento que limita por arriba este afloramiento ha cortado a la formación por debajo de su techo.

Este corte ha sido ampliamente estudiado por F. Aldaya (Aldaya, 1969) y las muestras utilizadas, así como numerosos datos geológicos, han sido facilitados por el mismo.

-Gorgoracha (ALC). La parte meridional sigue la antigua carretera de Granada a Motril, desde las inmediaciones de esta ciudad hasta el túnel de la Gorgoracha, después continúa por un camino que va hacia Lagos, por encima de la Loma de la Gorgoracha. Corta oblicuamente la formación de filitas del manto de Alcázar desde el techo (formación carbonatada) hasta el contacto con la formación inferior de esquistos y cuarzoesquistos (el único afloramiento existente de esta última formación en dicho manto). Es

por tanto un corte completo de la formación de filitas, por otra parte el único posible en este manto.

-Carretera de Motril (CM). Este corte fue muestreado y estudiado por J. D. Martín Ramos (Martín Ramos, 1976), en su tesis sobre "Micas de las Cordilleras Béticas". Se ha trabajado, pues, sobre las muestras recogidas por el mismo, extendiendo su estudio a las cloritas. Una referencia completa al mismo puede encontrarse en el trabajo mencionado.

#### IV-1-2-1-2 Grupo Contraviesa

Se ha estudiado un corte correspondiente al manto de Murtas:

-Murtas (MU). Este corte se extiende en dirección S-N desde las cercanías de los Llanos de Carchuna hasta la carretera de Motril-Lújar, en las proximidades del cerro de la Monja. Recoge la serie completa de la formación de filitas del Manto de Murtas desde su techo (formación carbonatada) hasta su muro (formación de esquistos y cuarzo-esquistos). Es aproximadamente perpendicular a la esquistosidad principal.

#### IV-1-2-1-3 Grupo Almijara

Se han estudiado dos cortes correspondientes a los mantos de La Herradura y Salobreña:

-La Herradura (LH). Es un corte de pequeña longitud, situado a lo largo de la carretera de Motril a Almuñecar (N-340) en el km-332-333. Corresponde a la formación de micaesquistos de grano fino del manto de La Herradura (Unidad del Jate), desde su techo (formación carbonatada) hasta los niveles en que la clorita desaparece como mineral propio de la paragénesis fundamental de la roca. Las isogradas están fuertemente conden-

sadas, debido al alto gradiente térmico, y muy posiblemente a una fuerte reducción de espesor de origen tectónico, lo cual explica la reducida longitud del corte.

-Salobreña (SA). Es un corte de características semejantes al anterior, correspondiente a la formación de micaesquistos de grano fino del manto de Salobreña. Esta situado en la carretera de Granada a Almuñecar, al S del pueblo de Otívar.

#### IV-1-2-2 Formación de esquistos y cuarcitas con biotita (cloritas de retrometamorfismo)

Se han muestreado las formaciones correspondientes al Grupo Contraviesa, concretamente los mantos de Murtas y de Adra. El muestreo en el manto de Murtas (MT) es continuación del correspondiente a su formación de filitas a lo largo de la carretera de Motril-Lújar.

Las muestras del manto de Adra corresponden a la zona colindante con la ventana tectónica de la Rambla de Huarea y, al igual que las del corte HU, han sido facilitadas por F. Aldaya.

En estas formaciones la clorita es escasa y siempre de retrometamorfismo. En lámina delgada aparece claramente desorientada y asociada a biotita.

#### IV-1-2-3 Filoncillos

Como ya se ha mencionado, se trata de las cloritas presentes en los filoncillos de cuarzo, a los que se ha hecho referencia previamente en el apartado IV-1-1. Los muestreos se han llevado a cabo en los cortes ALC y MU, previamente descritos. Siempre que ha sido posible, en cada punto

de muestreo se ha tomado una muestra correspondiente a filita y otra a filoncillo. Las siglas correspondientes a filoncillos son las mismas que las de la roca de caja, terminadas en -H.

### IV-1-3. RESULTADOS Y PRIMERAS INTERPRETACIONES

#### IV-1-3-1 COMPOSICION QUIMICA Y MINERALOGICA DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

En este apartado lo único que se pretende es dar una referencia de las composiciones químicas y mineralógicas medias de las muestras con las que se ha trabajado en el presente estudio, con el único fin de que sirva de guía para el estudio de la clorita que se va a hacer en los apartados sucesivos. Este es pues el único valor de tales datos, ya que el carácter del muestreo realizado no permite extraer de los mismos un valor intrínseco desde el punto de vista geoquímico o mineralógico. En efecto, al realizar los muestreos se han seleccionado aquellas muestras que en apariencia presentaban una mayor riqueza en clorita, por ser las más apropiadas para nuestro estudio. Este tipo de selección introduce, pues, un factor modificador muy importante de los valores medios obtenidos. Por otra parte, posteriormente, en determinados cortes se han desechado aquellas muestras que no tuvieron claro su carácter primario, o que no ofrecieran datos de suficiente calidad.

La tabla IV-2 recoge las composiciones químicas medias de las muestras analizadas. Hay que señalar que no se han llevado a cabo análisis químicos de todas las rocas estudiadas. De los cuatro cortes correspondientes a filitas se han seleccionado dos: uno correspondiente al manto de Alcázar (Gorgoracha) y el de Murtas. Asimismo, dentro de estos cortes se han seleccionado una parte de las muestras.

COMPOSICIONES QUIMICAS MEDIAS DE LAS ROCAS ANALIZADAS

	FILITAS		MICAESQUISTOS		MICAESQUISTOS DE GRANO FINO			
	GORGORACHA	MURTAS	(RETROMETAMORFISMO)	(II A DE PRADURA Y SAU OBRENA)				
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$
SiO <sub>2</sub>	64,73	15,35	64,10	12,65	68,99	15,44	52,35	17,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,42	6,11	16,47	6,86	13,29	8,92	14,63	5,03
K <sub>2</sub> O	2,08	1,30	2,29	1,03	2,31	2,12	1,03	1,14
Na <sub>2</sub> O	1,26	0,66	1,29	0,72	0,60	0,44	1,00	0,91
MgO	3,41	2,21	2,76	1,49	1,55	0,62	4,02	1,62
FeO	3,66	2,09	3,02	1,73	3,89	1,20	3,19	1,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	1,56	2,07	1,03	4,20	1,47	3,23	1,67
CaO	2,62	3,48	2,18	2,44	0,26	0,10	9,10	12,50
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,18	0,51	0,26	0,85	0,48	0,76	0,35
MnO	0,10	0,07	0,09	0,03	0,07	0,02	0,11	0,04
P. C. (1)	5,68	3,73	4,91	2,29	3,70	2,00	8,53	9,52

(1) La pérdida por calcinación (P.C.) incluye H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub> y C (grafito)

Las composiciones medias de los dos cortes correspondientes a filitas son bastante semejantes entre sí. La diferencia principal radica en un mayor contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en Murtas y de FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO en Gorgoracha.

Los micaesquistos son más ricos en SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. En cambio, el MgO es sensiblemente inferior. Es más bajo el contenido en CaO. Como consecuencia de la carencia de este elemento y escasez de Mg, la P.C. es también inferior, ya que prácticamente casi no se pueden formar CO<sub>3</sub>.

Finalmente, los micaesquistos de grano fino tienen la SiO<sub>2</sub> bastante inferior a las otras unidades. En cambio, el CaO presenta un valor muy superior y como consecuencia también la P.C. es muy elevada. El MgO es también sensiblemente superior. El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presenta un valor intermedio entre el de las filitas y el de los micaesquistos.

La tabla IV-3 recoge las composiciones mineralógicas medias de las muestras estudiadas.

TABLA IV-3

COMPOSICIONES MINERALÓGICAS MEDIAS DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

	Fengita		Paragonita		Clorita		Cuarczo		Feldespatos		Calceda		Dolomita		Hematites		Clorofide	
	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%	g	%
<b>FLITAS</b>																		
Huacra	33	12	10	8	22	13	19	12	1	1	9	15	4	5	2	2		
Morayo	33	13	9	9	25	10	29	17	1	3	2	5			1	1		
C. Moten	38	9	21	16	14	7	17	9	2	3	2	3	3	4	2	2		
Gorgoracha	33	13	14	9	26	14	22	20	1	2	1	2	1	1	1	1	1	4
<b>MIC. GRANO FINO</b>																		
La Herradura	21	16			26	13	29	17	11	6	10	15	1	2	1	2	1	1
Saibroña	19	2	3	3	9	4	46	17	6	4	4	2	9	7	1	2	4	6
<b>MICALSQUISTOS</b>																		
(Retromorfo) (Retromorfo)	30	22	1	2	9	3	19	22	1	2	1	2					18	14

( < 0,5 % )

Tanto en las filitas como en los micaesquistos, los filosilicatos y el cuarczo constituyen la fracción principal. En los micaesquistos el Q es más abundante como cabía esperar de su mayor riqueza en sílice, y los carbonatos están totalmente ausentes en las muestras estudiadas como consecuencia de la escasez de Ca y Mg. Los micaesquistos de grano fino presentan una composición mineralógica más variada con importantes cantidades de feldespatos (fundamentalmente albita) y una mayor cantidad de carbonatos que las otras unidades, consecuencia lógica de su riqueza en Ca y Mg.

Respecto a la distribución de filosilicatos, hay que señalar que, mientras las filitas presentan cantidades importantes de paragonita, este mineral está casi ausente en los micaesquistos y micaesquistos de grano fino. En el primer caso la explicación es clara, ya que el Na es muy poco abundante; en el segundo, aunque es bastante abundante, se emplea preferentemente en la formación de albita. Finalmente hay que señalar que, mientras en las filitas y La Herradura los ferromagnesianos dan fundamentalmente clorita, en los micaesquistos se emplea una gran cantidad en cloritoide, lo que da lugar a una proporción de clorita bastante baja. Salobreña tiene a este respecto un carácter intermedio.

#### IV-1-3-2 Los parámetros de las micas

Como ya se ha dicho en el capítulo de Metodología, estas medidas se han realizado con el fin de obtener datos sobre las condiciones termodinámicas de formación de las muestras estudiadas.

Martín Ramos y R. Gallego, (1976), a partir de datos de Velde (1967) y Sassi et al (1974), entre otros, establece que el  $b_0$  de las micas es función tanto de la presión como de la temperatura de formación.

Estos mismos autores (M. Ramos y R. Gallego, 1976) proponen la diferencia angular ( $\Delta 2\theta$ ) entre las reflexiones (00, 10) de la moscovita y paragonita como medida de la temperatura, estando su valor aproximadamente exento de influencias de la presión.

De la medida de estos dos parámetros se han obtenido los siguientes valores medios, para cada uno de los cortes:

TABLA IV-4

Valores medios del  $b_0$  de las micas  
y de la diferencia angular ( $\Delta 2\theta$ ) entre las reflexiones  
(00,10) de la moscovita y paragonita

<u>Corte</u>	<u><math>b_0</math> (1)</u>		<u>M-P (2)</u>	
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$
Salobreña	9,001	0,006	—	—
Huarea	9,006	0,005	1,670	0,026
Murtas	9,010	0,008	1,685	0,026
C. de Motril	9,012	0,008	1,712	0,025
Gorgoracha	9,016	0,005	1,725	0,021

(1) Expresado en  $\text{\AA}$

(2) " " " grados

No se han podido realizar medidas de este tipo en La Herradura, debido al carácter muy minoritario de las micas blancas y en Salobreña sólo se ha podido medir el  $b_0$ , ya que la paragonita sólo aparece de forma esporádica y siempre en proporciones muy bajas.

La correlación entre ambos parámetros es patente, tal y como se muestra en la figura IV-3, para los cuatro cortes correspondientes a filitas.

De la observación de esta figura queda claro que las diferencias de valores de unos cortes a otros vienen determinadas por la misma causa para ambos parámetros, dado el elevado coeficiente de correlación.

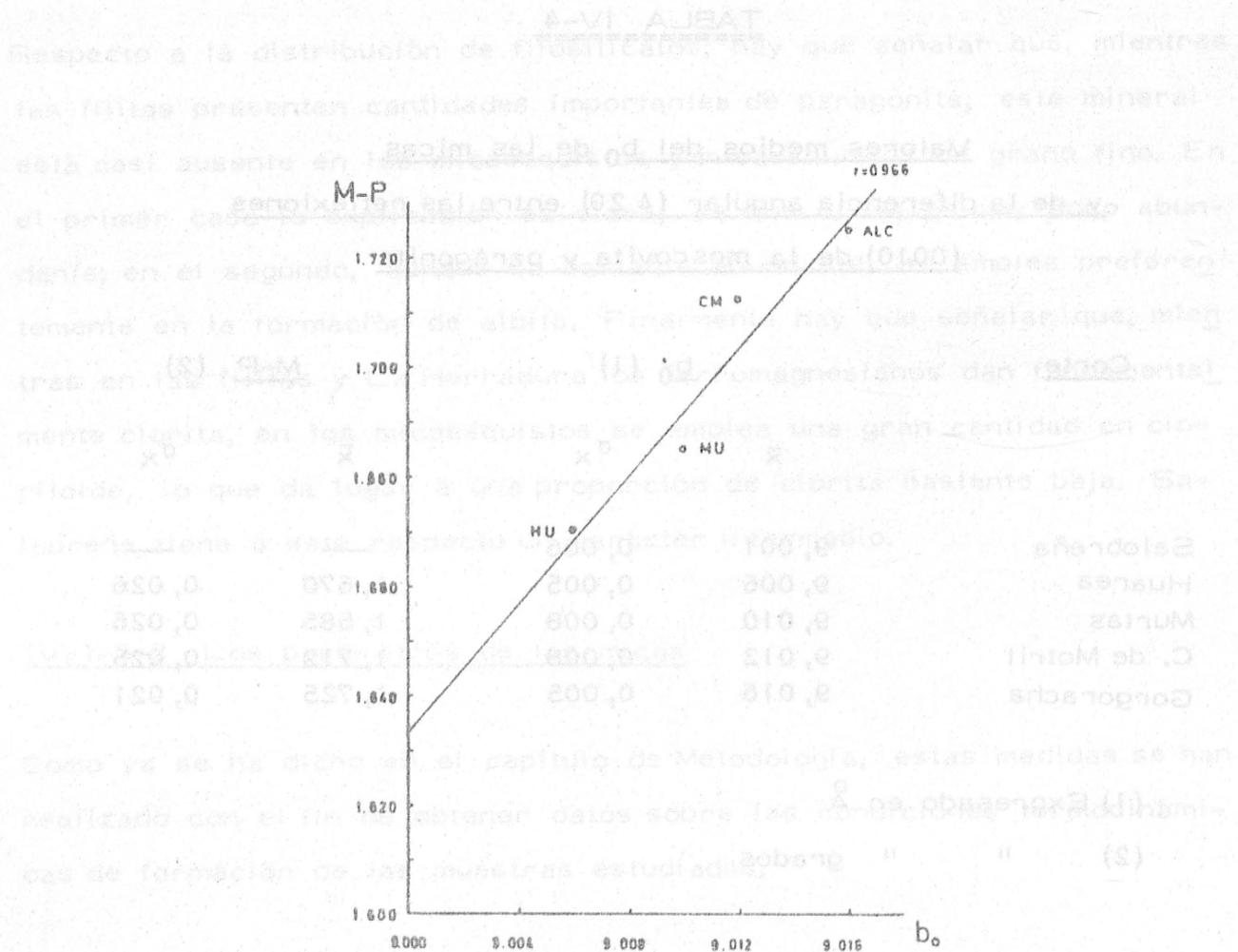


Fig. IV-3 - Relación entre el  $b_0$  de las micas blancas y la diferencia angular de las reflexiones 00, 10 de la moscovita y paragonita, para los cuatro cortes de filitas.

En este caso concreto y puesto que el incremento angular es función fundamentalmente de la temperatura, debe ser este factor el que da lugar a las diferencias existentes en el  $b_0$ . Cabe pensar que las diferencias de presión de unos cortes a otros son mínimas.

El mismo intento de correlación llevado a cabo muestra a muestra en lugar de corte a corte, presenta una elevada dispersión de las poblaciones de puntos, lo que invalida todo intento de establecer correlaciones

de muestras aisladas. En realidad, este hecho no hace sino reafirmar la idea de que medidas de este tipo ofrecen información valoradas desde un punto de vista estadístico y son de nula o escasa utilidad para una determinada muestra en particular. Ya Martín Ramos (1976) recuerda la enorme influencia que sobre estos parámetros tiene la composición química y que para su utilización como geotermómetros o geobarómetros es preciso contar con rocas de composición lo más homogénea posible. Concretamente las muestras objeto de este estudio, aunque de composición litológica y mineralógica muy semejante, presentan importantes variaciones en el quimismo global, como puede comprobarse en el Apéndice II, tabla A-1. Por otra parte, factores tectónicos o metamórficos de carácter local pueden tener una fuerte influencia sobre el valor de dichos parámetros para cada muestra en concreto. En este sentido hay que señalar que las reducciones de espesor de origen tectónico en los Alpujárrides pueden no ser homogéneas y por tanto no es posible conocer cuál es la distancia real en la serie primitiva entre dos puntos de muestreo.

Por tanto, a partir del  $b_0$  e  $\Delta 2\theta(00,10)$  Moscovita-Paragonita medios de cada corte se puede obtener una valiosa información sobre la temperatura de formación media del corte, de forma que los valores más pequeños de  $b_0$  e  $\Delta 2\theta$  corresponden a las temperaturas más altas.

De esta forma se obtiene para los cuatro cortes de filitas la siguiente secuencia de mayor a menor temperatura:

Huarea-Murtas-C. Motril-Gorgoracha

Desde el punto de vista geológico, este orden es perfectamente admisible. En efecto, Huarea corresponde a una ventana tectónica que sólo deja al descubierto una parte de la serie total correspondiente al manto de

Alcázar. Según Aldaya (comunicación personal), esta parte se encuentra mucho más próxima al muro de la serie que al techo. Por tanto, su temperatura media de formación ha de ser necesariamente superior a la de cualquier formación de filitas en su conjunto.

Del resto de los cortes MURTAS corresponde a un manto superior y por tanto a zonas de metamorfismo más intenso, ya que según Aldaya (1969), conforme se asciende en la serie de los mantos Alpujarrides, éstos corresponden a zonas metamórficas más profundas.

Finalmente, C. Motril y Gorgoracha son dos cortes muy semejantes que pertenecen ambos al manto de Alcázar y se encuentran en zonas geográficas muy cercanas. De hecho, la zona superior de ambos cortes coincide, si bien los puntos de muestreo son independientes. No obstante, mientras el muestreo de Gorgoracha representa un corte completo de muro a techo del manto de Alcázar, el muestreo de C. de Motril no presenta un carácter tan claro, ya que en la zona en que se realiza, el manto sufre grandes variaciones de espesor en muy pocos Kms. y la geometría de las superficies de corrimiento es bastante compleja, no estando pues claro cuáles son los tramos de la serie muestreados en C. Motril. Ello puede explicar las ligeras diferencias existentes en los parámetros de las micas entre uno y otro muestreo, a pesar de su proximidad geográfica.

Finalmente, el corte de Salobreña, que es el único de los correspondientes a micaesquistos de grano fino, en el que se ha podido realizar medida de parámetros de micas, presenta un  $b_0$  medio de 9,001 muy inferior a los correspondientes a filitas, tal y como cabe esperar de una formación de más alto gradiente térmico.

Por tanto, utilizaremos tanto el  $b_0$  como la M-P (1) de la mica como una medida de la temperatura media de formación de cada corte, con el fin de cuantificar las relaciones de los diversos parámetros de la clorita con esta variable.

(1) A partir de ahora expresaremos mediante esta abreviatura el incremento angular  $d_{00,10}$  Moscovita-Paragonita.

#### IV-1-3-3 Las características ópticas de la clorita. Color de interferencia

En el capítulo de Metodología (Apartado III-B-1) se han definido diez tipos de cloritas atendiendo a sus características ópticas, fundamentalmente el color de interferencia.

La fig. IV-4 recoge histogramas de frecuencia de dichos tipos en cada uno de los muestreos realizados.

El primer hecho que se observa es la fuerte dispersión existente, sobre todo en los muestreos correspondientes a filitas (HU, MU, CM, ALC) y a sus filoncillos (FI). En cambio, se observa un predominio bastante marcado del tipo IV y contiguos a éste en los muestreos correspondientes a micaesquistos de grano fino (LH, SA). Por último hay un predominio absoluto del tipo 10 en las cloritas de retrometamorfismo en micaesquistos (MT).

Asimismo se observa como los tipos correspondientes a cloritas más ricas en Fe predominan en las formaciones de más baja temperatura de formación (MT), mientras que los tipos menos ferríferos lo hacen en las de más alta temperatura (LH y SA). Las filitas y filoncillos presentan un carácter intermedio. Debido a la fuerte dispersión existente en estos últimos muestreos no es posible apreciar ningún tipo de relación entre características ópticas y temperatura media de formación dentro de las propias filitas. Por otra parte, debido a las pequeñas diferencias en el contenido en Fe observadas, se precisarían de métodos de estudio más finos para detectar estas relaciones posibles.

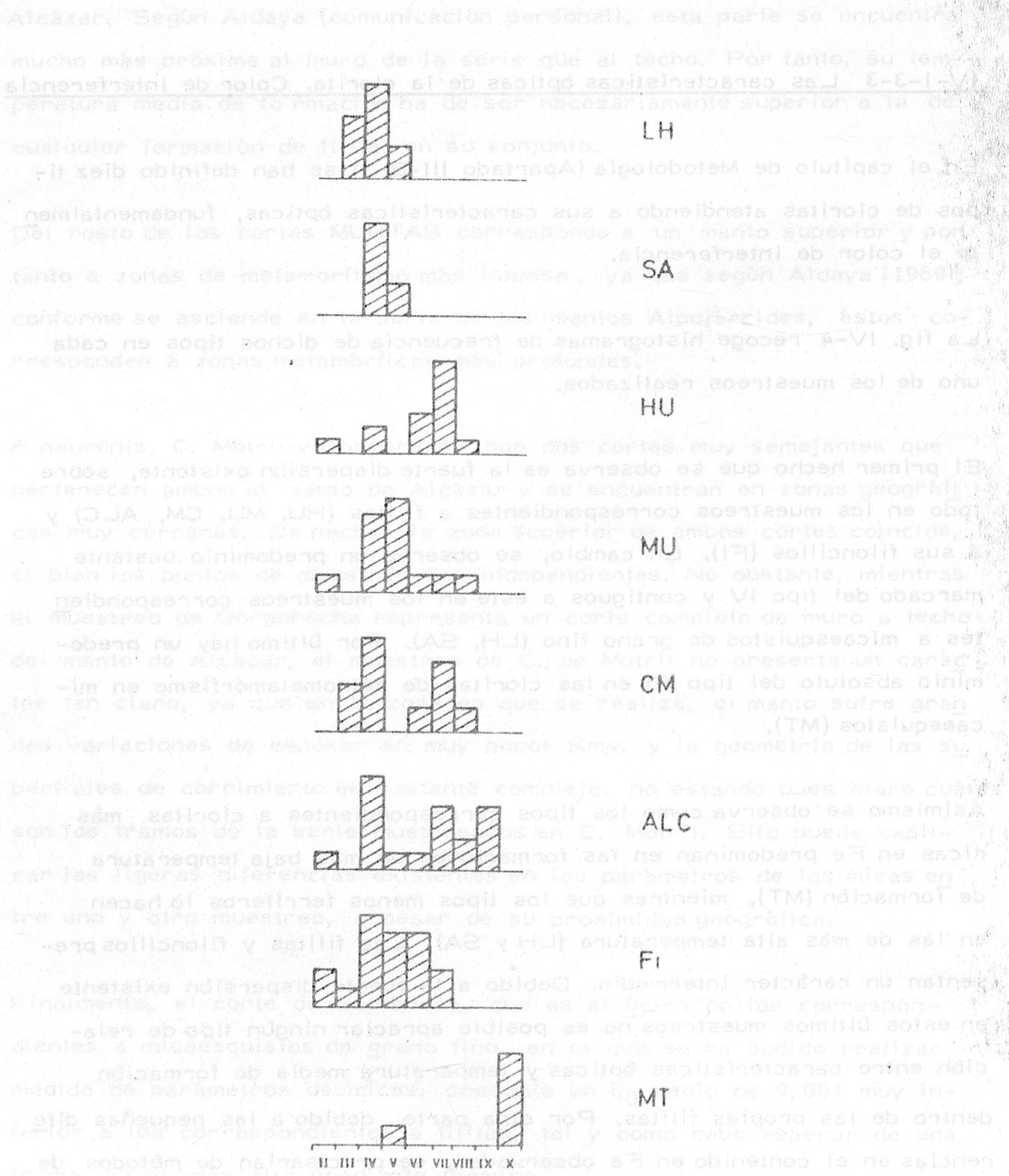


Fig. IV-4 - Frecuencias relativas de aparición de los tipos ópticos de cloritas, definidos en la tabla III-2, en cada uno de los cortes muestreados.

IV-1-3-4 El parámetro  $b_0$  de las cloritas

La tabla IV-5 recoge las medias y desviaciones standar de los valores del  $b_0$  de las cloritas para los diferentes muestreos estudiados.

TABLA IV-5

Valores medios del  $b_0$  de las cloritas

<u>Micaesquistos de grano fino</u>	$\bar{x}$	$\sigma_x$
La Herradura	9,257	0,004
Salobreña	9,262	0,003
<u>Filitas</u>		
Huarea	9,267	0,012
Murtas	9,269	0,012
C. Motril	9,276	0,011
Gorgoracha	9,277	0,014
<u>Filoncillos</u>		
Murtas	9,262	0,010
Alcázar	9,264	0,007
Total	9,263	0,009
<u>Micaesquistos (retrometamorfismo)</u>	9,300	0,005

Se observa un incremento en el valor del  $b_0$  conforme desciende la temperatura media de formación. Así, los muestreos de más alta T (LH y SA) ofrecen los valores más bajos de  $b_0$  mientras que las cloritas de retrometamorfismo (MT) presentan el valor más alto.

Dentro de las filitas se observa bien esta misma tendencia. La fig. IV-5 recoge la relación entre el  $b_0$  de la clorita y los parámetros de las micas. El coeficiente de correlación es de 0,960 para el caso del  $b_0$  y de 0,987 para el de M-P. La relación con la temperatura media de formación es pues patente. De hecho, la correlación es algo mejor con el parámetro M-P, que es reflejo casi exclusivamente de la temperatura, que con el  $b_0$  de la mica, que se encuentra influenciado también por la presión.

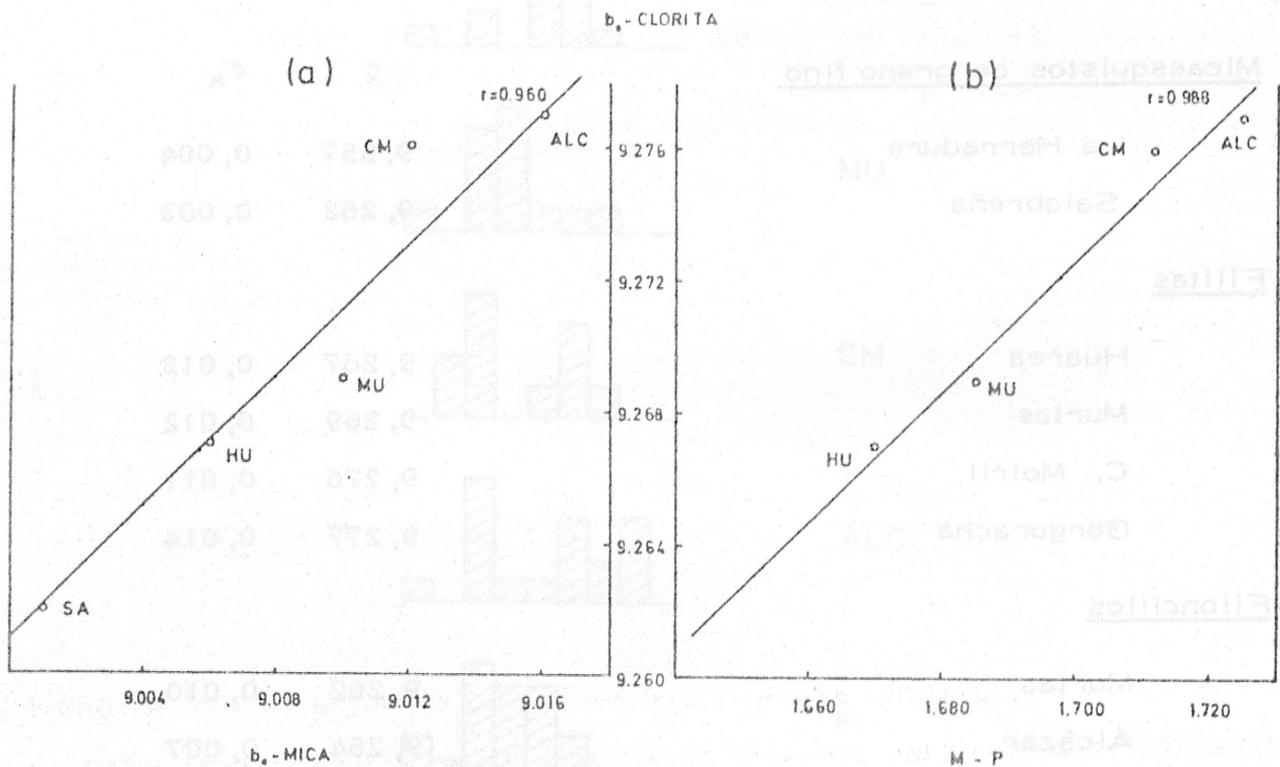


Fig. IV-5 - Relación entre el  $b_0$  de la clorita y los parámetros de las micas. a) Con el  $b_0$  b) Con M-P

Para los filoncillos se observa un valor intermedio entre las filitas y los micaesquistos de grano fino. Asimismo se observa dentro de ellos una li-

gera diferencia entre los correspondientes al manto de Murtas, que presentan un valor algo más bajo, y los correspondientes al manto de Alcázar. Esta diferencia es asimismo congruente con las temperaturas de formación de ambos mantos.

Como puede observarse, los valores de las desviaciones standar indican una dispersión del  $b_0$  mucho mayor en los muestreos de filitas que en los de micaesquistos de grano fino y cloritas de retrometamorfismo, que en general presentan valores muy constantes.

#### IV-1-3-5 Las relaciones de intensidades de las cloritas

En la tabla IV-6 se recogen los valores medios y desviaciones standar para cada uno de los muestreos, de una serie de relaciones de intensidades características. De acuerdo con lo desarrollado en los apartados II-4-1-2 y III-B-2, las cinco primeras están relacionadas fundamentalmente con el contenido en Fe de la clorita (la  $I_3 + I_5 / I_4$  mediante relación inversa) y la última ( $I_3 / I_5$ ) con la asimetría en la distribución de este elemento entre ambas capas octaédricas.

Para las cinco primeras relaciones se observan tendencias generales de variación con la temperatura media del muestreo, tal y como ya se ha estudiado para el  $b_0$  en el apartado anterior.

En la relación  $I_3 + I_5 / I_4$  es en la que se observa de forma más patente esta tendencia. Así, los muestreos de más alta T (LH y SA) presentan los valores más altos, y el de más baja T (MT) el más bajo, correspondiendo a los muestreos de filitas los valores intermedios: Dentro de estos últimos es patente también la relación con la temperatura, conocida de forma relativa a partir de los parámetros de las micas, tal y como puede observarse en la fig. IV-6.

TABLA IV-9

VALORES MEDIOS DE RELACIONES DE INTENSIDADES

	$\frac{I_3 + I_5}{I_4}$	$\frac{I_4}{I_3}$	$\frac{I_4}{I_5}$	$\frac{I_2 + I_4}{I_1}$	$\frac{I_3}{I_5}$
<b>Micasquistas</b>					
La Unión Adarza	0,662	0,078	1,698	0,214	4,083
Laboarena	0,724	0,079	2,050	0,330	4,670
<b>Filitas</b>					
Huarea	0,700	0,003	1,946	0,231	5,452
Alcázar	0,697	0,092	1,964	0,255	5,794
C. Blaua	0,694	0,110	2,049	0,425	5,361
Corquecho	0,653	0,115	2,165	0,447	5,056
<b>Filoncillos</b>					
Murtas	0,722	0,085	1,950	0,269	5,088
Alcázar	0,655	0,060	2,155	0,276	5,427
Total	0,687	0,080	2,028	0,260	5,254
<b>Micasquistas</b>	0,497	0,062	2,912	0,337	6,836

Los filoncillos presentan valores semejantes a las filitas. Concretamente su media total se encuentra comprendida entre los valores de Murtas y Huarea. Los valores medios parciales para cada manto están ligeramente por encima de sus correspondientes rocas de caja, aunque conservan la misma tendencia de variación que éstas. Así, Murtas presenta un valor superior a Alcázar.

En general, las mayores dispersiones de valores corresponden a las filitas, mientras los filoncillos y sobre todo los micaesquistas presentan valores mucho más constantes.

La relación  $I_3 / I_5$  no presenta a simple vista ningún tipo de tendencia. Aunque se observan agrupaciones de valores significativos como las co-

respondientes a los filoncillos en ambos mantos, o las de los muestreos de filitas, en especial CM y ALC; no está clara la causa de este tipo de agrupaciones.

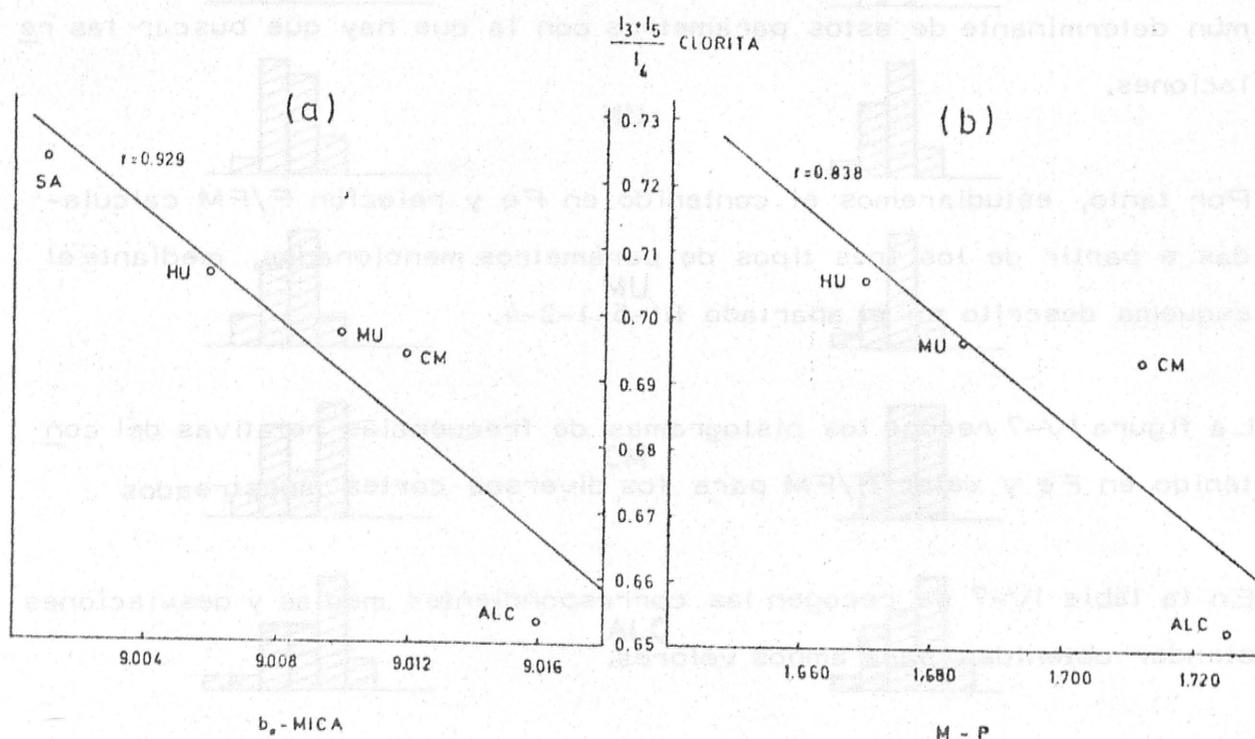


Fig. IV-6 - Relación entre  $\frac{I_3+I_5}{I_4}$  de la clorita y los parámetros de las micas: a) Con el  $b_0$  b) Con M-P.

#### IV-1-3-6 El contenido en Fe de las cloritas. La relación F/FM

Todo lo expuesto hasta ahora en este capítulo indica unas relaciones significativas de los parámetros estudiados con la temperatura media de formación en los diferentes muestreos. De acuerdo con lo desarrollado en los capítulos II y III, y como ya se apunta al dar los resultados obtenidos, los tres tipos de parámetros: características ópticas, eje  $b_0$

y relaciones de intensidades, tienen una dependencia directa y casi unica del contenido en Fe, o relación F/FM de la clorita. Ello nos ha llevado a hacer en sus respectivos apartados una exposición lo más breve y suscita posible reservando un desarrollo más extenso y detallado para el presente, ya que el autor entiende que es con la causa común determinante de estos parámetros con la que hay que buscar las relaciones.

Por tanto, estudiaremos el contenido en Fe y relación F/FM calculadas a partir de los tres tipos de parámetros mencionados, mediante el esquema descrito en el apartado III-5-1-2-4.

La figura IV-7 recoge los histogramas de frecuencias relativas del contenido en Fe y valor F/FM para los diversos cortes muestreados

En la tabla IV-7 se recogen las correspondientes medias y desviaciones standar obtenidas para ambos valores.

Es clara la existencia de importantes diferencias para estos parámetros, no sólo entre distintas unidades, sino dentro de una misma unidad entre las diferentes muestras. En los dos apartados siguientes estudiaremos las posibles causas de estas variaciones: Condiciones termodinámicas de formación y composición química del sistema.

IV-1-3-6-1. Su relación con las condiciones termodinámicas de forma  
ción

En efecto, tal y como indicaban los tres tipos de parámetros estudiados hasta el momento, el contenido en Fe de la clorita y su relación F/FM presentan una dependencia directa de la temperatura de formación.

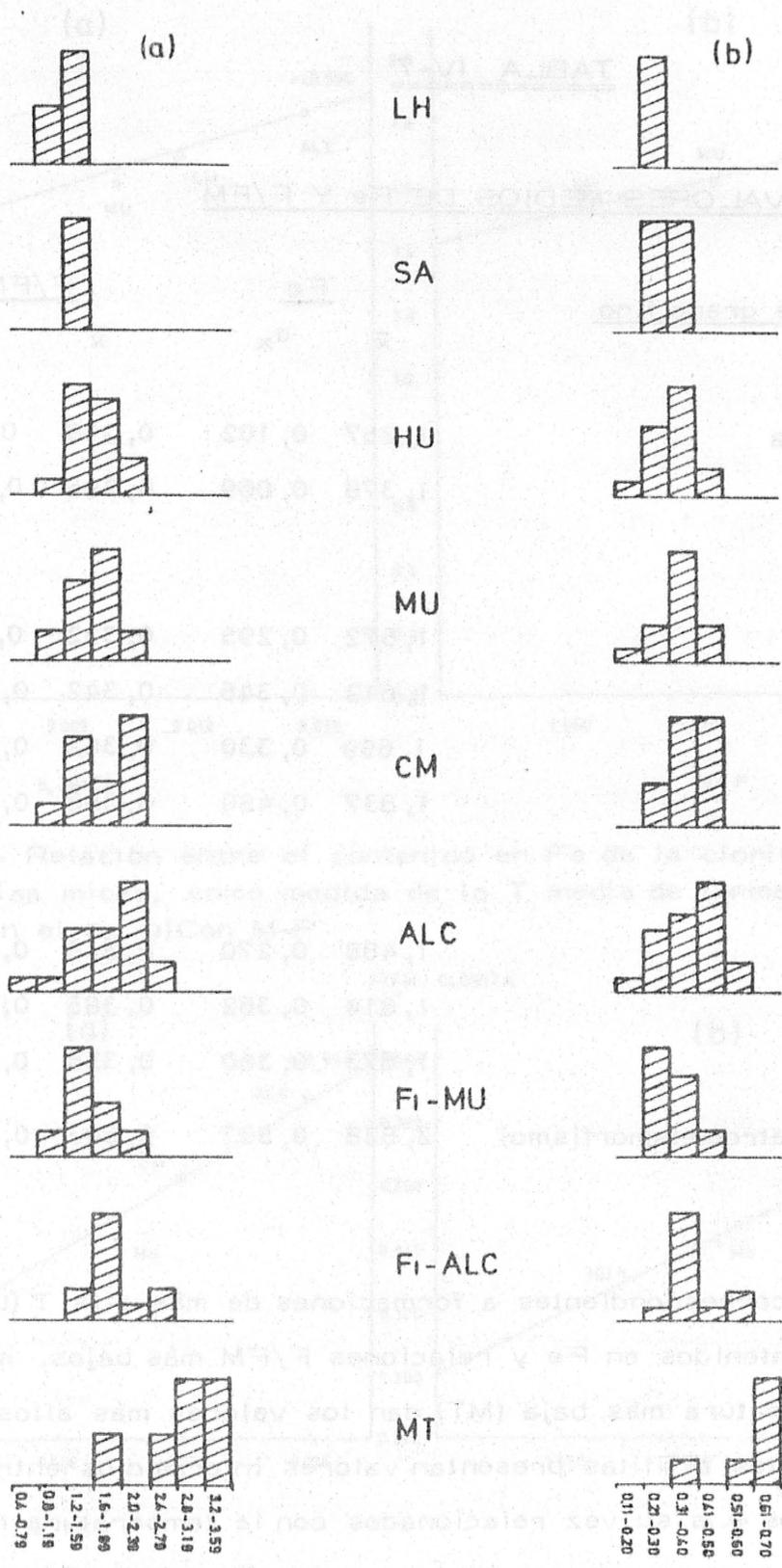


Fig. IV-7 - Frecuencias relativas de: a) Contenido en Fe b) Relación F/FM, para los diversos cortes.

TABLA IV-7

VALORES MEDIOS DE Fe Y F/FM

	Fe		F/FM	
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$
<u>Micaesquistos de grano fino</u>				
La Herradura	1,267	0,102	0,268	0,023
Salobreña	1,378	0,069	0,295	0,017
<u>Filitas</u>				
Huarea	1,572	0,295	0,332	0,061
Murtas	1,612	0,346	0,342	0,072
C. Motril	1,699	0,330	0,362	0,070
Gorgoracha	1,837	0,480	0,388	0,100
<u>Filoncillos</u>				
Murtas	1,488	0,270	0,318	0,059
Alcázar	1,814	0,362	0,385	0,076
Total	1,673	0,360	0,356	0,077
<u>Micaesquistos (Retrometamorfismo)</u>	2,828	0,537	0,603	0,109

Así, los cortes correspondientes a formaciones de más alta T (LHy SA) presentan los contenidos en Fe y relaciones F/FM más bajos, mientras que los de temperatura más baja (MT) dan los valores más altos. Los cortes correspondientes a filitas presentan valores intermedios entre estos dos tipos extremos y a su vez relacionados con la temperatura media de formación, tal y como puede apreciarse en las figuras IV-8 y IV-9.

Fe-CLORITA

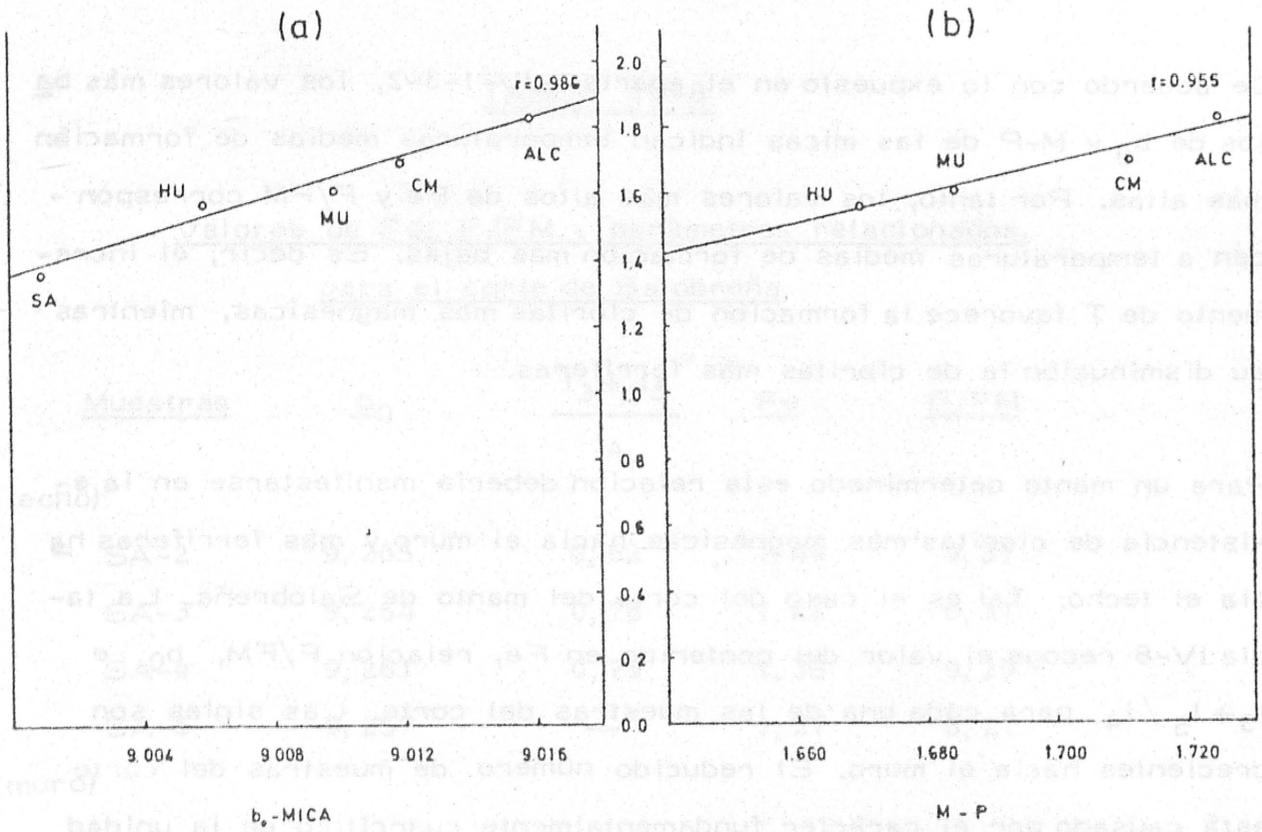


Fig. IV-8 - Relación entre el contenido en Fe de la clorita y los parámetros de las micas, como medida de la T media de formación de cada corte. a) Con el  $b_0$  b) Con M-P

F/FM - CLORITA

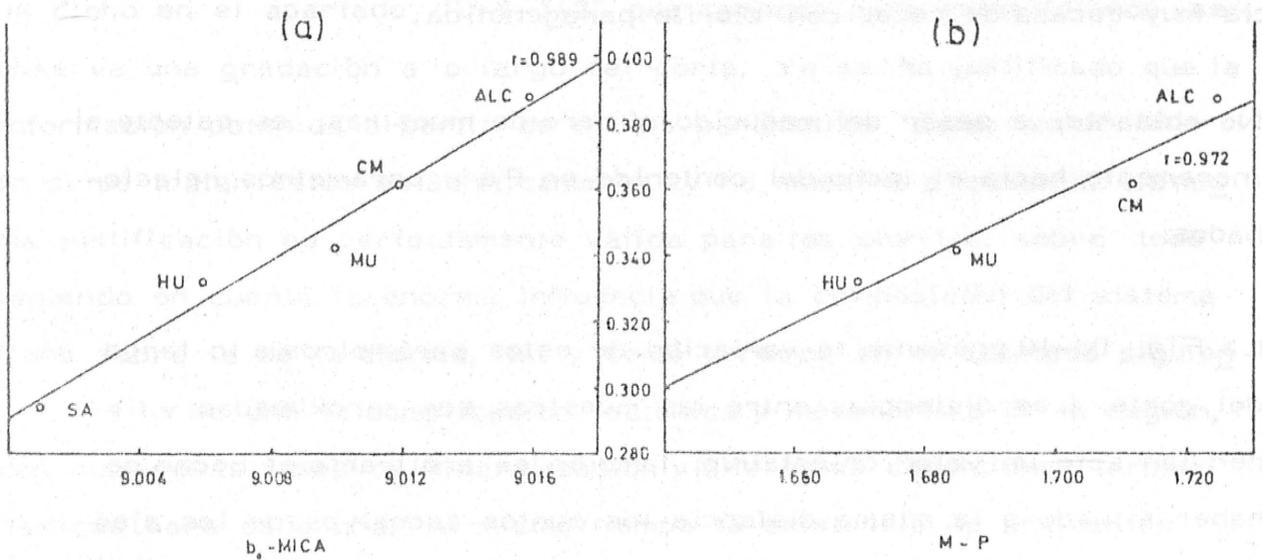


Fig. IV-9 - Relación entre F/FM de la clorita y los parámetros de las micas. a) Con el  $b_0$  b) Con M-P

(d) (p)

De acuerdo con lo expuesto en el apartado IV-1-3-2, los valores más bajos de  $b_0$  y M-P de las micas indican temperaturas medias de formación más altas. Por tanto, los valores más altos de Fe y F/FM corresponden a temperaturas medias de formación más bajas. Es decir, el incremento de T favorece la formación de cloritas más magnésicas, mientras su disminución la de cloritas más ferríferas.

Para un manto determinado esta relación debería manifestarse en la existencia de cloritas más magnésicas hacia el muro y más ferríferas hacia el techo. Tal es el caso del corte del manto de Salobreña. La tabla IV-8 recoge el valor del contenido en Fe, relación F/FM,  $b_0$  e  $I_3+I_5/I_4$  para cada una de las muestras del corte. Las siglas son crecientes hacia el muro. El reducido número de muestras del corte está causado por el carácter fundamentalmente cuarcítico de la unidad en que está realizado, lo que hace difícil encontrar muestras ricas en filosilicatos. A ello se une, incrementando esta dificultad el hecho de que las isograsas están muy cercanas, lo que da lugar a una potencia muy escasa de rocas con clorita paragenética.

No obstante, a pesar del reducido número de muestras, es patente el incremento hacia el techo del contenido en Fe y parámetros relacionados.

La Fig. IV-10 presenta la variación de estos parámetros a lo largo del corte. Las distancias entre las muestras son aproximadas y tienen tan sólo un valor orientativo; también es arbitrario el hecho de haber situado a la misma distancia los puntos sucesivos de los ejes de ordenadas en cada una de las gráficas; se pretende mostrar la tendencia que se observa en todas ellas, es decir, las diferencias de pendiente media de las gráficas no pretende significar nada.

TABLA IV-8

Valores de Fe, F/FM y parámetros relacionados,  
para el corte de Salobreña

<u>Muestras</u>	<u>b<sub>0</sub></u>	$\frac{l_3 + l_5}{l_4}$	<u>Fe</u>	<u>F/FM</u>
(techo)				
SA-2	9,265	0,62	1,49	0,31
SA-3	9,264	0,76	1,46	0,31
SA-4	9,261	0,79	1,38	0,29
SA-5	9,257	—	1,27	0,27
(muro)				

Esta misma disposición no es patente en el resto de los cortes. El estudio de los parámetros de las micas de los mismos revela, como ya se ha dicho en el apartado IV-1-3-2, que tampoco para estos últimos se observa una gradación a lo largo del corte. Ya se ha justificado que la información obtenida a partir de dichos parámetros tiene valor sólo — lo si se tratan éstos estadísticamente, y no muestra a muestra. La misma justificación es perfectamente válida para las cloritas, sobre todo teniendo en cuenta la enorme influencia que la composición del sistema tiene sobre la de la clorita, tal y como veremos en el apartado siguiente. A ello se une la complicación tectónica y metamórfica de la región, con numerosas fases de mineralización y diferentes condiciones termodinámicas para cada una. Al mismo tiempo la existencia de accidentes tectónicos locales y más concretamente de superficies de cizalla, difíciles de detectar por lo monótono de las series puede contribuir a complicar aún más la cuestión. Por todo ello, los cortes en que se puede detectar claramente una gradación interna en estos parámetros han de ser realmente una excepción, como ocurre con el mencionado de Salobreña.

De acuerdo con lo expuesto en el apartado 2.3.1, los valores más altos de  $F_3$  y  $F_4$  se obtienen en las muestras tomadas en el punto 2, lo que indica un mayor grado de oxidación en este punto. Por otro lado, los valores más bajos de  $F_3$  y  $F_4$  se obtienen en las muestras tomadas en el punto 5, lo que indica un menor grado de oxidación en este punto. Los valores de  $F_3$  y  $F_4$  en las muestras tomadas en el punto 3 son intermedios, lo que indica un grado de oxidación intermedio en este punto.

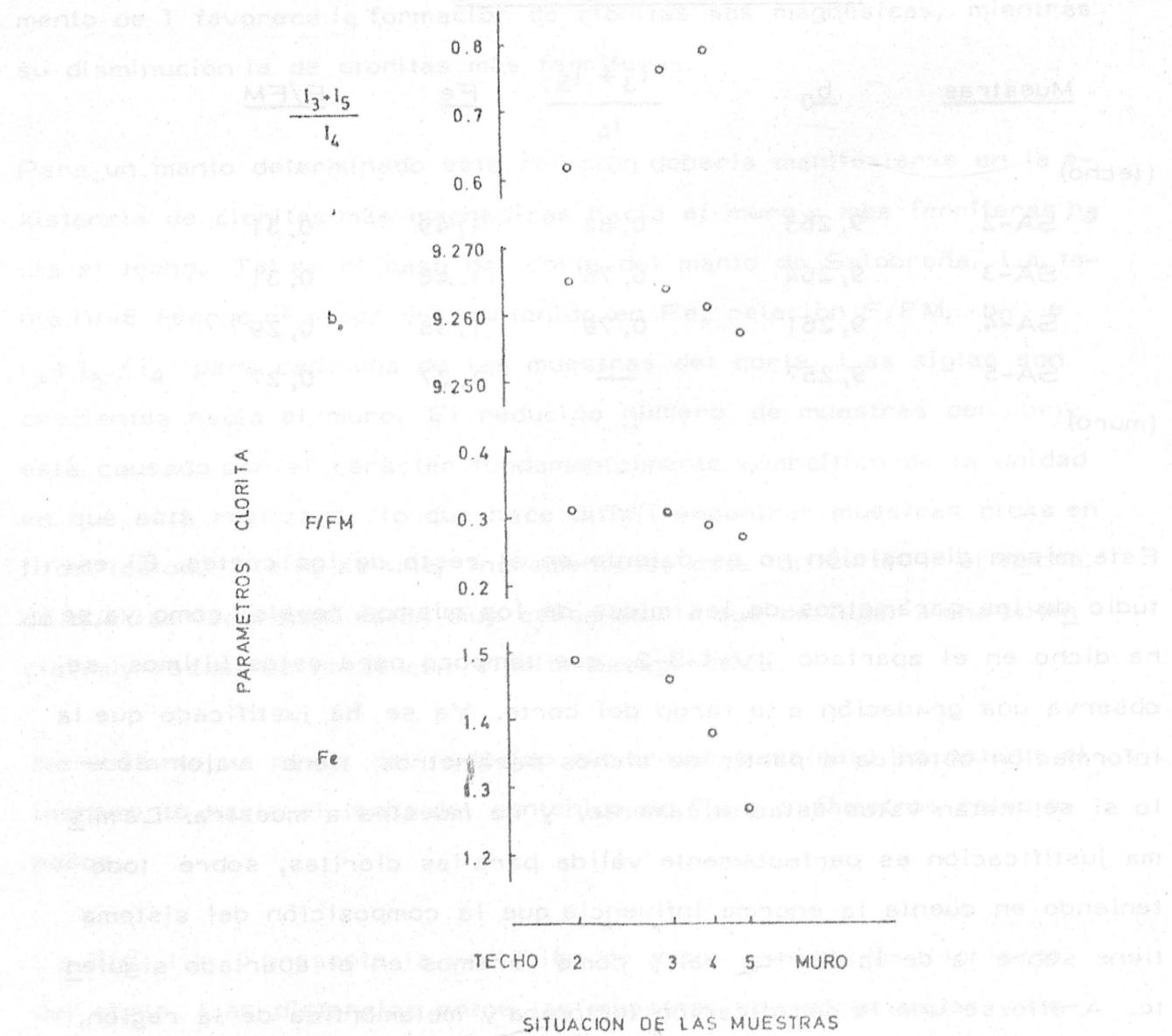


Fig. IV-10 - Variación del contenido en Fe, F/FM y parámetros relacionados, a lo largo del corte de Salobreña (Las distancias entre puntos de muestreo son sólo aproximadas).

Hubiera sido interesante estudiar diferencias de composición entre cloritas correspondientes a diferentes fases de mineralización, dentro de una misma muestra, ya que en este caso disminuiría o no existiría la influencia distorsionante de características tales como la composición del sistema o accidentes tectónicos locales. Sin embargo, el pequeño tamaño de grano de las muestras objeto de este estudio ha impedido una determinación exacta de la composición de cada una de las fases, sobre todo teniendo en cuenta que las diferencias son muy pequeñas, ya que la temperatura no sufre variaciones espectaculares a lo largo del proceso de mineralización.

No obstante, un hecho claro es que la composición de la clorita no es totalmente homogénea para todos los granos de la muestra. Aparte de diferencias en el color de interferencia, a veces incluso a nivel de un sólo grano, este hecho se ha demostrado en algunas muestras, en las que se han estudiado diferentes fracciones obtenidas con el separador isodinámico. Tales fracciones muestran diferencias en el contenido en Fe, a veces muy importantes (ver tabla IV-9 a título de ejemplo).

Las mayores diferencias se observan entre cloritas propias de la paragénesis de la roca, por tanto orientadas bien según  $S_2$  (el caso más general) o bien según  $S_1$ , y cloritas claramente posteriores, desorientadas, más grandes y presumiblemente formadas durante la fase de retrometamorfismo, por tanto a una temperatura muy inferior. Las diferencias en este caso son claramente perceptibles a partir de las características ópticas. Las cloritas orientadas según una esquistosidad presentan siempre contenidos en Fe menores que las desorientadas, correspondientes a la fase de retrometamorfismo. Estas últimas suelen pertenecer ópticamente al tipo 8 (isótropas), definido en el apartado III-B-1 (ver tabla III-2), mientras las orientadas pertenecen

a tipos ópticos de más bajo contenido en Fe. Conviene señalar aquí que el valor de Fe obtenido a partir del  $b_0$  correspondería solamente a las fases bien orientadas, ya que tal medida se realizó sobre lámina delgada orientada de forma que se favorecieran solamente las reflexiones 060 correspondientes a dichas cloritas (ver capítulo de Metodología, apdo. III-5-1-1-1). En cambio, el valor obtenido a partir de las relaciones de intensidades correspondería a la media de todas las cloritas presentes en la muestra. Ello justifica que normalmente el valor obtenido mediante relaciones de intensidades sea mayor que el obtenido a partir del  $b_0$ . Debido a estas consideraciones, en aquellas muestras que presentaban un elevado número de cristales de clorita desorientados se ha utilizado siempre el valor obtenido a partir del  $b_0$  para los cálculos de valores medios de Fe del corte. Cuando tal medida no fue posible, la muestra se desechó.

TABLA IV-9

Contenidos en Fe obtenidos para la muestra ALC-8  
sobre diferentes fracciones del separador isodinámico

	<u>Fe</u>
<u>A partir del <math>b_0</math> (sobre lámina delgada)</u>	2, 27
<u>A partir de relaciones de intensidades</u>	
Fracción paramagnética 0,4 mA	2, 1
Fracción de 0,4 a 0,5 "	2, 5
Fracción de 0,5 a 0,6 "	2, 5

En cuanto a las cloritas de los filoncillos, presentan una composición homogénea dentro de cada uno, tal y como puede comprobarse por la unifor-

midad óptica de todas las muestras, mediante los análisis por microsonda electrónica realizados y por las medidas de RX llevadas a cabo sobre diferentes porciones de un mismo filoncillo.

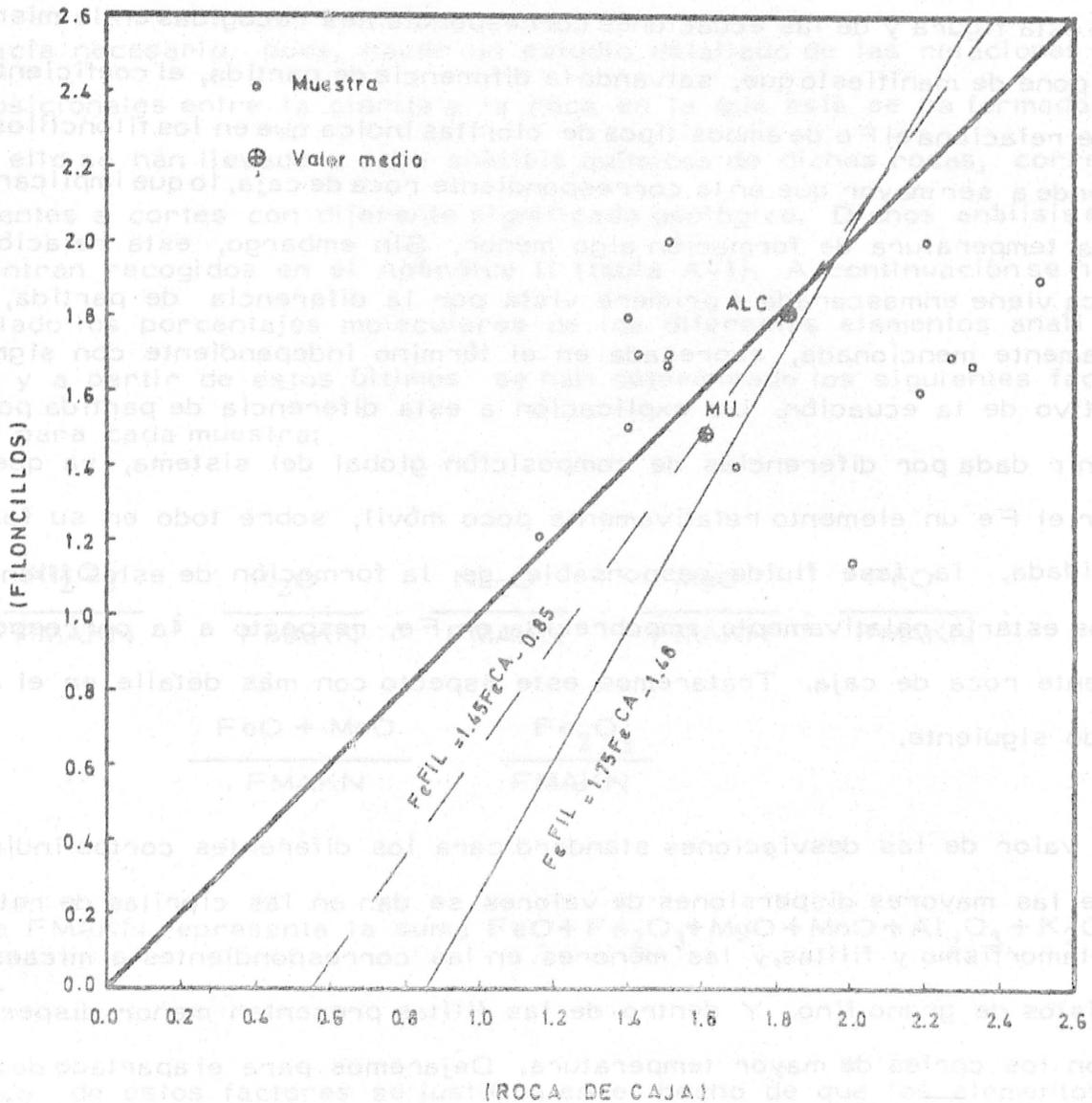


Fig. IV-11 - Relación entre el contenido en Fe de las cloritas de los filoncillos y el de las correspondientes a sus respectivas rocas de caja. Línea continua; Relación obtenida muestra a muestra. Línea discontinua; A partir de los valores medios recogidos en la tabla IV-7.

En general presentan valores de Fe inferiores que la clorita de la roca en la que encajan, si bien esta diferencia tiende a reducirse e incluso invertirse conforme el contenido en Fe de estas últimas es mayor, tal y como se observa en la figura IV-11.

De esta figura y de las ecuaciones correspondientes recogidas en la misma, se pone de manifiesto que, salvando la diferencia de partida, el coeficiente que relaciona el Fe de ambos tipos de cloritas indica que en los filoncillos tiende a ser mayor que en la correspondiente roca de caja, lo que implicaría una temperatura de formación algo menor. Sin embargo, esta relación lógica viene enmascarada a primera vista por la diferencia de partida, previamente mencionada, expresada en el término independiente con signo negativo de la ecuación. La explicación a esta diferencia de partida podría venir dada por diferencias de composición global del sistema, ya que al ser el Fe un elemento relativamente poco móvil, sobre todo en su forma oxidada, la fase fluida responsable de la formación de estos filoncillos estaría relativamente empobrecida en Fe, respecto a la correspondiente roca de caja. Trataremos este aspecto con más detalle en el apartado siguiente.

El valor de las desviaciones standard para los diferentes cortes indica que las mayores dispersiones de valores se dan en las cloritas de retro metamorfismo y filitas, y las menores en las correspondientes a micaesquistos de grano fino. Y dentro de las filitas presentan menor dispersión los cortes de mayor temperatura. Dejaremos para el apartado de Discusión la justificación de este hecho.

#### IV-1-3-6-2 Su relación con la composición química del sistema

Ya se ha mencionado en apartados anteriores que la composición química global del sistema ha de jugar necesariamente un papel relevante en la

composición química de la clorita. Por otra parte, las grandes diferencias de contenido en Fe y relación F/FM que se observan entre cloritas pertenecientes a un mismo corte y relativamente cercanas hacen pensar que tales diferencias son difícilmente explicables atendiendo tan sólo a las condiciones termodinámicas de formación.

Se hacía necesario, pues, hacer un estudio detallado de las relaciones composicionales entre la clorita y la roca en la que ésta se ha formado. Para ello se han llevado a cabo análisis químicos de dichas rocas, correspondientes a cortes con diferente significado geológico. Dichos análisis se encuentran recogidos en el Apéndice II (tabla A-1). A continuación se han calculado los porcentajes moleculares de los diferentes elementos analizados y a partir de estos últimos se han determinado los siguientes factores para cada muestra:

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}} ; \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{FMAKN}} ; \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}} ; \frac{\text{MgO}}{\text{FMAKN}} ; \frac{\text{FeO}}{\text{FMAKN}} ;$$

$$\frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FMAKN}} ; \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}$$

Donde FMAKN representa la suma  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ .

El uso de estos factores se justifica en el hecho de que los elementos implicados en los mismos son los que juegan un papel más importante en la génesis de filosilicatos en general y clorita en particular. Se intenta con ello utilizar una filosofía semejante a la que inspira el uso de diagramas triangulares AFM, ACF y AKF (Winkler, 1974), adaptada a nuestro

caso particular. No se considera la  $\text{Si}_2\text{O}$ , que en rocas metapelíticas está siempre en exceso, gastándose la sobrante en la formación de Q. Asimismo se considera que la  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  es suficiente para no tener ningún tipo de influencia sobre la composición de los minerales formados. Finalmente, Ca es un elemento normalmente escaso en las metapelitas y que cuando está presente se consume mayoritariamente en la formación de carbonatos y en menor medida de plagioclasas, no entrando a formar parte en cantidad importante de ningún filosilicato.

El uso de Mg, Fe, Mn y Al en relación con cloritas no precisa justificación. Se incluyen K y Na, pues son determinantes de la cantidad de moscovita y paragonita formadas y por tanto tienen una influencia indirecta sobre la cantidad de Al que queda disponible para entrar en la red de la clorita. El Mn no se maneja nunca sólo, sino vinculado al  $\text{Fe}^{2+}$ , pues en la clorita juega el mismo papel que éste y de hecho todas las medidas realizadas en este trabajo se refieren a elementos pesados y no a Fe solamente.

Los factores así obtenidos se han correlacionado con el contenido en Fe y relación F/FM de la clorita, obteniéndose los coeficientes de correlación y rectas de regresión recogidas en la tabla IV-10.

Para la interpretación de dicha tabla conviene tener en cuenta el significado del coeficiente de correlación para una población de 39 muestras, tal y como es nuestro caso. Según las tablas científicas (Geigy, 1965), para dicho nº de muestras un coeficiente de correlación de 0,5189 implica una confianza de 0,999, para 0,4026 la confianza es de 0,99 y coeficientes por debajo de 0,2638 implican confianzas menores de 0,9. Por tanto es clara la influencia de la composición química de la roca sobre la de la clorita.

TABLA IV-10  
=====

COEFICIENTES DE CORRELACION Y RECTAS  
DE REGRESION QUE RELACIONAN LA COMPOSICION QUIMICA  
DE LA ROCA CON EL CONTENIDO EN Fe Y F, FM DE LA CLORITA

	Fe			F/FM		
	r	a	b	r	a	b
$\frac{Al_2O_3}{FMAKN}$	0,063	—	—	—	—	—
$\frac{K_2O}{FMAKN}$	-0,066	—	—	—	—	—
$\frac{Na_2O}{FMAKN}$	-0,183	—	—	—	—	—
$\frac{MgO}{FMAKN}$	-0,413	-2,605	2,436	-0,417	-0,561	0,518
$\frac{FeO}{FMAKN}$	0,626	7,524	0,722	0,620	1,586	0,154
$\frac{FeO+MnO}{FMAKN}$	0,631	7,579	0,677	0,625	1,597	0,144
$\frac{Fe_2O_3}{FMAKN}$	0,473	8,125	1,394	0,477	1,747	0,294
$\frac{FeO+Fe_2O_3+MnO}{FMAKN}$	0,741	7,126	0,356	0,739	1,513	0,074
$\frac{FeO+MgO}{FMAKN}$	—	—	—	-0,028	—	—
$\frac{FeO+Fe_2O_3+MgO}{FMAKN}$	—	—	—	0,101	—	—
$\frac{Al_2O_3+Fe_2O_3}{FMAKN}$	—	—	—	0,132	—	—
$\frac{Al_2O_3 - K_2O - Na_2O}{FMAKN}$	—	—	—	0,066	—	—
$\frac{Al_2O_3 - 2K_2O}{FMAKN}$	—	—	—	-0,019	—	—
$\frac{Al_2O_3 - 2K_2O - Na_2O}{FMAKN}$	—	—	—	0,102	—	—
$\frac{K+Na}{FMAKN}$	—	—	—	-0,183	—	—

El  $\text{Fe}^{2+}$  es el elemento que tiene una influencia mayor. En menor grado son también determinantes el  $\text{Fe}^{3+}$  y el Mg. En cambio, Al, Na y K no condicionan de forma apreciable el contenido en Fe ni la relación F/FM de la clorita. Como puede apreciarse en la tabla IV-10, la correlación mejora ligeramente si se suma el MnO al FeO, tal y como cabía esperar, ya que dicho elemento juega el mismo papel que el  $\text{Fe}^{2+}$ , como ya se ha mencionado en distintas ocasiones. La gran mayoría de las cloritas presentan pequeñas cantidades de Mn, que en los métodos de medida empleados se contabilizan como Fe; ya que, como se dijo en el capítulo de Metodología, las medidas de difracción de RX expresan contenido en átomos pesados, aunque por simplificar se tienda a hablar de contenido en Fe y relación F/FM. Habrá que entender pues, cuando se mencionan estos parámetros que en realidad pequeñas cantidades de otros elementos pesados tales como Mn, Cr o Ni se están contabilizando como Fe.

La figura IV-12 recoge la relación muestra a muestra del contenido en átomos pesados de la clorita con el parámetro  $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FMAKN}}$ .

Está claro que a la influencia de la composición química se une la ya estudiada en el apartado anterior de la temperatura de formación. Así, las muestras correspondientes a baja temperatura (cloritas de retromorfismo, MT) tienen en general contenidos en Fe superiores a los que les correspondería si dependieran exclusivamente de la composición de la roca, mientras que las correspondientes a más altas temperaturas (micasquistos de grano fino, LH y SA) tienen contenidos en Fe inferiores a dicho valor teórico. Las muestras correspondientes a filitas (ALC y MU), de temperatura intermedia entre las anteriores, muestran un comportamiento asimismo intermedio. Incluso dentro de estas últimas se puede observar una cierta tendencia de las muestras ALC a ocupar posiciones por encima de la recta, más que en las muestras MU que presentan valores de Fe más bajos.

Conviene señalar que, al ser el Fe (en ambos casos de oxidación) y el Mg los únicos elementos de las capas octaédricas que admiten amplios márgenes de variación, las medidas del contenido en Fe o relación F/FM vienen a ser en realidad medidas de la sustitución de un elemento por otro. De ahí que ambas estén siempre relacionadas y que el Mg juegue también un papel fundamental en tales parámetros.

Por tanto, y aunque la tabla IV-10 demuestra que corresponde al  $\text{Fe}^{2+}$  el papel fundamental en la influencia química sobre la composición de la clorita, hemos estimado de interés llevar a cabo la correlación entre factores que relacionen exclusivamente Fe y Mg (y Mn unido al Fe) en la clorita y en la roca. Para ello lo lógico es la utilización del parámetro F/FM. Queda por determinar si es más conveniente utilizar para su cálculo en la roca el Fe total o tan sólo el  $\text{Fe}^{2+}$ , ya que la mayor parte del Fe de la clorita se suele encontrar en forma reducida. La tabla IV-10 demuestra que la influencia del  $\text{Fe}^{2+}$  es mayor que la del  $\text{Fe}^{3+}$ , si bien este último catión también juega un papel importante. Se ha realizado, pues, el cálculo para ambas posibilidades, es decir, F/FM de la clorita en porcentajes moleculares frente a:

$$1) \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} = F_2 \quad 2) \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}} = F_t$$

obteniéndose coeficientes de correlación de 0,754 para el primer caso y 0,727 para el segundo. Las ecuaciones que relacionan F/FM de la clorita con ambos parámetros son:

$$F/\text{FM} = 0,802 F_2 + 0,063 \quad (1)$$

$$F/\text{FM} = 0,727 F_t - 0,009 \quad (2)$$

Conviene señalar que, al ser el Fe (en ambos casos de oxidación) y el Mg los únicos elementos de las capas octaédricas que admiten amplios márgenes de variación, las medidas del contenido en Fe o relación F/M vienen a ser en realidad medidas de la sustitución de un elemento por otro. De ahí que ambas estén siempre relacionadas y que el Mg juegue también un papel fundamental en tales parámetros.

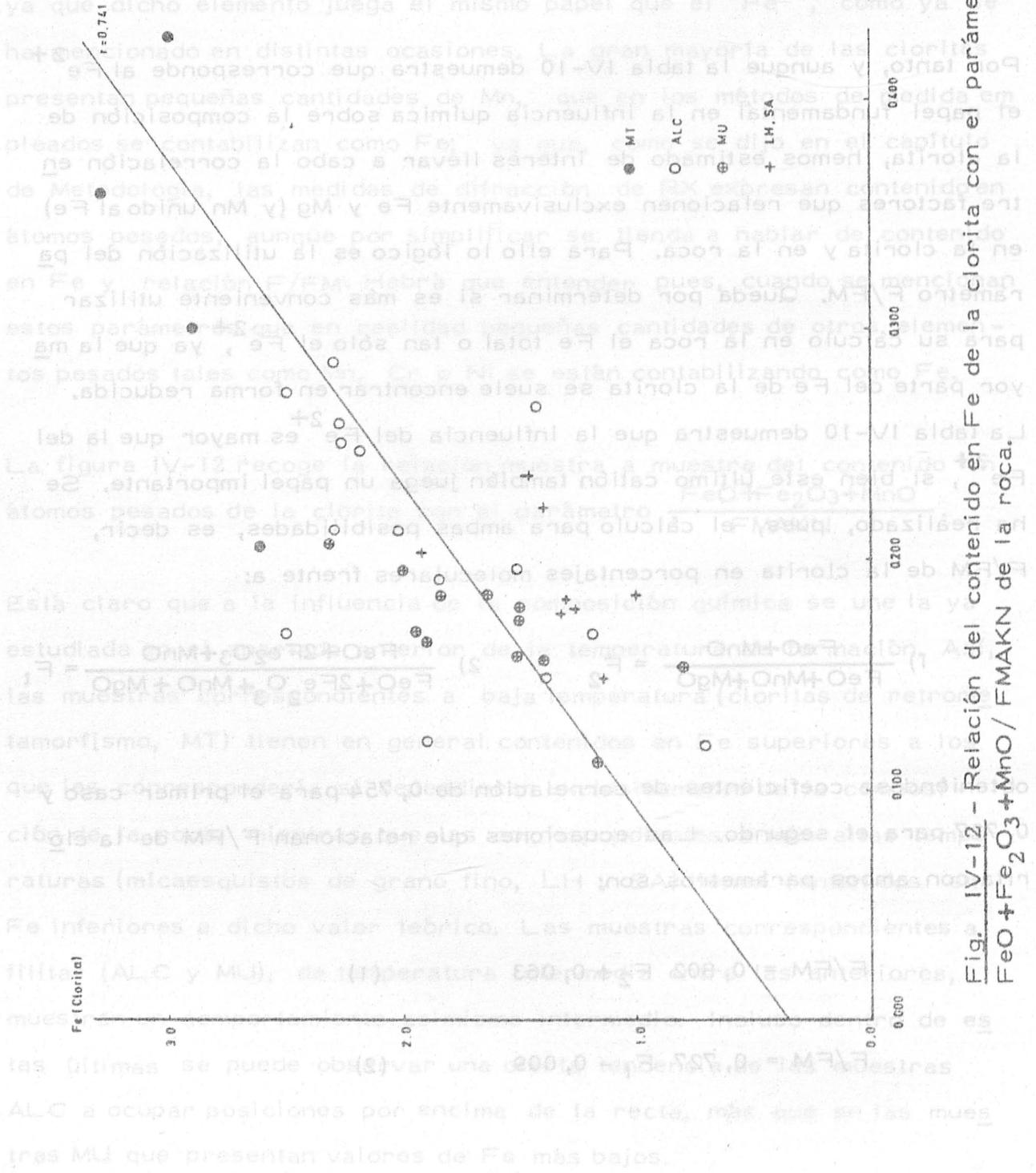
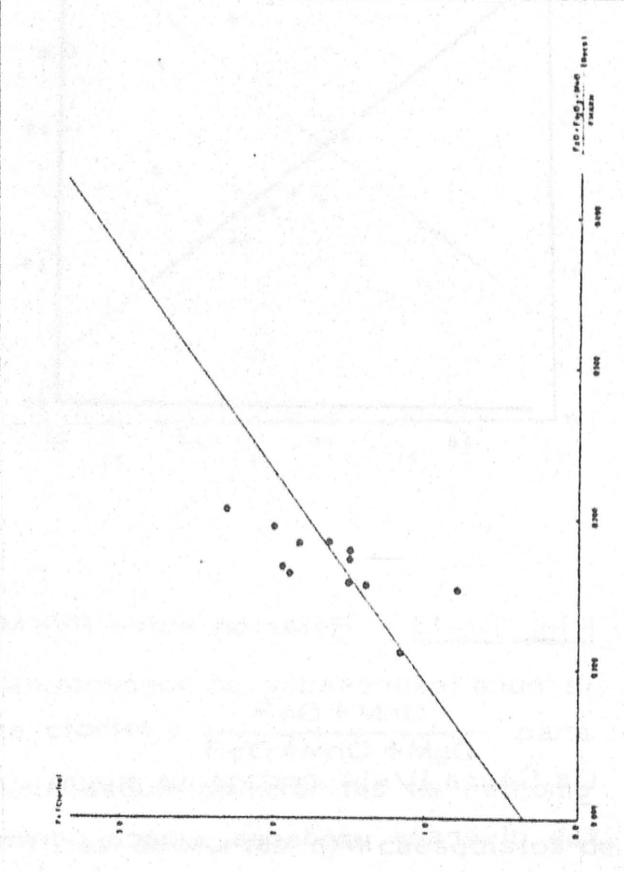
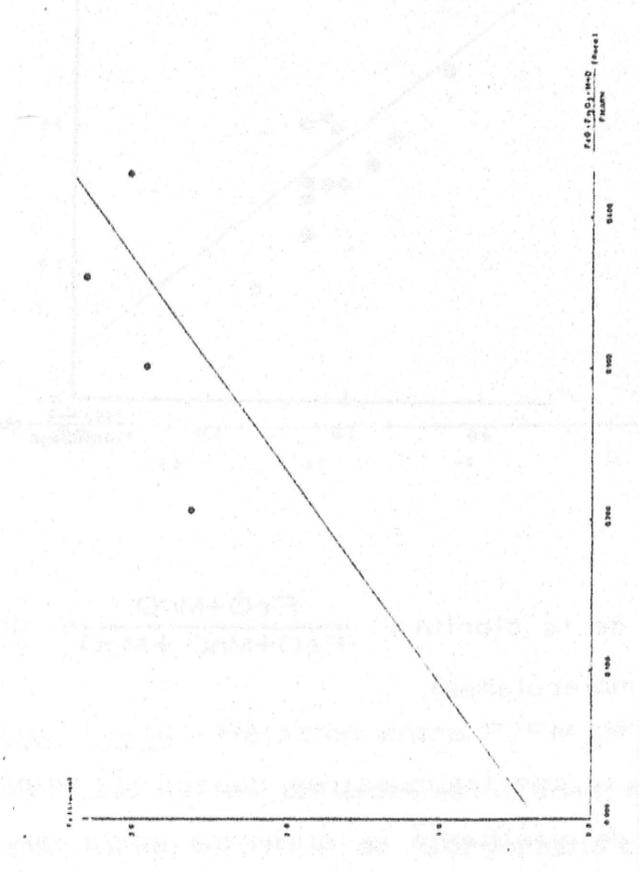
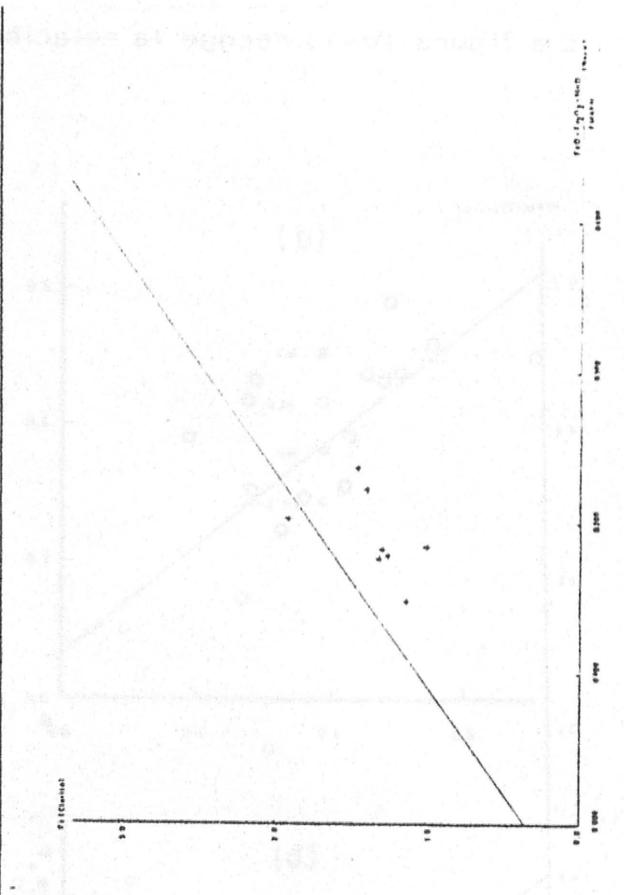
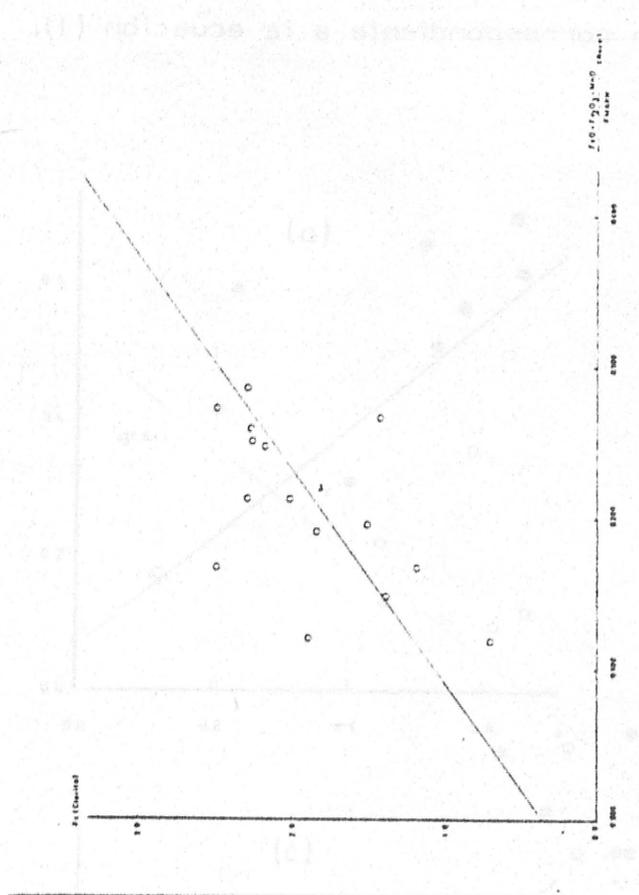


Fig. IV-12 - Relación del contenido en Fe de la clorita con el parámetro  $\frac{FeO + Fe_2O_3 + MnO}{FMAKN}$  de la roca.



La figura IV-13 recoge la relación correspondiente a la ecuación (1).

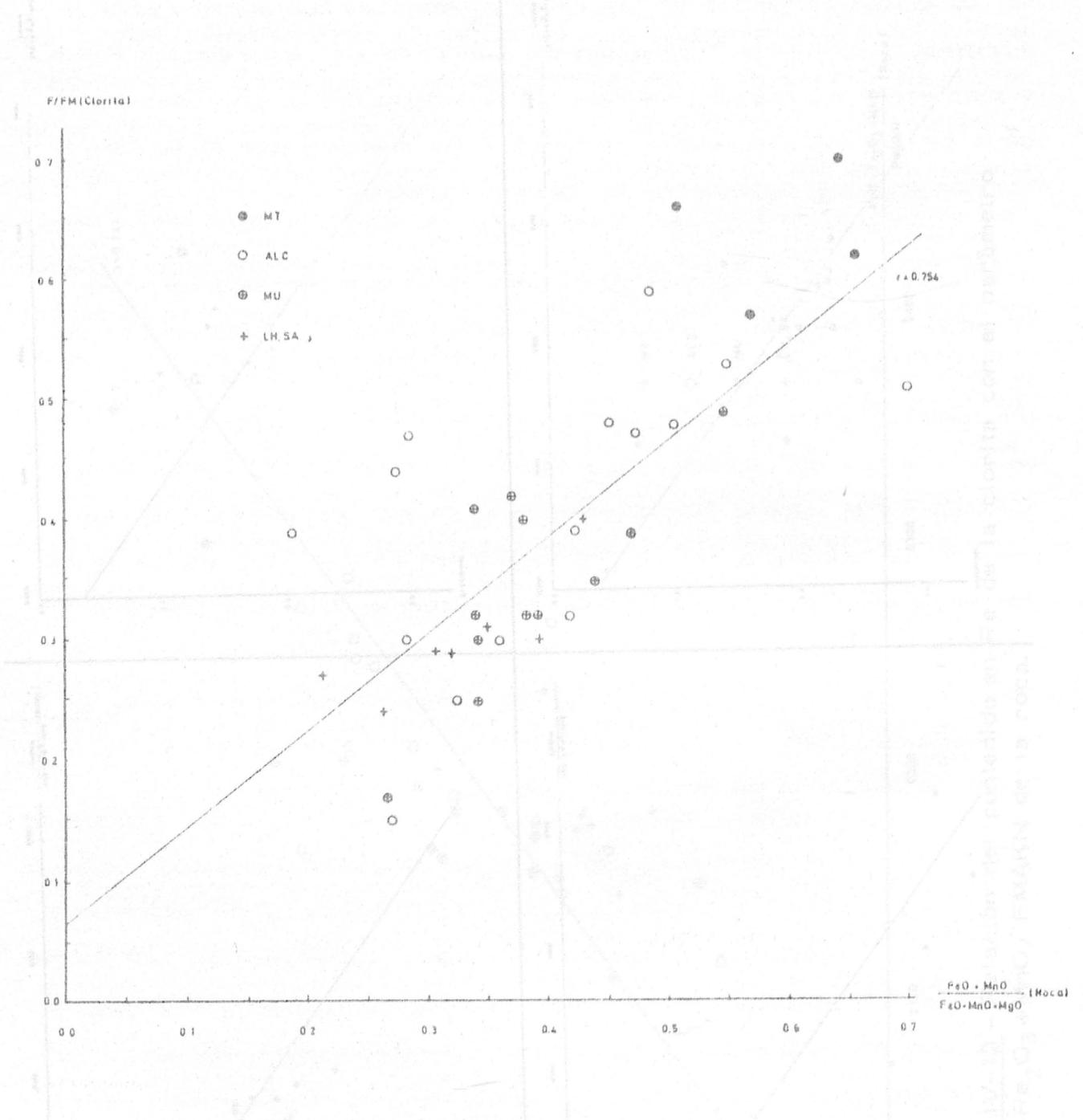


Fig. IV-13 - Relación entre F/FM de la clorita y  $\frac{FeO+MnO}{FeO+MnO+MgO}$  de la roca (expresados en porcentajes moleculares).

La figura IV-14 recoge la misma recta con las muestras repartidas entre las diversas unidades, para poner de manifiesto la influencia de la temperatura.

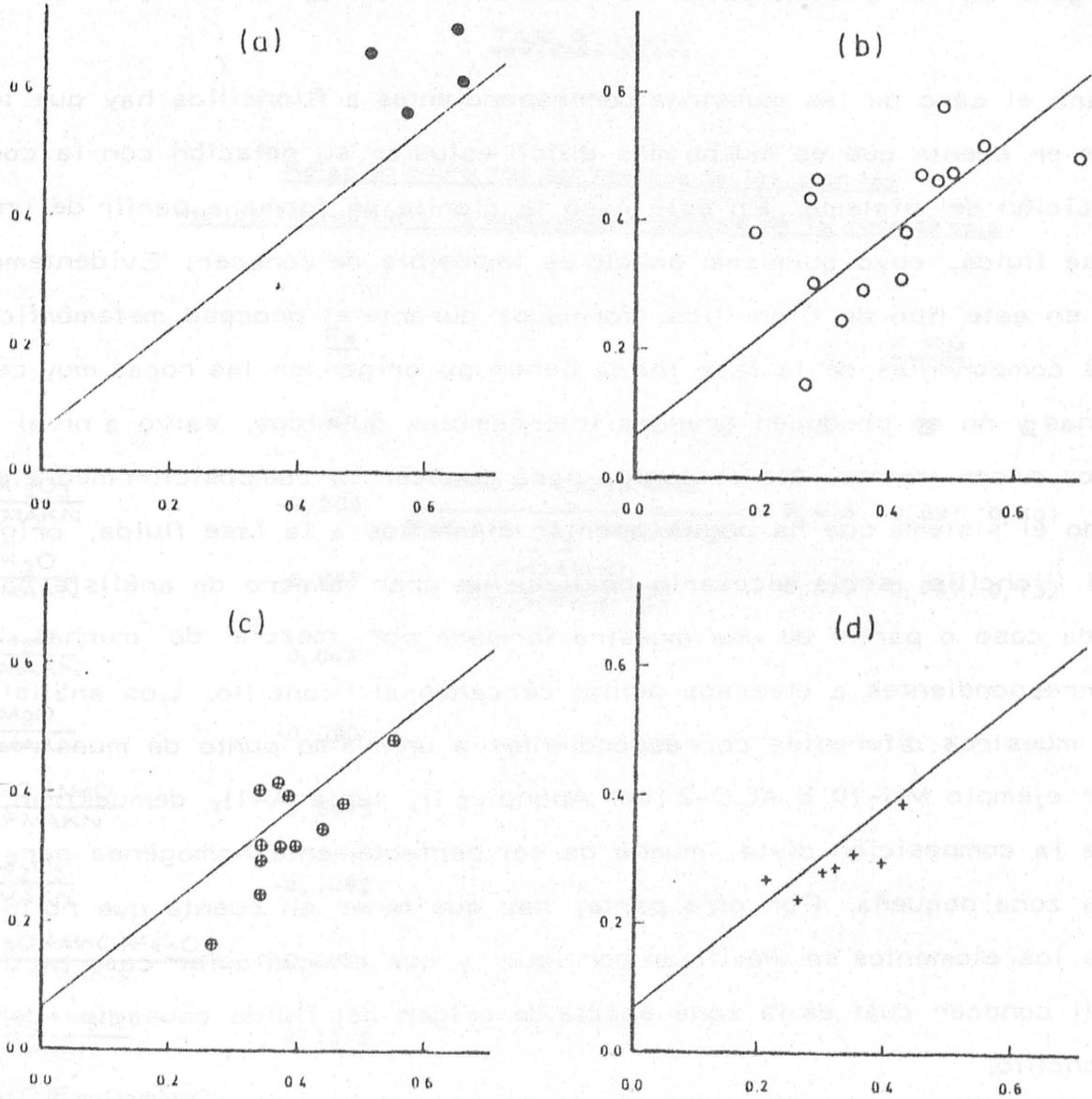


Fig. IV-14 - Relación entre F/FM de la clorita y  $\frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}}$  para cada una de las unidades estudiadas: a) Micaesquitos (cloritas de retrometamorfismo) b) Filitas de Gorgoracha c) Filitas de Murtas d) Micaesquitos de grano fino de La Herradura y Salobreña. La recta es en todos los casos la general.

Es claro que conforme la temperatura aumenta la relación  $F/FM$  tiende a caer más por debajo de los valores teóricos correspondientes a la recta general, tal y como ya se ha estudiado en la figura IV-12. (Pag.126)

Para el caso de las muestras correspondientes a filoncillos hay que tener en cuenta que es mucho más difícil estudiar su relación con la composición del sistema. En este caso la clorita se forma a partir de una fase fluida, cuyo quimismo exacto es imposible de conocer. Evidentemente en este tipo de filoncillos, formados durante el proceso metamórfico, los componentes de la fase fluida tienen su origen en las rocas muy cercanas y no se producen grandes intercambios químicos, salvo a nivel de unos pocos metros. No obstante, para conocer la composición media de todo el sistema que ha podido aportar elementos a la fase fluida, origen del filoncillo, sería necesario realizar un gran número de análisis para cada caso o partir de una muestra formada por mezcla de muchas, correspondientes a diversos puntos cercanos al filoncillo. Los análisis de muestras diferentes correspondientes a un mismo punto de muestreo, por ejemplo MU-10 ó ALC-2 (ver Apéndice II, tabla A-1), demuestran que la composición dista mucho de ser perfectamente homogénea para una zona pequeña. Por otra parte, hay que tener en cuenta que no todos los elementos se movilizan por igual y que en cualquier caso es dificil conocer cuál es la zona exacta de origen del fluido causante del filoncillo.

Por todo lo cual es muy problemático establecer relaciones entre la composición de las cloritas de los filoncillos y la del sistema, y cualquier conclusión hay que considerarla como una simple aproximación o idea general.

No obstante, se han calculado los coeficientes de correlación entre los parámetros de las cloritas de los filoncillos y los factores químicos correspondientes a las rocas de caja analizadas. Se recoge en la tabla IV-11.

TABLA IV-11

Relación entre los parámetros de las cloritas  
de los filoncillos y la composición química de la roca de caja

	<u>Fe</u>		<u>F/FM</u>		
	<u>r</u>		<u>r</u>	<u>a</u>	<u>b</u>
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}$	-0,203	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}}$	0,416	0,691	0,301
$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}$	0,067	$\frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}}$	0,519	0,791	0,132
$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}$	0,043				
$\frac{\text{MgO}}{\text{FMAKN}}$	-0,090				
$\frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FMAKN}}$	0,5873				
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}$	-0,1082				
$\frac{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}$	0,6021				
$\frac{\text{FeO} + \text{MgO}}{\text{FMAKN}}$	0,3315				
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}{\text{FMAKN}}$	0,3113				
% $\text{SiO}_2$	0,1365				
P. C.	-0,170				

Siempre, teniendo en cuenta las consideraciones expuestas anteriormente, parece claro que existe una relación entre la composición de las cloritas de los filoncillos y la de su correspondiente roca de caja. La relación con el  $Fe^{2+}$  es clara. Según las Tablas Científicas (Geigy, 1965), para 16 muestras (este caso), un coeficiente de 0,6055 supone una confianza de 0,99. Por debajo de 0,4124 la confianza es menor de 0,9. Por tanto, para otros elementos la posible relación, si existe, no se pone de manifiesto.

#### IV-1-3-7 - La distribución del Fe entre las capas de las cloritas, Fe octaédrico y Fe interlaminar.

Como ya se ha expresado en el Capítulo II, el Fe puede aparecer en la clorita tanto en la capa octaédrica del estrato 2:1 como en la capa interlaminar. La medida de las intensidades de las reflexiones basales es el único método capaz de dar información sobre la distribución del Fe y otros elementos pesados entre ambas capas.

Las medidas aquí expresadas, por tanto, tienen necesariamente una menor exactitud que las referentes al contenido global en Fe. No obstante, el gran número de muestras estudiadas y su tratamiento estadístico permite hacer ciertas aproximaciones.

La tabla IV-12 recoge los valores medios de Fe octaédrico y Fe interlaminar para las diferentes unidades estudiadas. Conviene señalar que la suma de ambos no coincide con los valores de Fe total dados en el apartado correspondiente, debido a que en este caso el único método de estudio empleado es la medida de intensidades basales, mientras que en el contenido total se han empleado otros métodos, fundamentalmente la medida del  $b_0$ .

El Fe se concentra, pues, preferentemente en la capa octaédrica.

TABLA IV-12

Distribución del Fe entre ambas capas octaédricas  
de la estructura de la clorita

<u>Mic. de grano fino</u>	<u>Fe octaédrico</u>		<u>Fe interlaminar</u>		$\frac{Fe_{oct}}{Fe_{int}}$
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	
La Herradura	0,88	0,12	0,40	0,06	2,20
Salobreña	1,08	0,16	0,35	0,07	3,09
<u>Filitas</u>					
Huarea	1,12	0,17	0,61	0,17	1,84
Murtas	1,15	0,22	0,70	0,23	1,64
C. Motril	1,14	0,28	0,63	0,21	1,81
Gorgoracha	1,26	0,28	0,76	0,23	1,66
Micaesquistos (retromet.)	1,77	0,27	1,13	0,29	1,57
<u>Filoncillos</u>					
Murtas	1,06	0,20	0,51	0,15	2,08
Alcázar	1,21	0,17	0,64	0,18	1,89
<u>TOTAL</u>	1,19	0,28	0,67	0,25	1,78
(n=111)					

Para las muestras estudiadas, un 64% del Fe se concentra en la capa octaédrica y un 36% en la interlaminar, como valores medios. No obstante, tal relación no es ni mucho menos constante, variando muy notablemente para cada muestra e incluso cada corte. De todas formas, lo que sí es un hecho casi constante es que el Fe octaédrico es mayor que el interlaminar. Estos datos han sido obtenidos mediante aplicación del esquema descrito en el apartado III-B-2, para el cálculo del contenido y distribución del Fe a partir de las intensidades basales. Si se usa el método de Petruk (1964) se llega a la misma conclusión, si bien en este caso las diferencias son menos patentes.

Con el fin de estudiar la influencia de los diversos factores que determinan el contenido en Fe de la clorita sobre la distribución del mismo se han calculado los coeficientes de correlación de dichos factores con el contenido en Fe octaédrico y Fe interlaminar. Así, la tabla IV-13 recoge dichos coeficientes. Para el caso de los parámetros de las micas, como expresión de la temperatura de formación, la correlación se ha llevado a cabo corte a corte, mientras que para los factores de tipo químico se ha hecho muestra a muestra.

Los parámetros de las micas correlacionan mejor con el Fe octaédrico que con el interlaminar, es decir, la temperatura tiene una mayor influencia sobre la composición de la capa octaédrica que sobre la de la interlaminar.

En cuanto a la influencia de la composición química, los factores referentes al Fe y Mn correlacionan también mejor con el Fe octaédrico que con el interlaminar. En cambio, el factor referente al Mg correlaciona sensiblemente mejor con el interlaminar. Cabe pensar que la composición de la capa octaédrica está más determinada por la proporción de átomos pesados presentes en la roca, mientras que la cantidad de Mg influye más notablemente en la composición de la capa interlaminar.

TABLA IV-13

Coefficientes de correlación de los factores  
determinantes del contenido en Fe sobre la distribución del mismo

		<u>Fe octaédrico</u>	<u>Fe interlaminar</u>	
Temperatura (parámetros de las micas)	{	$b_0$	0, 878	0, 794
	{	M-P	0, 777	0, 614
Composición química	{	$\frac{\text{MgO}}{\text{FMAKN}}$	-0, 297	-0, 372
		$\frac{\text{FeO}+\text{MnO}}{\text{FMAKN}}$	0, 651	0, 523
		$\frac{\text{FeO}}{\text{FMAKN}}$	0, 648	0, 524
		$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}$	0, 341	0, 303
		$\frac{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO}}{\text{FMAKN}}$	0, 719	0, 594

Otro dato interesante que se deduce de la tabla IV-13 es la influencia del Mn. Como ya se vio al estudiar la influencia de la composición química de la roca sobre el contenido total en átomos pesados de la clorita, las correlaciones mejoraban cuando se sumaba al Fe el Mn. Desglosada esta influencia sobre ambas capas, se observa que en el caso de la capa interlaminar, al sumar el Mn, la correlación no mejora e incluso empeora ligeramente, mientras que en el caso de la capa octaédrica se observa una cierta mejoría. Cabe pensar que el Mn tiende a concentrarse fundamentalmente en la capa octaédrica y por tanto es sobre la composición de ésta sobre la que tiene alguna influencia.

IV-1-3-8 El espaciado basal de la clorita

La tabla IV-14 recoge los valores medios y de desviaciones standard para el espaciado basal de la clorita, correspondientes a las diferentes unidades estudiadas.

=====

TABLA IV-14

=====

Valores medios del espaciado basal de las cloritas

	$\bar{x}$	$\sigma_x$
<u>Micaesquistos de grano fino</u>		
La Herradura	14,137	0,012
Salobreña	14,135	0,009
<u>Filitas</u>		
Huarea	14,128	0,010
Murtas	14,124	0,011
C. Motril	14,122	0,009
Gorgoracha	14,127	0,016
<u>Micaesquistos (retrometamorfismo)</u>	14,098	0,012
<u>Filoncillos</u>		
Murtas	14,124	0,010
Alcázar	14,125	0,009
Total	14,125	0,010

El primer dato importante es las pequeñas oscilaciones que existen. Es un valor muy constante. Así, en las formaciones de filitas hay que bajar hasta la tercera cifra decimal para encontrar variaciones.

Si se tiene en cuenta que debido a la zona del diagrama sobre la que es necesario realizar la medida no cabe esperar una precisión superior a la segunda cifra decimal, el valor de estas diferencias hay que tomarlo como prácticamente insignificante. También se puede observar que la  $\sigma_x$  es bastante pequeña y muy semejante en las diversas unidades.

A pesar de las pequeñas diferencias existentes se puede apreciar una cierta gradación con la temperatura media de formación. Así, las unidades de más alta T (LH y SA) son las que presentan valores de  $d_{001}$  más altos, mientras que las cloritas de retrometamorfismo (MT) son las que dan los valores más bajos. Las filitas presentan un valor intermedio entre ambos, tal y como cabe esperar de su temperatura de formación. Los filoncillos dan un valor extraordinariamente semejante al de las correspondientes rocas de caja. Lo reducido de las diferencias existentes hace difícil observar claramente la posible gradación dentro de las cuatro formaciones de filitas, pues, como ya se ha dicho, habría que recurrir a la tercera cifra decimal. No obstante, si se exceptúa el valor correspondiente al corte de Gorgoracha, existe una correlación perfectamente lineal con el valor del  $b_0$  de la mica (fig. IV-15, recta b). Tal correlación se mantiene con un valor muy alto ( $r = 0,996$ ) al introducir el punto correspondiente al manto de Salobreña, si bien se modifica ligeramente (recta c).

Si se lleva a cabo la misma correlación con el parámetro M-P de la mica, descartando asimismo el punto correspondiente al corte de Gorgoracha, se obtiene para los tres puntos restantes un coeficiente de correlación de  $-0,938$  (fig. IV-16), que, aún siendo bastante alto, es, sin embargo, muy inferior al correspondiente al  $b_0$  ( $r = -1,0$ ). Teniendo en cuenta que, mientras el  $b_0$  es función tanto de la

presión como de la temperatura, M-P lo es casi exclusivamente de la T, es lógico pensar que el  $d_{001}$  de la clorita es función de las mismas variables que el  $b_0$  de la mica, es decir, presión y temperatura, lo cual explicaría la perfecta correlación existente entre ambos parámetros. En cambio, la correlación con M-P sería algo menor, ya que sobre este último parámetro la presión tiene una influencia prácticamente nula.

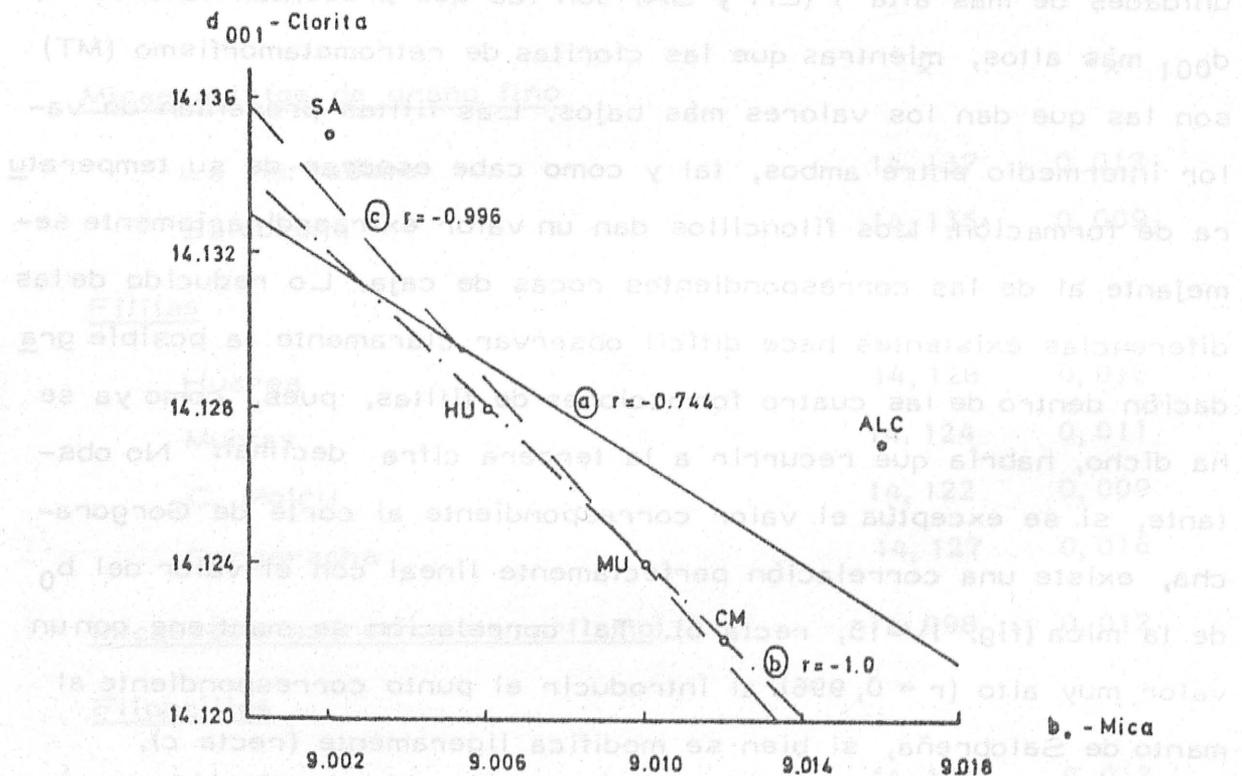


Fig. IV-15 - Relación entre el  $b_0$  de la mica y el espaciado basal de la clorita. a) Para todos los puntos b) Sólo los correspondientes a filitas, descartando ALC c) Todos los puntos, menos ALC.

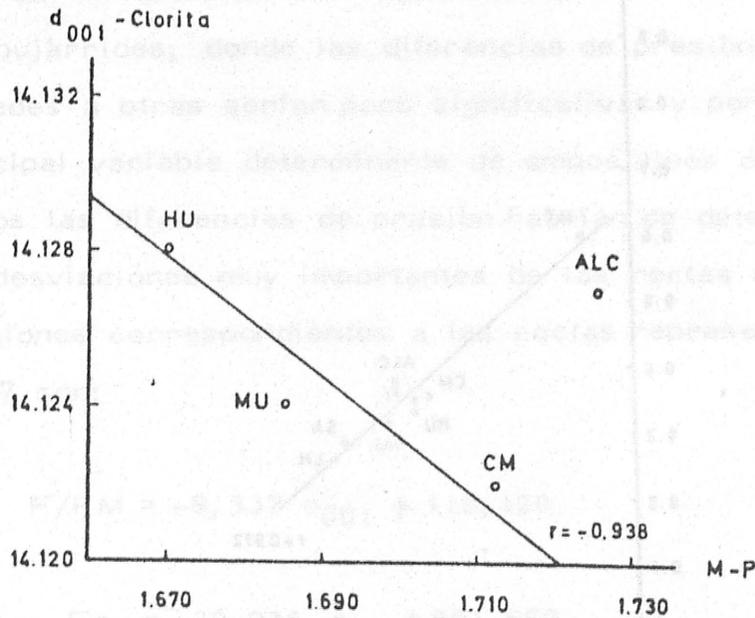


Fig. IV-16 - Relación entre M-P y espaciado basal de la clorita. La recta de regresión no incluye el punto correspondiente a ALC.

En cualquier caso, las diferencias de presión para las unidades estudiadas podrían ser muy pequeñas y por tanto, las variaciones del  $d_{001}$  debidas a esta última variable serían mínimas. De esta forma, sería la T la variable que determina a grandes rasgos los valores de todos los parámetros, tanto de micas como de cloritas. Este hecho puede explicar asimismo, que el  $d_{001}$  presente tan reducidas variaciones, ya que éstas serían debidas casi exclusivamente a la T.

Por tanto, para el caso concreto que nos ocupa cabe esperar una alta correlación entre  $d_{001}$  y contenido en Fe o relación F/FM que, como se ha puesto de manifiesto en apartados anteriores, es función también de la temperatura. Tal correlación se observa claramente en la Fig. IV-17.

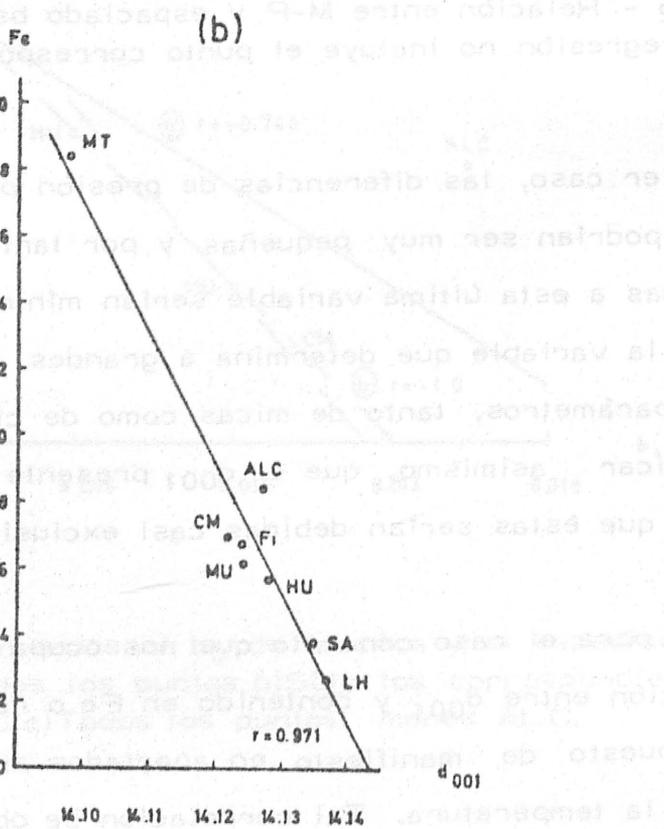
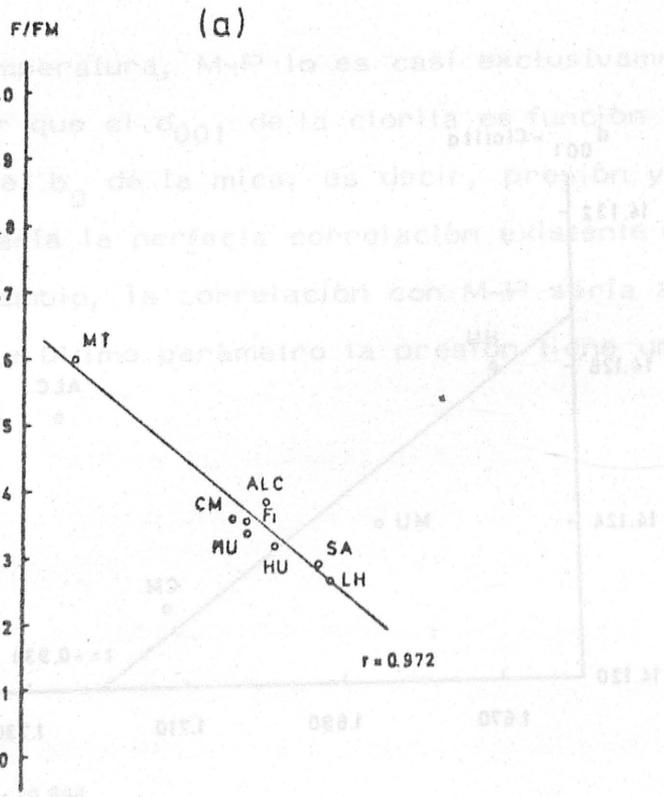


Fig. IV-17 - Relación entre  $d_{001}$  y a) Relación F/FM b) Contenido en Fe de las cloritas.

Conviene señalar que, de acuerdo con la hipótesis expuesta, esta correlación sería válida para el caso concreto de las filitas y micaesquistos alpujarrides, donde las diferencias de presión existentes de unas unidades a otras serían poco significativas y por tanto sería la  $T$  la principal variable determinante de ambos tipos de parámetros. En otros casos las diferencias de presión habrían de determinar necesariamente desviaciones muy importantes de las rectas aquí obtenidas. Las ecuaciones correspondientes a las rectas representadas en la figura IV-17 son:

$$a) \quad F/FM = -8,337 d_{001} + 118,120$$

$$b) \quad Fe = -38,936 d_{001} + 551,680$$

Como ya se expuso en los capítulos II y III, el espaciado basal está directamente determinado por el grado de sustitución de Si por Al y de hecho se utiliza como una medida del mismo. Por ello cabe pensar que, al igual que sucedía con el contenido en Fe, no sean las condiciones termodinámicas las únicas determinantes del mismo, sino que la composición química del sistema tenga también su influencia. Para tratar de determinar estas posibles influencias se ha correlacionado el  $d_{001}$  con los factores químicos de la roca ya descritos y utilizados en el apartado IV-1-3-6-2. Los resultados obtenidos se recogen en la tabla IV-15.

Las relaciones no aparecen ni mucho menos tan definidas como en el caso del contenido en Fe. Como ya se dijo al tratar del mismo, para 39 muestras un coeficiente de correlación de 0,2638 implica una confianza de 0,9, mientras que para obtener una confianza de 0,99 sería necesario un coeficiente de 0,4026. Los coeficientes de corre

TABLA IV-15

Coefficientes de correlación del  $d_{001}$  con diferentes factores químicos de la roca

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}, -0,158; \quad \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, -0,191; \quad \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, 0,240;$$

$$\frac{\text{MgO}}{\text{FMAKN}}, 0,355; \quad \frac{\text{FeO}}{\text{FMAKN}}, -0,276; \quad \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FMAKN}}, -0,278;$$

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}, -0,317; \quad \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{FMAKN}}, -0,406;$$

$$\frac{\text{FeO} + \text{MgO}}{\text{FMAKN}}, 0,184; \quad \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}}{\text{FMAKN}}, 0,085;$$

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - 2\text{K}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, -0,050; \quad \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - 2\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, -0,208;$$

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, -0,264; \quad \frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{FMAKN}}, 0,069;$$

$$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FMAKN}}, -0,288$$

$$\% \text{SiO}_2, -0,189; \quad \text{P. C.}, 0,182$$

lación obtenidos se mueven pues en unos márgenes que no permiten descartar ni aceptar del todo las relaciones. Parece que existe un cierto control químico, menos marcado y menos definido que en el caso del Fe. Para el  $d_{001}$  son prácticamente todos los elementos químicos mayoritarios de la roca los que pueden de una u otra forma ejercer su influencia. En principio cabría pensar que serían Al y Si los que más fuertemente condicionaran este parámetro. No obstante, los coeficientes obtenidos son de los más bajos. Al restar al Al el K y el Na, el coeficiente mejora algo tal y como cabía esperar, ya que éste sería un parámetro representativo de la cantidad de Al disponible de forma real para la clorita, una vez restado el utilizado en la formación de moscovita y paragonita. Sin embargo, dicho coeficiente no llega a ser elevado.

Hay que señalar, asimismo, que los coeficientes obtenidos para parámetros relacionados con Fe, Mn y Mg pueden ser un poco engañosos, ya que pueden resultar como producto de dos relaciones previamente establecidas, la de dichos parámetros con el contenido en Fe de la clorita y la de este último con el  $d_{001}$ . No obstante, a pesar de estas consideraciones, el coeficiente obtenido para el Mg resulta bastante elevado, es casi igual al que relacionaba dicho elemento con el contenido en Fe, mientras que los otros factores se reducen notablemente. Ello nos hace pensar que de alguna forma existe una influencia directa del contenido en Mg de la roca sobre el  $d_{001}$  de la clorita. Dejamos para el apartado de Discusión una interpretación de este hecho.

#### IV-1-3-9 La anchura de las reflexiones basales de la clorita

La medida de la anchura de reflexiones basales de micas y otros filo-

silicatos y posterior cálculo de cristalinidad o tamaño de cristalito es una técnica muy utilizada y estudiada, sobre todo en mineralogía de arcillas. No obstante, su utilización para el caso de las cloritas no es frecuente.

Nos proponemos aquí establecer unos principios básicos para la realización de tal medida y aplicarlos a las muestras de este estudio., aún siendo conscientes de que no son las cloritas metamórficas las más apropiadas para la misma, pues cabe pensar que, a semejanza de las micas, al comienzo del grado bajo de metamorfismo su valor se estabilice y se haga independiente del grado metamórfico.

La tabla IV-16 recoge los valores medios de la anchura a mitad de altura de las reflexiones basales medidas expresadas en grados de  $2\theta$

TABLA IV-16

Valores medios de anchura de reflexiones basales

de la clorita a mitad de altura, para las muestras de este trabajo (1)

	<u>002</u>	<u>003</u>	<u>004</u>	<u>005</u>	<u>Pastilla de Si (2)</u>
$\bar{x}$	0,155	0,144	0,150	0,159	0,138
$\sigma_x$	0,014	0,014	0,014	0,018	0,005

(1) Expresadas en grados de  $2\theta$

(2) Para la reflexión a  $28,467 \text{ \AA}$

Como puede apreciarse, las medidas son sólo ligeramente superiores a las obtenidas para la pastilla de Si. Aplicando a la reflexión 004 el esquema propuesto por Klug y Alexander (1954) para el cálculo del tamaño de cristalito, empleando como standard la medida de la reflexión a  $28,47 \text{ \AA}$  del Si, se obtiene un valor de  $3621 \text{ \AA}$ . Estos mismos autores establecen que para valores de tamaño de cristalitos superiores a  $1000 \text{ \AA}$  las diferencias son más bien producto de las condiciones experimentales y, salvo que la medida se lleve a cabo con equipos y condiciones muy especiales, no se puede considerar que reflejen realmente diferencias de tamaño de cristalitos. Los resultados superiores a  $1000 \text{ \AA}$  indicarán la existencia de una cristalinidad perfecta con desarrollo de cristales de suficiente tamaño como para que esta característica no influya sobre la anchura de las reflexiones. Esta idea está en nuestro caso apoyada por el hecho de que las cloritas correspondientes a filoncillos que teóricamente deberían de ser las de más elevada cristalinidad no son las que presentan reflexiones más estrechas, tal y como se puede apreciar en la tabla IV-17. Tampoco las cloritas de micaesquistos presentan anchuras inferiores a las de las filitas.

Como puede apreciarse en la tabla IV-16, la reflexión más estrecha es la 003. En general, conforme aumenta el ángulo al que aparece la reflexión, ésta es ligeramente más ancha. La excepción es la 002, que presenta una anchura superior a la que debería según este esquema. No obstante, si se suprimen de esta reflexión las colas que presenta hacia ángulos pequeños, haciendo pues simétrica la misma, la anchura se reduce notablemente. Aunque no se ha realizado una medida sistemática de la anchura obtenida mediante este mecanismo, en aquellas muestras en las que se ha realizado la reflexión 002 pasa a ser la más estrecha de las cuatro. Por tanto, las diferencias entre las cua

tro reflexiones parecen tener su origen exclusivamente en factores inherentes a la geometría de la difracción.

Teniendo en cuenta lo expuesto más arriba, así como el evitar las posibles influencias de solapamientos con otras fases minerales, tales como caolinitas, serpentinas, vermiculitas, etc., se ha elegido la reflexión 003 como la más apropiada para sistematizar esta medida. En efecto, esta reflexión parece ser la menos afectada por cuestiones geométricas y al mismo tiempo la que menos posibilidad de solapamiento con otras fases presenta.

En la tabla IV-17 se recogen los valores medios obtenidos para la anchura de la reflexión 003 en las diferentes unidades estudiadas.

Es claro que no se observa ningún tipo de relación con el grado metamórfico.

Martín Ramos (1976) establece que en los micaesquistos alpujarrides se produce un efecto de aparente disminución de la cristalinidad de las micas, debido a la coexistencia de dos fases diferentes -moscovita y biotita- que presentan espaciados basales ligeramente distintos. De esta forma, el pico resultante es en realidad la suma de dos picos con máximos ligeramente diferentes, lo que da lugar a un ensanchamiento del mismo.

Un efecto semejante podría producirse para el caso de las cloritas. Ya se ha mencionado en apartados anteriores que la composición de las mismas no es homogénea para todos los cristales de una muestra, ya que normalmente existen dos o más fases. Este hecho es claro para el contenido en Fe de las mismas, como ya se desarrolló en el apartado correspondiente. Para el caso del contenido en Al, estas diferencias son

mucho más difíciles de determinar, pues no se reflejan en las propiedades ópticas de la clorita. No obstante, es bastante lógico pensar que si se producen variaciones en el contenido en Fe, se den simultáneamente variaciones en el Al, cuyo contenido determina el espaciado basal. De hecho en algunas muestras llega a apreciarse claramente un doble máximo en las reflexiones basales y a dichas muestras se ha asignado un doble valor para el espaciado basal. La tabla IV-18 recoge las muestras de estas características con el doble espaciado basal encontrado y la anchura de la reflexión 003.

TABLA IV-17

Valores medios de anchura a mitad de altura de la reflexión 003

	$\bar{x}$	$\sigma_x$
<u>Micaesquistos de grano fino</u>		
La Herradura	0,155	0,011
Salobreña	0,145	0,002
<u>Filitas</u>		
Huarea	0,141	0,009
Murtas	0,133	0,006
C. Motril	0,147	0,006
Gorgoracha	0,138	0,005
<u>Micaesquistos (retrometamorfismo)</u>	0,147	0,012
<u>Filoncillos</u>		
Murtas	0,146	0,005
Alcázar	0,143	0,007

TABLA IV-18

Espaciados basales y anchura de la reflexión 003 para las muestras en las que se observa un doble máximo en las reflexiones basales

<u>Muestra</u>	<u>d<sub>001</sub></u>	<u>Anchura 003</u>
750	14, 14; 14, 13	0, 138
754	14, 12; 14, 11	0, 156 (1)
ALC-15	14, 15; 14, 13	0, 138
ALC-20	14, 14; 14, 13	0, 147 (1)
LH-0-1	14, 10; 14, 12	0, 156 (2)
JE-1-H	14, 17; 14, 15	0, 166 (1)

- (1) Valor superior a la media de su corte, con una diferencia mayor que la  $\sigma_x$  del mismo.
- (2) Valor superior a la media de su corte.

El valor medio obtenido para la anchura de la reflexión 003 en las muestras que presentan un doble máximo es, pues, claramente superior a la media general y la mayoría de las mismas superan la media de su corte.

Este mismo efecto puede producirse de forma menos apreciable en otras muchas muestras, de modo que, sin llegar a observarse desdoblamiento del máximo de las reflexiones basales, sí se produzca un

ensanchamiento de las mismas. De esta forma, la anchura de las reflexiones basales estaría en realidad más determinada por la existencia de inhomogeneidades en el contenido en Al que por la auténtica cristalinidad de la muestra.

La figura IV-18 muestra la relación entre los valores medios de la anchura de la reflexión 003 y la proporción de clorita de la muestra.

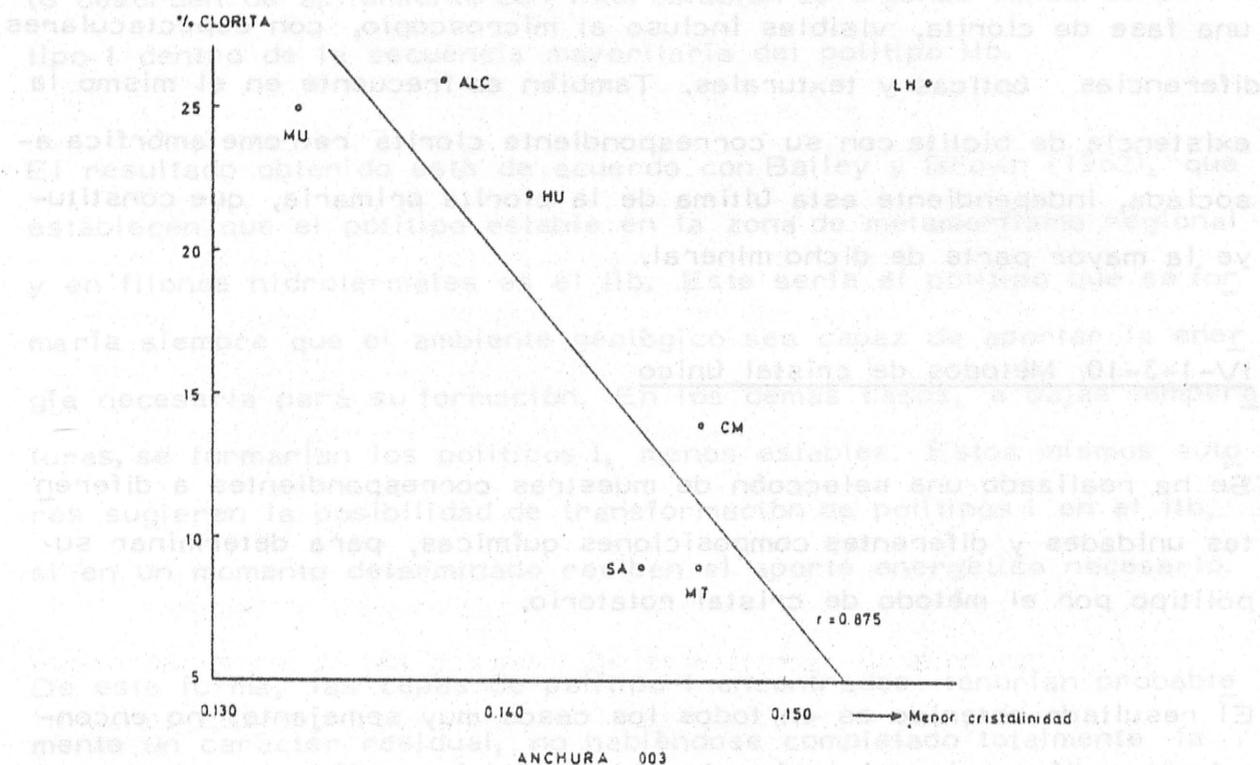


Fig. IV-18 Relación entre anchura de la reflexión 003 y el tanto por ciento de clorita para cada unidad estudiada. (La recta de regresión no tiene en cuenta el punto correspondiente al manto de La Herradura).

Dejando aparte el caso del manto de La Herradura, existe una correlación negativa entre ambos parámetros. Tal correlación parece lógica: conforme es mayor la cantidad de clorita formada se puede producir una cristalización más perfecta y por tanto las reflexiones aparecen más definidas. A esta relación se sobreimpone necesariamente el efecto debido a inhomogeneidades de composición, descrito anteriormente. Tal sobreimpresión es muy manifiesta en el Manto de La Herradura, que presenta una anchura media muy superior a la que le correspondería en función de su proporción media de clorita. Efectivamente, en las muestras correspondientes a este corte es más frecuente la existencia de más de una fase de clorita, visibles incluso al microscopio, con espectaculares diferencias ópticas y texturales. También es frecuente en el mismo la existencia de biotita con su correspondiente clorita retrometamórfica asociada, independiente esta última de la clorita primaria, que constituye la mayor parte de dicho mineral.

#### IV-1-3-10 Métodos de cristal único

Se ha realizado una selección de muestras correspondientes a diferentes unidades y diferentes composiciones químicas, para determinar su politipo por el método de cristal rotatorio.

El resultado obtenido es en todos los casos muy semejante, no encontrándose diferencias ni según el ambiente de formación ni según la composición química. Por tanto, la descripción que se hace a continuación es aplicable a todas las muestras.

A pesar de haberse seleccionado cristales muy pequeños y aparentemente homogéneos y constituidos exclusivamente por clorita, el resultado

obtenido indica que se trataba en realidad de intercrecimientos de cristales muy finos de una unidad a  $20 \text{ \AA}$  y otra a  $28 \text{ \AA}$ . La primera correspondería al politipo 2M de la mica y la segunda al IIb de la clorita. En algunos casos se llega incluso a apreciar el desdoblamiento de las reflexiones correspondientes a la mica en dos, una de moscovita y otra de paragonita.

Si bien el período de repetición predominante en el caso de la clorita es el de  $28 \text{ \AA}$  (politipo IIb), puede apreciarse con mucha menos intensidad otro de  $14 \text{ \AA}$  correspondiente a un politipo I. Esto indica un cierto desorden de apilamiento con intercalación de algunas capas de politipo I dentro de la secuencia mayoritaria del politipo IIb.

El resultado obtenido está de acuerdo con Bailey y Brown (1962), que establecen que el politipo estable en la zona de metamorfismo regional y en filones hidrotermales es el IIb. Este sería el politipo que se formaría siempre que el ambiente geológico sea capaz de aportar la energía necesaria para su formación. En los demás casos, a bajas temperaturas, se formarían los politipos I, menos estables. Estos mismos autores sugieren la posibilidad de transformación de politipos I en el IIb, si en un momento determinado reciben el aporte energético necesario.

De esta forma, las capas de politipo I encontradas tendrían probablemente un carácter residual, no habiéndose completado totalmente la transformación al politipo IIb.

Una selección semejante se ha realizado con el fin de llevar a cabo estudios por el método de Laue. Un lauegrama da información sobre el tipo de apilamiento de láminas cristalinas para constituir unidades

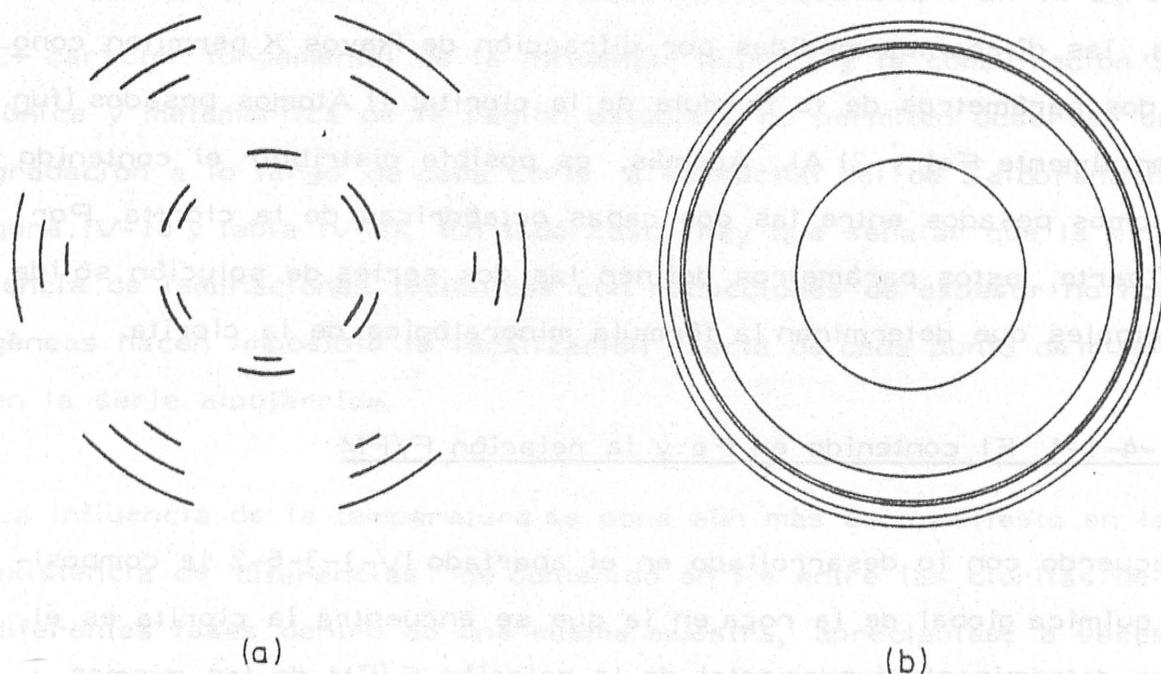
de mayor grosor. Este apilamiento puede ser ordenado, de manera que dé lugar a un verdadero cristal en tres dimensiones, o desordenado, de forma que globalmente, a la escala del cristal estudiado, la periodicidad cristalina se mantiene sólo en una dirección,  $[001]$ . Esta última posibilidad se manifiesta por la existencia de cristales superpuestos orientados según todas las direcciones posibles del plano perpendicular al eje  $c$ , dando lugar a un lauegrama constituido por círculos concéntricos en lugar de por puntos bien definidos (figura IV-19-b).

Ambas posibilidades, así como casos intermedios, se han encontrado en las muestras estudiadas. La figura IV-19 recoge dos ejemplos extremos. En el caso (a) existe un ordenamiento casi perfecto, observándose sólo un pequeño ángulo de desviación, mientras en el (b) no se observan en absoluto máximos definidos de ennegrecimiento, sino que por el contrario se aprecia cómo las redes recíprocas de cada uno de los diferentes dominios cristalinos de la muestra están girados y repartidos de una forma bastante homogénea alrededor del eje recíproco  $00l$ , lo que da lugar a la aparición de círculos concéntricos en los lauegramas de transmisión efectuados en esta dirección.

El caso a corresponde a un micaesquisto de grano fino y se da en las muestras de mayor temperatura de formación, mientras que el b pertenece a una filita y es el caso típico de las de menor temperatura. Los filoncillos dan diagramas de tipo intermedio, aunque más próximos al caso de las filitas que al de los micaesquistos. Las cloritas de retrometamorfismo de los micaesquistos, formadas también a baja temperatura, dan diagramas del mismo tipo que las filitas.

Este modo de apilamiento desordenado puede explicar la existencia de ángulos  $2V$  muy bajos. En la gran mayoría de los casos la figura de

interferencia se muestra como perfectamente uniáxica, cuando en realidad la clorita es ópticamente biáxica de bajo ángulo  $2V$ , pero suficiente para permitir su medida.



**Fig. IV-19** - Ejemplos extremos de lauegramas obtenidos por transmisión, perpendicularmente a (001). a) Micaesquisto de grano fino b) Fililita.

#### IV-1-4 RESUMEN Y DISCUSION GLOBAL

Aunque en los apartados anteriores, al exponer los resultados, ha sido necesario realizar una interpretación de los mismos y avanzar una discusión parcial, se estima necesario para la mejor comprensión del problema realizar un resumen y síntesis, al final de este apartado.

Con ello se intenta hacer un planteamiento más global de las conclusiones obtenidas e hipótesis emitidas.

#### IV-1-4-1 La composición química de la clorita

Como ya se ha expresado en los apartados de Antecedentes y Metodología, las diferentes medidas por difracción de Rayos X permiten conocer dos parámetros de la fórmula de la clorita: 1) Átomos pesados (fundamentalmente Fe) y 2) Al. Además, es posible distribuir el contenido en átomos pesados entre las dos capas octaédricas de la clorita. Por otra parte, estos parámetros definen las dos series de solución sólida principales que determinan la fórmula mineralógica de la clorita.

##### IV-1-4-1-1 El contenido en Fe y la relación F/FM

De acuerdo con lo desarrollado en el apartado IV-1-3-6-2 la composición química global de la roca en la que se encuentra la clorita es el factor determinante fundamental de la relación F/FM de las mismas (figuras IV-12 y IV-13). Tal conclusión está de acuerdo con lo generalmente admitido en la bibliografía (Horikoshi, 1965; Kawachi, 1974, 1975; Ernst, 1976; Ernst y Dal Piaz, 1978; entre otros). No obstante y a diferencia de los autores mencionados, en este trabajo se encuentra que las condiciones termodinámicas y más concretamente la temperatura, constituye un segundo factor determinante de la composición química (figura IV-14).

Esta influencia de la temperatura se pone de manifiesto claramente en el escalonamiento de los valores medios obtenidos para Fe y F/FM en las diversas unidades de acuerdo con su gradiente térmico (tabla IV-7 y figura IV-7) y en la estrecha correlación con los parámetros de las micas, relacionados con la temperatura, para los diversos muestreos

de filitas (figura IV-8 y IV-9). Como consecuencia de la misma se producen relaciones semejantes con los diversos parámetros relacionados con el contenido en Fe: Características ópticas (figura IV-4); eje  $b_0$  (tabla IV-5 y figura IV-5) y relaciones de intensidades de las reflexiones basales (tabla IV-6 y figura IV-6).

El carácter fundamental de la influencia química y la complicación tectónica y metamórfica de la región estudiada no permiten observar una gradación a lo largo de cada corte a excepción del de Salobreña (figura IV-10 y tabla IV-8). En todo caso, hay que señalar que la existencia de laminaciones tectónicas con reducciones de espesor no homogéneas hacen imposible la localización exacta de cada punto de muestreo en la serie alpujarride.

La influencia de la temperatura se pone aún más de manifiesto en la existencia de diferencias de contenido en Fe entre las cloritas de diferentes fases dentro de una misma muestra, apreciables, a veces, incluso ópticamente.

Un dato que ha quedado pendiente de explicación en el apartado correspondiente es el referente a las diferencias en la desviación standard existente para Fe y F/FM entre unas unidades y otras. Como puede apreciarse en la tabla IV-7 las unidades de mayor temperatura (SA y LH) son las que presentan una menor dispersión de valores.

En el resto de las unidades, ofrecen valores bastante semejantes entre sí. La desviación standard de las cloritas de retrometamorfismo de micaesquistos (MT) no indica en realidad una gran dispersión de valores ya que, proporcionalmente al valor medio de la unidad, ésta representa un valor semejante o incluso menor que los correspondientes a las

unidades de filitas. Dentro de estas últimas parece observarse una cierta gradación con la temperatura, correspondiendo el valor mayor de  $\sigma_x$  a Gorgoracha y el menor a Huarea.

La explicación a estas diferencias hay que buscarla: bien en la composición global de la roca, bien en la temperatura, que según hemos visto son los factores determinantes de F/FM de la clorita. Parece ser que ambas variables han podido jugar un papel combinado. Así, Gorgoracha es precisamente el corte que presenta una mayor dispersión de composiciones químicas de roca total (tabla IV-2), sobre todo en lo referente a Fe y Mg. Asimismo, los micaesquistos de grano fino presentan una dispersión algo menor que el resto de las unidades. No obstante, este último dato no parece suficiente para explicar desviaciones standard en el Fe de la clorita, inferiores a la mitad de las encontradas para los cortes de filitas. La explicación habría que buscarla, pues, en un intervalo de temperaturas más reducido para los micaesquistos de grano fino que para las filitas. Este hecho puede ser consecuencia de los tipos de límites impuestos a los muestreos por las propias características de las series alpujarrides: El límite inferior (la isograda de desaparición de la clorita) tiene un significado fundamentalmente termodinámico; en cambio, el superior es estrictamente estratigráfico-sedimentológico y viene marcado por el cambio en la litología metapelitas-carbonatos. Por tanto, mientras el límite inferior debe representar en todos los casos temperaturas semejantes, el superior puede representar diferentes temperaturas en función del gradiente térmico de cada serie muestreada. Corresponderán, pues, intervalos más reducidos de temperatura a los cortes de mayor gradiente.

Una explicación semejante puede darse para la menor desviación standard del corte de Huarea, respecto a otros cortes de filitas. Como ya se

mencionó en el apartado correspondiente, este corte está realizado en una ventana tectónica y representa sólo una parte de la formación de filitas y no la totalidad de la misma, como en el caso de los otros cortes.

Como ya se ha expresado, tanto el Fe como el Mg de la clorita pueden situarse bien en la capa octaédrica de la unidad 2:1 o bien en la interlaminar. La medida de las relaciones de intensidades basales permite una buena aproximación a la distribución de estos iones entre ambas capas. De acuerdo con lo expresado en el apartado IV-1-3-7 el Fe tiende a concentrarse preferentemente en la capa octaédrica (tabla IV-12). La temperatura de formación tiene una influencia mucho más marcada sobre la composición de la capa octaédrica que sobre la de la interlaminar y la composición química del metasedimento reparte su influencia entre ambas capas, de forma que el contenido en Fe influye más sobre la octaédrica, y la concentración inicial de Mg sobre la interlaminar (tabla IV-13). Finalmente, el Mn tiene un comportamiento paralelo al Fe.

Tanto en una capa como en otra, los cationes ocupan huecos octaédricos. Sin embargo, mientras que en la octaédrica estos huecos se presentan fuertemente deformados debido al acoplamiento de dicha capa con las dos tetraédricas entre las que se encuentra, en la interlaminar la estructura es mucho más abierta. Por tanto, para los elementos de transición (en nuestro caso Fe y Mn fundamentalmente) los huecos octaédricos ofrecen posiciones más estables que los interlaminares (Efecto Jahn Teller). Este hecho explicaría que estos elementos, cuando existen en cantidad suficiente en la roca y pueden entrar en la clorita en función de la temperatura, lo hacen preferentemente en la capa octaédrica, mientras la interlaminar está constituida fundamentalmente por Mg.

#### IV-1-4-1-2 El contenido en Al. Espaciado basal

En el apartado IV-1-3-8 se han presentado los resultados correspondientes al espaciado basal de las cloritas estudiadas. Como ya se ha expresado, éste se encuentra biunívocamente relacionado con el Al total de la clorita. Por tanto, las conclusiones obtenidas para el parámetro estructural son perfectamente extrapolables al químico.

El dato fundamental a destacar es que este parámetro tiene valores mucho más constantes para las muestras estudiadas que el contenido en Fe (tabla IV-14).

Es necesario recurrir a la tercera cifra decimal para observar diferencias entre los diversos cortes de filitas. Dado que esta tercera cifra tiene un valor sólo orientativo las correlaciones entre este parámetro y los de las micas para los cortes de filitas (figura IV-15 y IV-16) han de ser tomadas con mucha precaución, teniendo sólo una utilidad problemática. Por tanto, sólo parece probada, fuera de toda duda, la relación de este parámetro con la temperatura, a partir de su escalonamiento por unidades: cloritas retrometamórficas — filitas — Micaesquistos de grano fino (tabla IV-14), y de su estrecha relación con Fe y F/FM de las diversas unidades (figura IV-17). La posible relación con la presión es, pues, sólo una hipótesis sin comprobar, basada fundamentalmente en las relaciones con los parámetros de las micas y en una tendencia, que parece lógica, a adoptar volúmenes de celdilla menores conforme sea mayor la presión.

La influencia de la composición química de la roca total aparece en este caso mucho más difusa que para el Fe (tabla IV-15), no alcanzándose en ningún caso altos coeficientes de correlación ni siquiera

para los parámetros relacionados con el Al.

Ya se expresó en el apartado IV-1-3-8 que los coeficientes relacionados con el Fe no han de indicar necesariamente una influencia de este elemento. Tan sólo parece digno de tenerse especialmente en cuenta el factor referente al Mg, que es casi tan alto como el que relaciona a este elemento con  $F/FM$  de la clorita. La explicación se puede buscar en el hecho de que junto con el Fe, cuya cantidad viene ya fijada por el Fe de la roca y la temperatura, el Mg y el Al son los elementos fundamentales de las capas octaédricas de la clorita. De alguna forma, por tanto, un déficit de Mg en la roca ha de condicionar la formación de cloritas más aluminicas, mientras su exceso jugaría el papel contrario.

#### IV-1-4-1-3 Las cloritas de los filoncillos

De acuerdo con lo expuesto en el apartado IV-1-3-6-1 las cloritas de los filoncillos presentan una composición bastante homogénea dentro de cada filón y en general tienen relaciones  $F/FM$  algo menores que las de sus correspondientes rocas de caja, si bien tal relación tiende a invertirse conforme el contenido en Fe es mayor (figura IV-11). En definitiva, la ecuación que da el Fe de las cloritas de los filoncillos a partir del Fe de las de su correspondiente roca de caja, se caracteriza por una pendiente positiva y mayor que 1 y un término independiente negativo. La pendiente implica, pues, la tendencia del Fe en la clorita del filoncillo a ser mayor que en la clorita de la roca, mientras el término independiente negativo introduce un factor modificador de partida que compensa tal tendencia y hace que ésta sólo se manifieste

te cuando el Fe tiene un valor elevado.

Tal ecuación puede ser explicada mediante tres hipótesis:

1) La pendiente de la recta es consecuencia de diferencias de temperatura entre la roca y el filoncillo. El término independiente proviene de diferencias de composición química. Esta es la hipótesis que ha sido esbozada ya al dar los resultados e implicaría que la clorita del filoncillo se ha formado a una temperatura menor que la de la roca de caja y que el fluido del mismo se encontraría enriquecido en Mg y empobrecido en Fe, respecto a dicha roca. A favor de esta hipótesis aboga el hecho de que el Mg tiene un carácter más móvil que el Fe y la posibilidad de un enfriamiento relativo en el fluido del filoncillo al producirse una expansión adiabática como consecuencia de la disminución de presión.

2) La pendiente de la recta es consecuencia de diferencias químicas entre la roca y el filoncillo. El término independiente proviene de diferencias de temperatura.

Esta hipótesis implicaría la existencia de una temperatura mayor en el filoncillo que en la roca y un fluido en el mismo enriquecido en Fe y empobrecido en Mg, respecto a la roca de caja. Esta última premisa parece difícilmente justificable. En cambio, la temperatura puede ser en efecto, algo mayor si los filones se han formado algo después de la cristalización de la clorita de la roca de caja, ya que en los Alpujarrides el gradiente térmico tiene un carácter ascendente con el tiempo.

3) La composición de la clorita de los filoncillos es independiente de la temperatura y refleja directamente la composición del fluido del filoncillo.

A favor de esta hipótesis aboga el hecho de que la clorita es prácticamente el único mineral que aparece, aparte del cuarzo, en cantidades importantes en la mayoría de los filoncillos. Por tanto, al no existir otros minerales con los que compartir el contenido en ferromagnesianos su relación F/FM habría de ser necesariamente igual o muy parecida a la del filoncillo, globalmente. Por tanto, la temperatura no podría jugar en los filoncillos el mismo papel que en la roca, donde sí existen otros minerales con los que repartir Fe y Mg. Si esta hipótesis es cierta, la posición de la recta que relaciona las composiciones de ambos tipos de cloritas sería consecuencia exclusivamente del efecto de la temperatura sobre las cloritas de la roca, o en todo caso a este efecto se superpondría el producido por diferencias de movilidad entre el Fe y Mg al pasar de la roca al filoncillo.

En principio, no hay ningún criterio definitivo para pronunciarse por una de las tres hipótesis en concreto. Parece difícil de admitir la segunda, ya que no parece probable que el fluido del filoncillo esté enriquecido en Fe y empobrecido en Mg respecto a la roca. Por tanto, resulta más fácil admitir que la solución se encuentre próxima a la primera o a la tercera, o tal vez, se trate de una intermedia entre ambas, que en realidad no resultan tan diferentes como a primera vista pudiera parecer. En todo caso se ha dejado al margen de esta discusión la posible influencia que sobre la composición de las cloritas haya podido jugar la presión, por no contar con datos suficientes para abordar tal problema.

Finalmente hay que señalar que el espaciado basal y por tanto el contenido en Al de las cloritas de los filoncillos es extraordinariamente

semejante al de la correspondiente clorita de la roca de caja (tabla IV-14).

#### IV-1-4-2 Otras características de la clorita

Se recogen en este apartado características estructurales y texturales de la clorita, no relacionadas de forma directa con su composición.

La medida de la anchura de las reflexiones basales a mitad de altura ha revelado que para las cloritas metamórficas del Complejo Alpujarride, ésta es sólo ligeramente superior a la de una reflexión cercana de la pastilla de Si, usada como standard (tabla IV-16). Aplicando a los resultados obtenidos la fórmula propuesta por Klugg y Alexander (1954) se obtienen en todos los casos tamaños de cristallitos superiores a  $1000 \text{ \AA}$ , interpretables como indicadores de una cristalinidad perfecta. Para tales casos la medida de la anchura de la reflexión no se puede considerar relacionada con el tamaño de los cristales. Adicionalmente, no son los filoncillos los que dan reflexiones más estrechas, a pesar de presentar cristales en muchos casos macroscópicos. Por tanto, no se puede considerar la anchura de las reflexiones basales como una medida del grado metamórfico. De hecho no se observa ninguna relación con el mismo al individualizar dicha medida por unidades geológicas (tabla IV-17). Cabe pensar que dicha medida alcance un valor mínimo y se estabilice al pasar de la diagénesis al metamorfismo.

Las pequeñas diferencias encontradas de unas unidades a otras se explican en base a otros factores tales como pequeñas deshomogeneidades de composición (tabla IV-18) y proporción de clorita en la roca (figura IV-18).

Los pequeños fragmentos, con apariencia de monocristal de clorita, aislados con el fin de llevar a cabo estudios de cristal único revelaron al realizar los mismos estar constituidos en casi todos los casos por finos intercrecimientos de mica (moscovita y a veces paragonita) y clorita.

En cualquier caso, todos los especímenes estudiados presentaban para la clorita un politipo IIb con intercalación de algunas capas, siempre minoritarias, de politipos I. Este resultado está de acuerdo con el de Bailey y Brown (1962) que consideran como politipo estable en el ambiente metamórfico y en los filones hidrotermales el IIb. Las capas de politipo I tendrían de esta forma un carácter residual, no habiéndose completado totalmente la transformación al politipo IIb.

Los lauegramas realizados perpendicularmente a los planos basales han revelado la existencia de desórdenes de apilamiento de las láminas de clorita, al constituir unidades de mayor grosor. Este desorden es total para las muestras de menor temperatura de formación, mientras que para las de mayor temperatura se observa un ordenamiento casi perfecto (figura IV-19). Este tipo de desórdenes es el causante de la existencia generalizada de ángulos  $2V$  iguales a 0.

#### IV-2 COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

De los tres complejos que constituyen las zonas internas de la Cordillera Bética, el Nevado-Filábride es el que ocupa la posición tectónica inferior.

En relación al estudio de las cloritas ofrece aspectos muy diferentes respecto al Alpujárride. En este caso no se cuenta con potentes formaciones metapelíticas de bajo grado metamórfico en que la clorita sea una parte principal de la paragénesis, del tipo de las que han constituido la base fundamental de este estudio en el Complejo Alpujárride. La clorita en el Nevado-Filábride sólo aparece como constituyente mayoritario en determinadas masas de alteración (clorititas), ligada a filones hidrotermales o en relación a procesos metasomáticos (yacimientos de talco, entre otros). En el resto de los casos es siempre una fase minoritaria de la roca. Por otra parte, la compleja historia metamórfica del Nevado-Filábride, con varias fases de deformación y blastesis, hace frecuente la existencia de cloritas pertenecientes a diferentes fases. Todo ello hace imposible un estudio por difracción de Rayos X del tipo realizado para el Complejo Alpujárride. Tampoco el tipo de muestreo realizado en este Complejo es válido para el Nevado-Filábride.

Por tanto, el estudio de las cloritas de este último Complejo se ha realizado sobre muestras seleccionadas del estudio de Gómez-Pugnaire (1981), y ha consistido en un estudio petrográfico y un análisis químico de la roca total y de la clorita, este último por microsonda electrónica.

##### IV-2-1 CONTEXTO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Las muestras estudiadas corresponden a la Sierra de Baza, que se sitúa en el E de la Provincia de Granada, al S del pueblo del mismo nombre (Fig. IV-20). En esta Sierra se encuentran materiales alpujárrides y nevadofilábrides. Estos últimos afloran sobre todo en la Sierra de Charches y una ventana tectónica situada más al N (ventana de Gor)

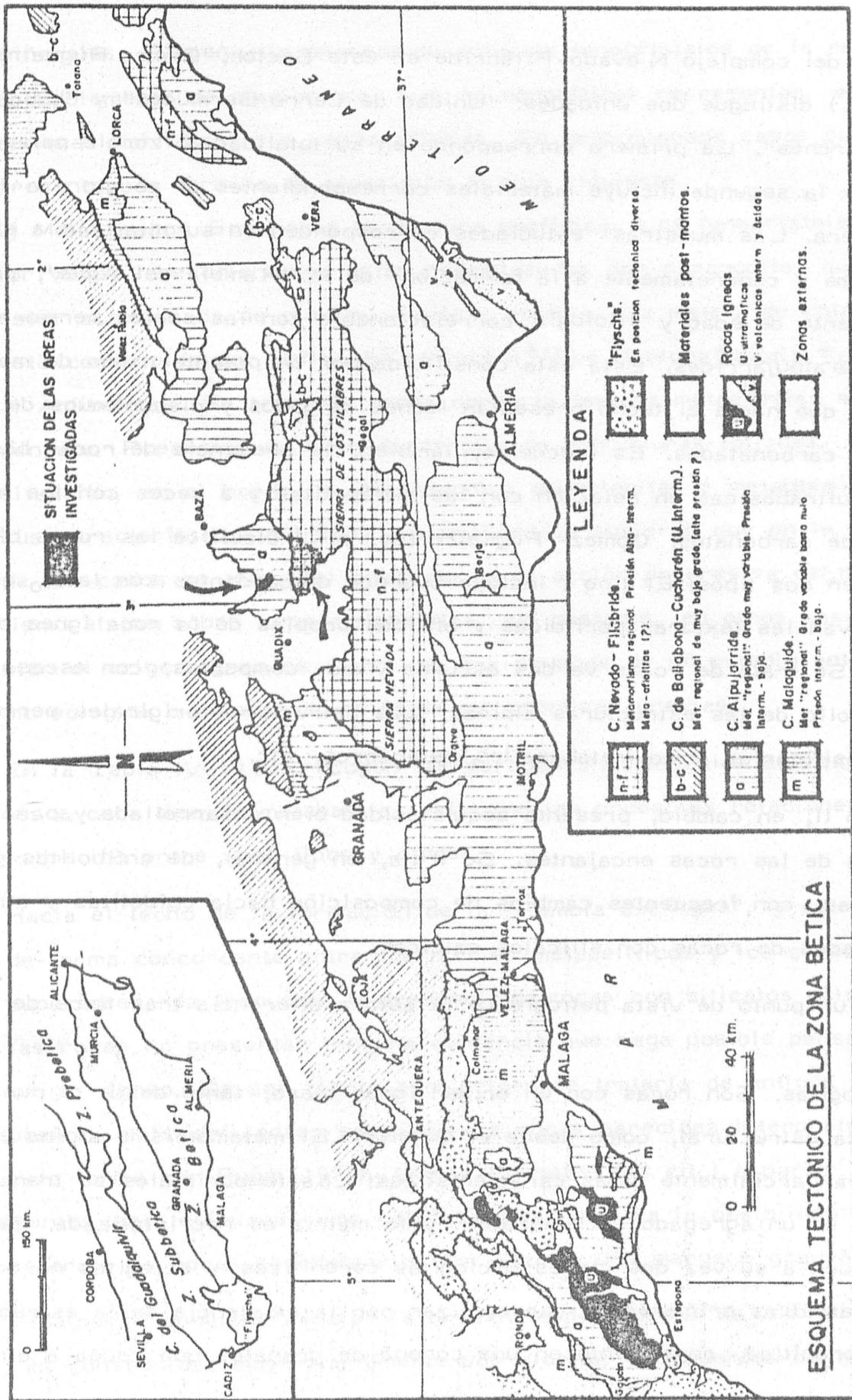


Fig. IV-20- Localización geográfica y geológica de la Sierra de Baza (según Gomez Pugnare, 1981)

Dentro del complejo Nevado-Filábride en este Sector, Gómez Pugnáire (op. cit.) distingue dos unidades: "Unidad de Cerro Bermúdez" y "Unidad de Charches". La primera corresponde en su totalidad al zócalo paleozoico y la segunda incluye materiales correspondientes al zócalo y a la cobertera. Las muestras estudiadas corresponden en su totalidad a esta última y concretamente a la formación de la "Rambla del Agua", probablemente de edad y litología correlacionable con las series permowenenienses alpujárnides. Esta está constituida por un potente tramo de metapelitas que hacia el techo presentan lechos delgados y discontinuos de rocas carbonatadas. Es frecuente, también, la presencia de rocas básicas y ultrabásicas en relación con las metapelitas y a veces con los niveles de carbonatos. Gómez-Pugnáire (op. cit.) clasifica las rocas básicas en dos tipos: El tipo I incluye cuerpos discordantes con la  $S_0$  que conservan las texturas porfídicas y ofíticas propias de la roca ígnea original. Se trata de rocas verdes oscuras y muy compactas, con escaso desarrollo de las estructuras alpinas. Las estructuras originales permiten clasificarlas como metabasaltos, metagabros, etc.

El tipo II, en cambio, presenta esquistosidad bien desarrollada y paralela a la de las rocas encajantes. Se trata, en general, de anfibolitas granatíferas, con frecuentes cambios de composición hacia epidotitas y otras variedades de rocas con silicatos cálcicos.

Desde un punto de vista petrográfico la autora diferencia tres tipos de rocas:

- 1) Eclogitas. Son rocas con un origen ígneo claro, tanto desde el punto de vista estructural, como desde el químico. El metamorfismo alpino enmascara parcialmente estas características: Los fenocristales se transforman en un agregado de minerales y la matriz es recrystalizada. Se distinguen a su vez dos clases: Eclogitas coroníticas y eclogitas no coroníticas. Las primeras se caracterizan por la existencia de la estructura coronítica, consistente en una corona de granates que rodea a otros

minerales. El conjunto procede de antiguos fenocristales de la roca ígnea, probablemente de plagioclasa. Las no coronífticas representan, en cambio, texturas porfífticas y a veces offticas. En determinados casos pueden representar un término de transición al tipo siguiente.

2) Metabasaltos. Son rocas de textura porfíftica. Los fenocristales, de color verde y desorientados están reemplazados por paragonita, que puede estar acompañada de clorita, albita y epidota. La matriz de color verde está constituida por  $\text{anfíbol} + \text{Pg} + \text{Epi} + \text{Q} \pm \text{Mica incolora} \pm \text{biotita} \pm \text{clorita}$ .

3) Anfíbolitas. Se trata de rocas donde la textura metamórfica es ya dominante. Presentan un buen desarrollo de estructuras foliadas. Tanto su situación, en el borde de afloramientos de eclogitas y metabasaltos, como sus características químicas y estructurales sugieren que en la mayoría de los casos se trata del producto de la acción progresiva del metamorfismo alpino sobre otras metabasitas. No obstante, en otros casos, si bien el origen ígneo es claro, no hay pruebas de un estadio anterior como eclogita o metabasalto en fases metamórficas previas.

En la Tabla IV-19 se recogen las paragénesis minerales correspondientes a cada tipo de metabasita, así como las probables relaciones de transformación entre unos tipos y otros.

Hacia el techo de la formación de la "Rambla del Agua", y estratificadas de forma concordante entre los niveles metapelfticos y los carbonatados superiores, es frecuente la presencia de rocas con silicatos cálcicos. Estas rocas no presentan ninguna evidencia que haga posible pensar en un origen ígneo. De ser cierto este origen, se trataría de antigua coladas básicas metamorfizadas, semejantes a rocas parecidas interpretadas de esta forma por Puga (1971). Gómez-Pugnaire (op. cit.), a partir de argumentos tanto químicos como estructurales, plantea la posibilidad de que se trate de rocas sedimentarias del tipo de una marga o grauvaca.

Finalmente conviene señalar la presencia de cuerpos de clorititas, rocas constituidas mayoritariamente por clorita, procedentes de la altera

ción de anfibolitas.

Tabla IV-19

Asociaciones mineralógicas formadas en las distintas rocas de composición básica, durante las fases de metamorfismo alpino. Las posibles reacciones metamórficas, en eclogitas coroníticas y metabasaltos, están gráficamente representadas por la correlación con la columna correspondiente a roca ígnea. En las asociaciones del segundo acontecimiento alpino, algunos minerales van acompañados de otros entre paréntesis, los cuales representan las fases cristalinas preexistentes.

PRIMERA FASE DE METAMORFISMO ALPINO			SEGUNDA Y TERCERA FASES DE METAMORFISMO ALPINO	
ROCA IGNEA ORIGINAL	Rocas con relictos ígneos		Rocas sin relictos ígneos	
	ECLOGITAS CORONÍTICAS	METABASALTOS	ECLOGITAS NO CORONÍTICAS	ANFIBOLITIZACIÓN
Plagioclasa	onfacita + hornblenda magnésica subcálcica + mica incolora	paragonita + zoisita	onfacita glaucófana granate II distena rutilo	simplectita (onfacita) hornblenda actinolítica (glaucófana) subcálcica (granate II y III) (barrosita)
Plagioclasa + Matriz	granate I		mena opaca zoisita	granate IV (borde granate III) albita
Matriz	onfacita + actinolita subcálcica + opacos + granate II	glaucófana + mica incolora + zoisita + granate II	ANFIBOLITAS albita granate III glaucófana cloritoide carbonato zoisita rutilo mena opaca clorita?	olivoclasa (borde de albita) pistacita (zoisita) cloritozoisita (zoisita) biotita (granates) (anfíboles)
Augita	actinolita subcálcica + opacos	actinolita subcálcica + opacos		
Titanomagnetita	rutilo + opacos + cuarzo	rutilo + opacos + cuarzo		
Titanomagnetita + Matriz	granate I			clorita (granates) (anfíboles) (biotita)
Ankerita	carbonato + hematites	carbonato + hematites		
Apatito	apatito			óxidos de hierro carbonato titania (rutilo)  ilmenita (rutilo) (titanita)

(Según Gómez-Pugnaire, 1981)

De entre las numerosas muestras estudiadas petrográficamente y cuando fue posible (clorititas) por difracción de Rayos X, se han seleccionado para un estudio químico más detallado, un metabasalto (GW-136''), un metagabro (CH-46), tres anfibolitas (GW-122'; GW-98 y C-773), una roca con silicatos cálcicos (CH-33-H) y dos clorititas (C-162 y C-13).

#### IV-2-2. Análisis petrográfico.

CH-46. Se trata de un metagabro que conserva, en la muestra de mano, la textura ígnea original, consistente en un entramado de cristales de

plagioclasa alargados, entre cuyos intersticios se encuentra una matriz de carácter máfico. Los antiguos cristales de plagioclasa se encuentran completamente alterados a un agregado de cristallitos de epidota y sericita. Pueden quedar, no obstante, algunas partes de plagioclasa sin alterar. La matriz máfica está constituida por un agregado de cristales grandes de anfíbol verde azul (tipo ferropargasítico) y anfíbol de la serie actinolita-tremolita en el borde. Son frecuentes los agregados de agujillas de los dos tipos de anfíbol, rodeando los cristales de mayor tamaño. Este mineral presenta abundantes inclusiones de rutilo. El anfíbol pseudomorfiza antiguos cristales de piroxeno ígneo del cual aparentemente procede.

Los agregados sericítico-epidóticos y el anfíbol conservan una textura semejante a la ofítica, con grano de tamaño medio.

Agregados de rutilo y/o ilmenita se encuentran dispersos en la roca, en una disposición que recuerda las líneas de exfoliación de antiguos cristales de magnetita-ilmenita.

La clorita se encuentra en cristales de tamaño comparable a los de los anfíboles más grandes, maclada y con textura decusada. Ocasionalmente se encuentra transformando al anfíbol.

GW-136'': Se trata de un metabasalto, que conserva la textura ígnea original. Los antiguos cristales de plagioclasa pueden llegar a medir hasta 1,5 cms de largo por 1 de ancho. Se encuentra transformada en albita, epidota y sericita, y en ningún caso se conservan restos de la plagioclasa ígnea original. La matriz tiene un tamaño de grano más fino que en la muestra anterior y está formada por un agregado de cristales alargados de anfíbol, sin orientación preferencial. A veces pueden formar a modo de esferulitos.

Son también comunes los cristales de rutilo. La clorita es del mismo tipo que en la muestra anterior y se encuentra siempre en la matriz, en cristales relativamente grandes con textura decusada. Ocasionalmente aparece intercrecida con un filosilicato de color marrón (biotita?).

GW-98. Es una anfíbolita, con fuerte desarrollo de esquistosidad. Esta se encuentra marcada por la orientación paralela de los ejes c de los anfíboles y el bandeado de las capas de anfíbol y las escasas micas blancas.

Asimismo hay cristales pequeños de epidota y rutilo que siguen la esquistosidad. Son frecuentes las venillas de cuarzo de exudación, de poca continuidad lateral.

Son muy comunes los granates, a veces rotacionales, con halos de flattening bien desarrollados. En las zonas de sombra de los mismos hay recristalización de clorita y cuarzo.

La clorita aparece en dos fases diferentes: la primera, de cristales pequeños, intercrecida con el anfíbol y orientada según la esquistosidad. La segunda está constituida por cristales más grandes, que aparecen desorientados cortando a la esquistosidad o bien en halos de flattening del granate. Esta última fase ha sido la analizada en este estudio.

CH-33-H. Se trata de una roca con silicatos cálcicos de grano muy fino, con un desarrollo muy marcado de estructuras foliares. Presenta bandas bien marcadas de diferente composición. Las bandas son de dos tipos: una de ellas es muy rica en clinozoisita y cuarzo; eventualmente aparecen carbonatos. El otro tipo es muy rico en anfíbol y, sobre todo, pistacita.

El granate es extraordinariamente abundante y se encuentra más o menos homogéneamente distribuido en toda la roca. Sus cristales son prácticamente idiomorfos.

El rutilo es poco abundante y aparece, sobre todo, como inclusiones de los granates.

Localmente existen algunas venillas de cuarzo con textura granoblástica poligonal en las que existe una alta concentración de granates, también idiomorfos, de menor tamaño que los del resto de la roca.

La clorita se encuentra en agregados redondeados con textura decusada, bien pseudomorfizando al granate o bien completamente discordante con

la estructura de la roca.

C-773. Es una anfibolita micácea, constituida por bandas paralelas y alternantes de anfíbol y mica. Ambos minerales aparecen fuertemente orientados, dando lugar a la esquistosidad principal. Pequeños cristallitos de rutilo y mena opaca se disponen paralelos a dicha esquistosidad.

La roca ha sufrido una nueva fase de plegamiento, con desarrollo de pliegues de estilo similar, que no ha desarrollado una nueva foliación, nada más que muy localmente. En las charnelas de estos pliegues los anfíboles y las micas aparecen doblados.

Una nueva fase de recristalización, posterior al plegamiento, viene marcada por la formación de anfíboles transversos a las charnelas de los pliegues mencionados y albita en cristales redondeados con textura claramente helicítica.

El cuarzo es muy poco abundante y se concentra en venillas de exudación metamórfica, de muy poca continuidad lateral y muy poca potencia, con textura granoblástica.

La clorita se encuentra en cristales transversos a las charnelas de los pliegues o a las superficies axiales de los mismos.

GW-122'. Es una roca rica en plagioclasa, que se encuentra afectada por una cataclasis muy fuerte. Esta cataclasis ha dado lugar a una intensa recristalización de clorita, que sustituye al mineral máfico anterior (probablemente anfíbol). La asociación de minerales actual es enteramente relacionable con dicha deformación cataclástica.

C-162. Es una cloritita, producto de la alteración de una roca básica. De ésta sólo quedan algunos relictos de epidota y rutilo. El resto ha sido transformado en un agregado de clorita con textura decusada, salvo en algunas zonas donde se orienta miméticamente siguiendo una antigua esquistosidad.

C-13. Es también una cloritita, producto de la alteración de una roca bá

sica.

Quedan relictos de cristales muy alargados de epidota. Estos se disponen paralelos entre sí y están afectados por pliegues de tipo similar. También aparecen cristales de hematites muy alargados y relativamente grandes, que han sido, asimismo, afectados por dichos pliegues.

El resto de la roca es una masa de clorita, que en parte sigue miméticamente la antigua esquistosidad y en parte está completamente desorientada con respecto a ella.

#### IV-2-3. Resultados

La tabla IV-20 recoge las fórmulas estructurales correspondientes a las cloritas analizadas, calculadas a partir de los datos de microsonda electrónica recogidos en el Apéndice 2 (tabla A-6). A partir de estas fórmulas se han estudiado las posibles relaciones entre los diferentes parámetros químicos de la clorita (tabla IV-21, Fig. IV-21 y IV-22) y se han realizado diagramas triangulares con el fin de estudiar las diferencias de composición entre las distintas muestras y establecer posibles agrupaciones.

Tabla IV-20

Fórmulas estructurales de las cloritas analizadas

	<u>Si</u>	<u>Al<sup>IV</sup></u>	<u>Mg</u>	<u>Fe</u>	<u>Al<sup>VI</sup></u>	<u>Mn</u>
GW-136''''	2,51	1,49	4,26	0,86	0,88	0,00
CH-46	2,72	1,28	4,30	0,78	0,92	0,00
CH-33-H	2,48	1,52	2,54	2,20	1,25	0,01
GW-98	2,60	1,40	3,27	1,54	1,18	0,01
C-773	2,47	1,53	3,71	1,36	0,94	0,00
GW-122'	2,58	1,42	3,25	1,69	1,06	0,00
C-162	2,42	1,58	3,78	1,38	0,82	0,01
C-13	2,47	1,53	3,19	1,79	1,00	0,02
$\bar{x}$	2,53	1,47	3,56	1,45	1,01	0,01
$\sigma_x$	0,09	0,09	0,55	0,44	0,14	0,01

La tabla IV-21 recoge los coeficientes de correlación y rectas de regresión obtenidos al relacionar los diferentes parámetros químicos de las

fórmulas estructurales de las cloritas analizadas.

Tabla IV-21

Relaciones entre los diferentes parámetros químicos de la clorita

$\underline{x}$	$\underline{y}$	$\underline{r}$	$\underline{a}$	$\underline{b}$
Al <sup>IV</sup>	Al <sup>t</sup>	0,462	0,792	1,31
Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	0,135	-0,207	1,31
Al <sup>IV</sup>	Fe	0,444	2,161	-1,72
Al <sup>IV</sup>	Mg	0,326	-1,994	6,46
Al <sup>IV</sup>	F/FM	0,421	0,440	-0,35
Al <sup>t</sup>	Al <sup>VI</sup>	0,816	0,730	-0,80
Al <sup>t</sup>	Fe	0,917	2,598	-4,98
Al <sup>t</sup>	Mg	0,938	-3,348	11,82
Al <sup>t</sup>	F/FM	0,933	0,569	-1,11
Al <sup>VI</sup>	Fe	0,735	2,326	-0,89
Al <sup>VI</sup>	Mg	0,836	-3,332	6,89
Al <sup>VI</sup>	F/FM	0,769	0,523	-0,23
Fe	Mg	0,986	-1,241	5,33

El coeficiente de correlación entre Fe y Mg demuestra claramente que este par de elementos constituye la principal serie de sustitución sólida de la capa octaédrica de la clorita y por tanto el contenido en estos dos elementos constituye prácticamente un solo parámetro químico cuantizable en la forma de F/FM.

En cuanto al Al, existe una estrecha relación del contenido total en este elemento con el grado de sustitución de Fe por Mg, de forma que al ser mayor el Fe y menor el Mg, el Al presenta valores más elevados. (Fig. IV-21). Es decir las cloritas más ferríferas son a su vez más aluminicas.

No obstante este Al no se reparte proporcionalmente entre ambas capas. Así mientras el valor de Al<sup>VI</sup> depende en gran medida del contenido total en Al, el Al<sup>IV</sup> es prácticamente independiente de este valor (Fig. IV-22, Tabla IV-21). Finalmente, como consecuencia de lo anterior, existe una relación clara de Al<sup>VI</sup> con F/FM, mientras que Al<sup>IV</sup> es independiente de éste.

La Fig. IV-23 presenta un diagrama triangular relacionando Al<sup>VI</sup>, Fe y Mg, para las cloritas analizadas. Se observa la existencia de cuatro grupos de composiciones, claramente individualizadas. Las diferencias vienen marcadas fundamentalmente por la relación F/FM, si bien se observa una lige--

ra tendencia en el  $Al^{VI}$  a incrementarse conforme es mayor  $F/FM$ , de acuerdo con lo expuesto en párrafos anteriores.

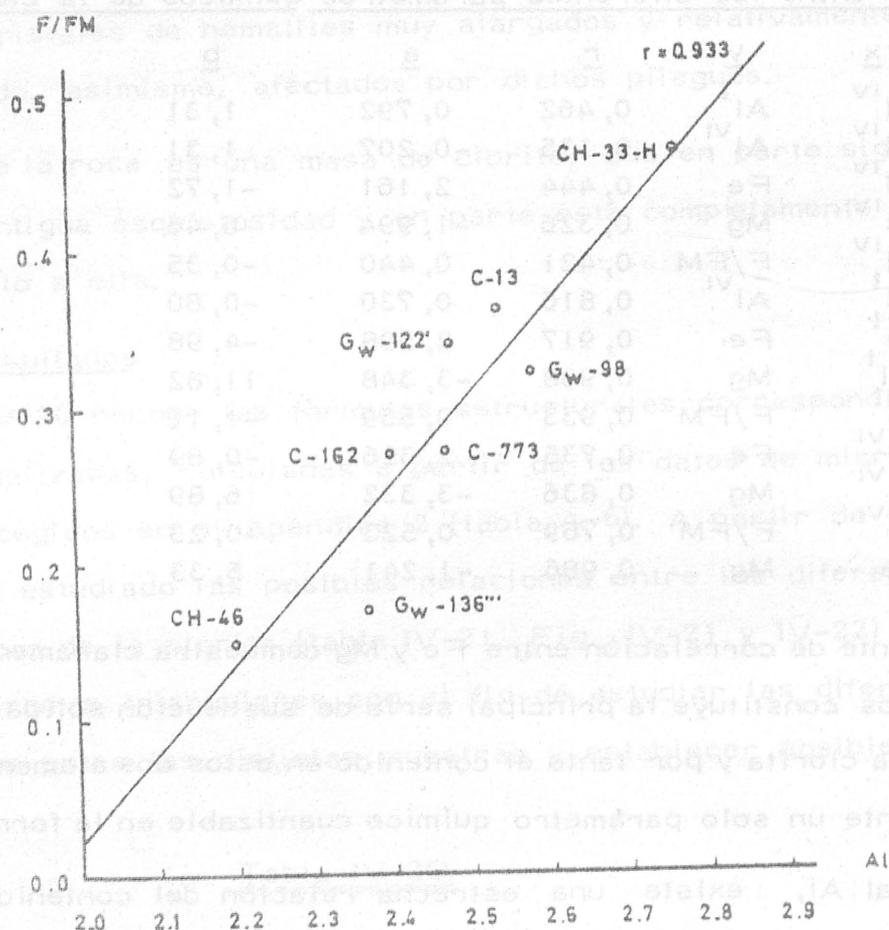


Fig. IV-21. Relación entre el contenido en Al y el parámetro  $F/FM$

Ante la disyuntiva de explicar esta diferenciación en grupos por diferencias, bien en la composición química global de la roca o bien en las variables termodinámicas intensivas del metamorfismo, se estimó necesario realizar análisis químicos de roca global, ya que en principio estos cuatro grupos no parecen responder a diferentes fases metamórficas o conjuntos de condiciones de formación. Por otra parte la situación de las dos cloritas analizadas en dos grupos diferentes, parece abundar en la hipótesis de que existe una influencia clara de la composición de la roca original sobre la de la clorita, ya que estos cuerpos de cloritas corresponden a una única fase de metamorfismo (Gómez-Pugnaire, comunicación personal).

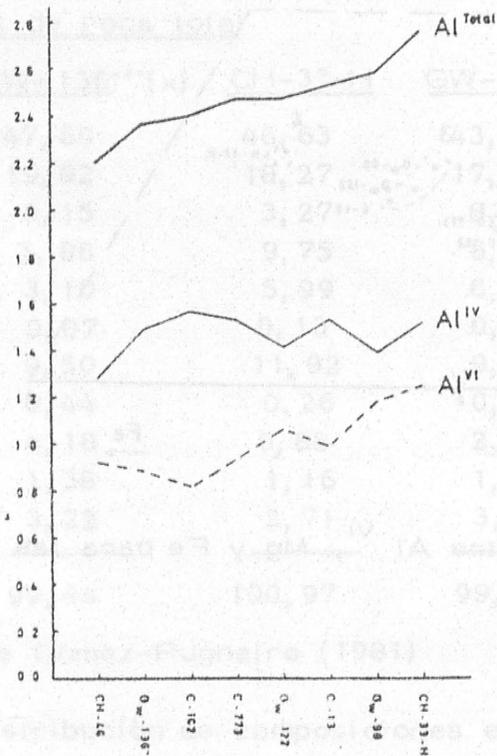


Fig. IV-22. Esquema representativo de la distribución del Al entre las capas tetraédrica y octaédrica.

Por tanto se han seleccionado muestras correspondientes a cada uno de los grupos de la Fig. IV-23 y se han llevado a cabo análisis de roca total, obteniéndose los resultados recogidos en la Tabla IV-22

Tales resultados se recogen gráficamente en forma de diagrama triangular en la Fig. IV-24, con el fin de establecer una comparación con el diagrama análogo realizado con las composiciones de las cloritas (Fig. IV-23)

Entre ambos diagramas se observa una analogía general, lo que no excluye ciertas matizaciones que es necesario señalar. Así los cuatro grupos de composiciones de cloritas de la Fig. IV-23, responden en realidad sólo a tres grupos de composiciones de roca total, de forma que las rocas correspondientes a los grupos 2 y 3 de cloritas, tienen composiciones extraordinariamente semejantes.

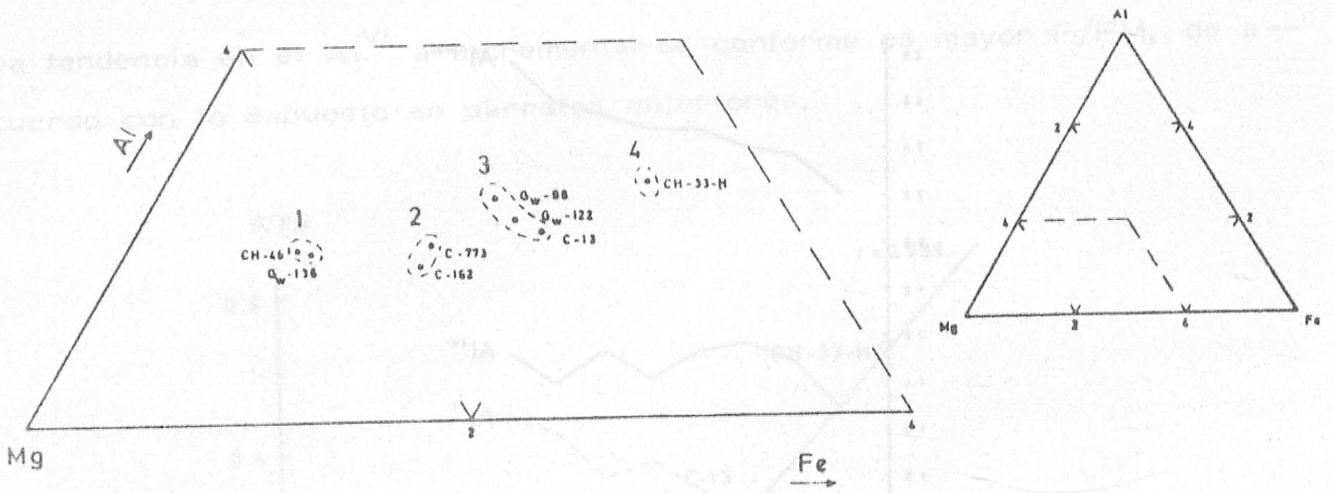


Fig. IV-23. Relación entre  $Al^{VI}$ , Mg y Fe para las cloritas analizadas.

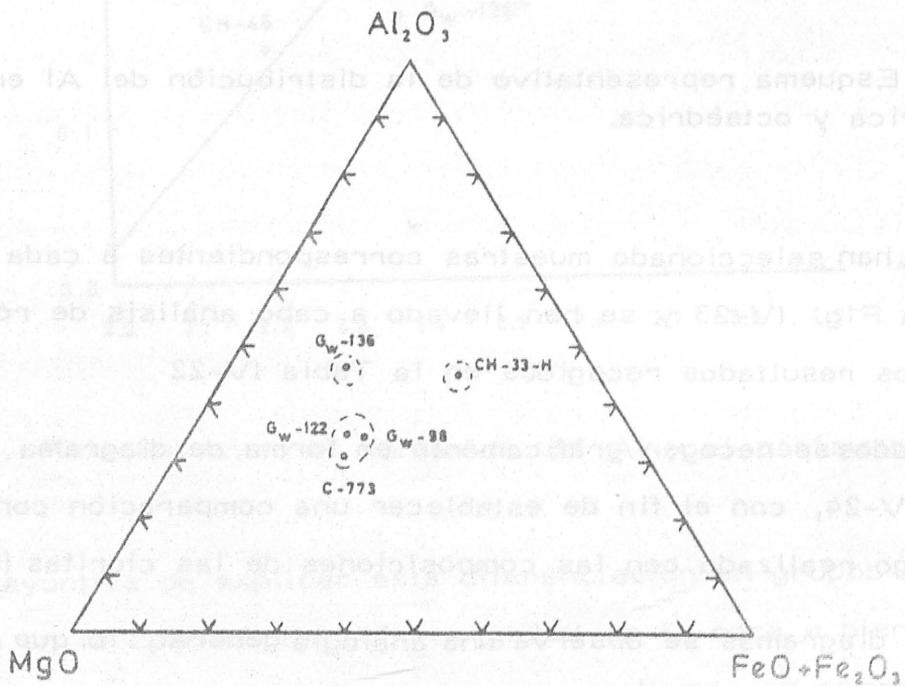


Fig. IV-24. Diagrama representativo de las relaciones de Al, Fe y Mg, correspondiente a los análisis de roca total (porcentajes moleculares)

Tabla IV-22  
=====

Análisis de roca total

	<u>GW-136''(x)</u>	<u>CH-33-H</u>	<u>GW-98</u>	<u>C-773</u>	<u>GW-122'</u>
Si O <sub>2</sub>	47,60	46,63	43,16	48,16	79,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,92	18,27	17,58	16,24	7,12
MgO	6,15	3,27	8,37	9,15	3,45
FeO	3,88	9,75	6,97	8,17	2,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	5,99	6,20	2,63	1,56
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,13	0,14	0,10	0,04
CaO	9,50	11,92	9,82	7,54	0,55
K <sub>2</sub> O	0,44	0,26	0,82	0,45	0,22
Na <sub>2</sub> O	4,18	0,88	2,44	2,94	1,70
Ti <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	1,38	1,16	1,19	0,55	0,63
P. C.	3,22	2,71	3,06	3,19	2,28
<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>	<hr/>
TOTAL	99,44	100,97	99,75	99,12	99,81

(x) Datos tomados de Gómez-Pugnaire (1981)

Por otra parte la distribución de composiciones en el diagrama es muy parecida para el caso de cloritas y el de roca total, sobre todo en lo referente a la relación F/FM. Es decir, salvo el caso de los grupos 2 y 3, las diferencias en el parámetro F/FM de la clorita parecen ser consecuencia de diferencias en la composición de la roca. En el caso del Al estas diferencias parecen tener una influencia mucho menor que sobre la composición de la clorita, que en lo referente a este elemento es mucho más homogénea.

La Fig. IV-25 recoge la relación del parámetro F/FM de la clorita con FeO/FeO+MgO de la roca y da la clave sobre el desdoblamiento del grupo central de composiciones de roca en los grupos 2 y 3 de composiciones de clorita. Las tres muestras de estos grupos, que han sido analizadas presentan composiciones de roca muy semejantes. Sin embargo las muestras GW-122 y GW-98, presentan razones F/FM de la clorita anormalmente altas respecto al valor previsible a partir de la composición de la roca. La clorita en estas dos rocas es claramente tardía y puede ser relacionada con la tercera fase de metamorfismo de Gómez-Pugnaire, 1981 (facies de los esquistos verdes). Las otras tres muestras corresponden en cambio a la segunda fase de metamorfismo (según Gómez-Pugnaire, op. cit.) y no han sido reequilibradas posteriormente, habiéndose formado por tanto a mayor temperatura que las anteriores. Como se indica en la fig. IV-25, la línea que une estas tres muestras podría separar diferentes fases de matamorfismo.

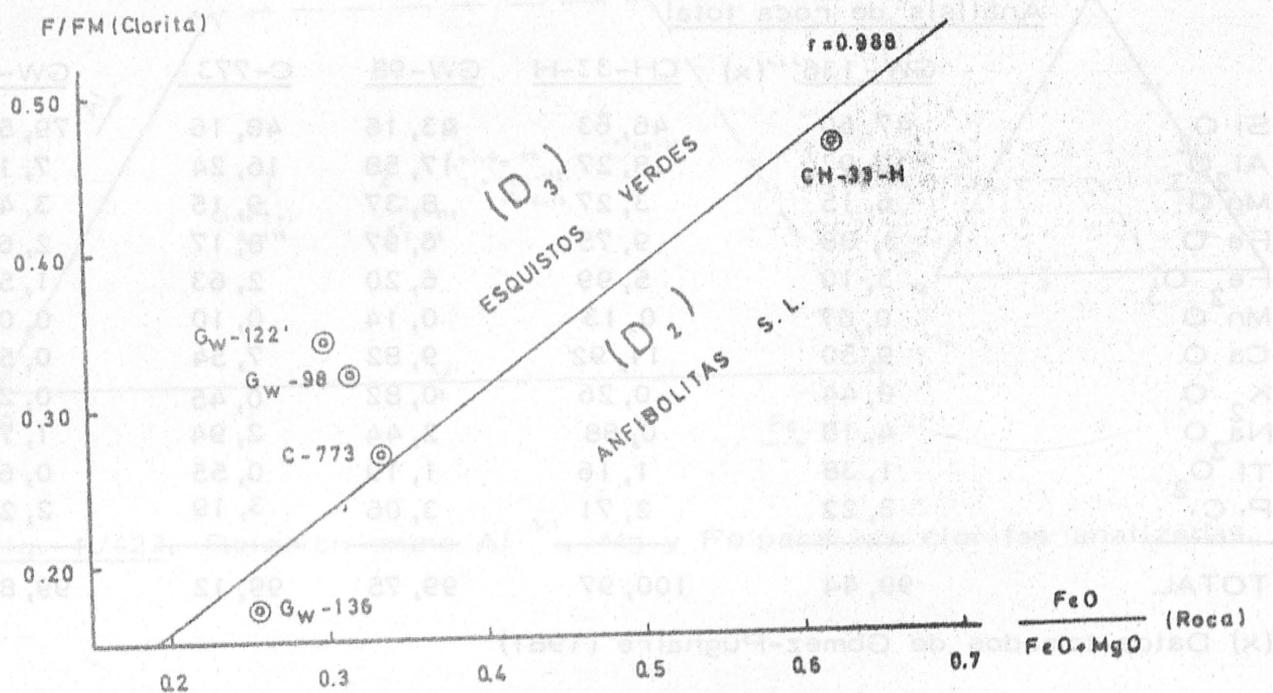


Fig. IV-25. Relación entre el parámetro F/FM de la clorita y  $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$  de la roca.

Por tanto, si bien la composición de la roca es el principal factor determinante de la composición de la clorita, el grado metamórfico constituye un segundo factor que modifica sustancialmente la composición previsible, a partir del primero, de forma que las T más altas determinan relaciones de F/FM más bajas.

Si bien es necesario un estudio más detallado, realizado sobre más muestras, y este apartado ha de ser considerado más bien como un avance del mismo, a la espera de poder contar con los medios necesarios para completarlo, las conclusiones obtenidas sobre estas muestras del Complejo Nevado-Filábride son plenamente coincidentes con las del estudio más amplio y basado en otra metodología sobre el Complejo Alpujárride, previamente expuesto.

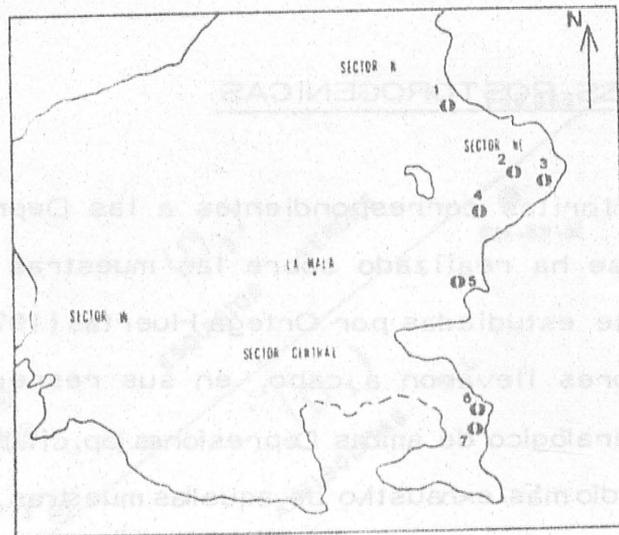
#### IV-3 DEPRESIONES POSTOROGENICAS

El estudio de las cloritas correspondientes a las Depresiones de Granada y Guadix-Baza se ha realizado sobre las muestras previamente recogidas y parcialmente estudiadas por Ortega Huertas (1978) y Sebastián Pardo (1979). Estos autores llevaron a cabo, en sus respectivas Tesis Doctorales un estudio mineralógico de ambas Depresiones (op.cit.). Por tanto, este apartado ha consistido en un estudio más exhaustivo de aquellas muestras que presentaban una riqueza suficiente en clorita que permita la medida de sus parámetros y cuyos resultados parciales han sido ya publicados (Nieto et al., 1980).

Ambas depresiones intramontañosas están formadas por materiales post-orogénicos, que aparecen discordantes sobre los términos más antiguos, plegados en la Orogénesis Alpina. Se han individualizado después de la etapa principal de plegamiento.

La Fig IV-26 recoge la situación geográfica y geológica de las series estudiadas en la Depresión de Granada. Todas ellas corresponden al conglomerado de borde denominado "Block Formation" (Von Drasche, 1878), "Formación de Torrente" (Lhénaff, 1965), o "Formación de Pinos Genil" (González Donoso, 1967). Se trata, en resumen, de un depósito detrítico que aflora en los sectores N, NE y SE de la Depresión y al que los diferentes autores atribuyen una edad Messiniense-Plioceno basal (González Donoso, 1967; Dabrio et al. 1979). Ocasionalmente (afloramientos del "Río Torrente" y de "Dílar-Gójar") este depósito conglomerático incluye niveles de paleosuelos rojos (Ortega Huertas, 1978, 1980).

Las muestras estudiadas corresponden a los cantos de los niveles de conglomerado, a la matriz del mismo y a los paleosuelos intercalados.



**Fig. IV-26.** Situación geográfica y geológica de las series estudiadas en la Depresión de Granada (según esquema de González Donoso; 1967, en Nieto et al. 1980). -1. Serie "Carretera de Víznar". -2. Serie "Güejar Sierra". 3. Serie "Güejar Sierra Este". -4. Serie "Monachil". -5. Serie "Dílar-Gójar". 6. Serie "Nigüelas". -7. Serie "Río Torrente".

En la Depresión de Guadix-Baza se han estudiado las formaciones correspondientes al Plioceno-Pleistoceno. La fig. IV-27 muestra la situación de las columnas estudiadas.

Se pueden distinguir dos tipos de formaciones: las de origen fundamentalmente detrítico ("Guadix" y "Serón-Caniles") y las de precipitación química predominante ("Gorafe-Huélago" y "Baza"). Todas ellas están constituidas por materiales subhorizontales, discordantes sobre el Mioceno o sobre materiales más antiguos.

Una observación que conviene hacer notar es que al tratarse de muestras de rocas sedimentarias, sedimentos o suelos, y por tanto de pequeño tamaño de grano, no ha sido posible realizar separaciones mediante las técnicas utilizadas en este trabajo para rocas metamórficas. Por consiguiente, las medidas efectuadas presentan necesariamente una exactitud menor e incluso, en determinados casos extremos, pueden tener sólo un valor meramente orientativo.

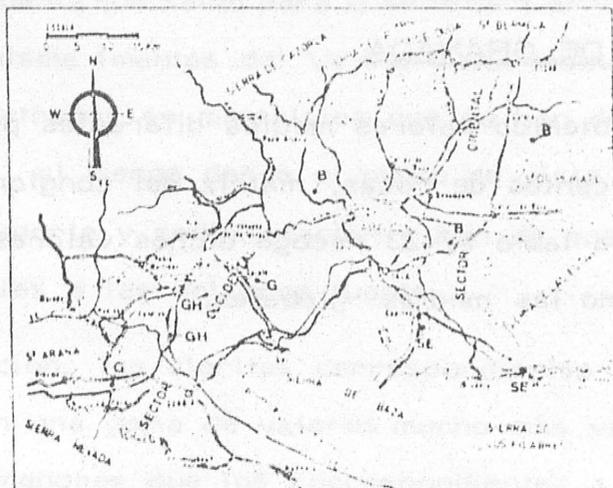


Fig. IV-27. Situación geográfica y geológica de las series estudiadas en la Depresión de Guadix-Baza (según Vera, 1970). G: Formación de Guadix; SE: Formación de Serón-Caniles; GH: Formación "Gorafe-Huélago"; B: Formación de Baza.

No obstante, a fin de mejorar al máximo los resultados, se ha trabajado siempre sobre la fracción más enriquecida en clorita (normalmente la fracción de tamaño limo entre 2 y 20  $\mu$ ). Además en los casos en que la muestra contenía caolinita, las medidas se realizaron en el diagrama resultante de la solvatación de la muestra con dimetilsulfóxido, a fin de evitar el solapamiento de la reflexión (002) de este último mineral sobre la (004) de la clorita.

Se han medido dos parámetros; el espaciado basal y el contenido en Fe, a partir de las relaciones de intensidades. No ha sido posible llevar a cabo una medida del parámetro  $b_0$ , debido a que la reflexión (060) no parece visible para las proporciones de clorita que contienen las muestras.

IV-3-1. EL CONTENIDO EN FEIV-3-1-1. DEPRESION DE GRANADA

En cada serie se han obtenido valores medios diferentes para las cloritas correspondientes a cantos de rocas, matriz del conglomerado y paleosuelos intercalados. La tabla IV-23 recoge dichos valores individualizados por series, así como las medias globales.

Tabla IV-23  
=====

Valores medios de contenido en Fe, para cada serie y cada tipo de material de la Depresión de Granada

	<u>Cantos de rocas</u>		<u>Matriz del conglomerado</u>		<u>Paleosuelos</u>	
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$
Carretera de Viznar	2,36	0,87	1,90	0,57		
Güéjar Sierra Este	2,20	0,83	1,12	0,58		
Güéjar Sierra	2,10	0,75	1,99	0,73		
Monachil	2,15	0,95	1,12	0,33		
Dílar- Gójar	0,88	0,24	2,00	0,00	1,88	0,36
Nigüelas	1,70	0,60	2,30	0,70		
Río Torrente	2,09	0,37	1,55	0,65	0,87	0,12
<u>TOTAL</u>	1,99	0,87	1,66	0,72	1,50	0,57

Las cloritas correspondientes a cantos de rocas presentan valores semejantes en casi todas las series, excepto para la de "Dílar-Gójar" y, en menor medida "Nigüelas". La desviación de estas dos series de la tónica general tampoco es segura, ya que son series con muy pocas muestras, 5 y 2 respectivamente, y, en consecuencia, el valor estadístico de los datos es muy pequeño.

Por tanto, salvo estas desviaciones, el valor de Fe obtenido se puede considerar muy constante, ya que las oscilaciones del mismo entran totalmente dentro del margen de error medio que cabe esperar en este tipo de medidas.

Teniendo en cuenta que salvo para la serie de "Carretera de Vízcar", el área fuente es la misma (mantos del Veleta y del Mulhacén), esta gran semejanza no es de extrañar en materiales que no han debido de sufrir ningún cambio importante, al menos desde el punto de vista químico, durante los procesos de transporte y sedimentación y han de poseer características prácticamente iguales a las del área fuente.

En contraposición, las cloritas correspondientes a la matriz del conglomerado presentan una gama de valores mucho más variada. Estos valores son generalmente menores que los correspondientes a los cantos de roca. Aquí, por tanto, se deja ya sentir la influencia de los procesos sedimentarios. En este caso, al tratarse de partículas de pequeño tamaño, los cristales de clorita han debido estar necesariamente en contacto con agentes alterantes. Incluso una buena parte de esta matriz debe, en buena lógica, provenir de la alteración y erosión de los cantos de rocas.

El proceso de alteración sufrido debe corresponder al descrito por Nieto y Rodríguez Gallego (1980), para el caso de removilización frecuente de soluciones. Estos autores establecen de forma experimental, que en este tipo de procesos la clorita sufre un empobrecimiento en Fe, como consecuencia de la oxidación  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ , y posterior expulsión de parte del mismo.

Este empobrecimiento se pone aún más de manifiesto en las cloritas correspondientes a paleosuelos. Hay que señalar, en primer lugar, el carácter muy diferente de los paleosuelos de Dfilar-Gójar y Río Torrente. Los primeros (Fluventic xerochrepts) son suelos menos evolucionados y desarrollados que los segundos (Rhodoxeralf cálcico y Palaxeralf háptico).

En general las cloritas de los paleosuelos presentan menos Fe que las de los cantos y la matriz y, en particular, las de los paleosuelos más evolucionados presentan menos Fe que las de los menos evolucionados. (Fig.

IV-28)

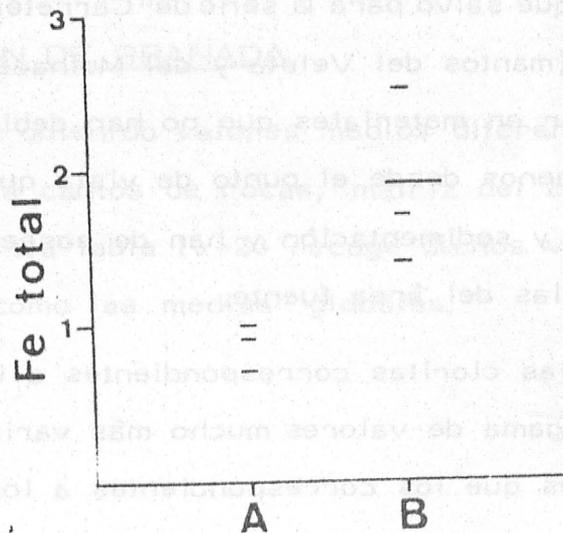


Fig. IV-28. Variación del contenido en Fe en los paleosuelos de la Depresión de Granada. A) Paleosuelos de "Río Torrente" (muy evolucionados). B) Paleosuelos de Dílar-Gójar (menos evolucionados).

#### IV-3-1-2. DEPRESION DE GUADIX-BAZA

Los datos en este caso corresponden a niveles detríticos finos (arenas, limos y arcillas) y a niveles de precipitación química (calcilutitas, margas y otros niveles calcáreos). No se pueden utilizar en este caso datos correspondientes a cantos de rocas, ya que éstos son de naturaleza calcárea, ni a paleosuelos, ya que no se han detectado en los sedimentos objeto de este estudio.

La tabla IV-24 recoge los valores medios de contenido en Fe encontrados para cada una de las formaciones estudiadas.

Es clara la diferencia de contenido de Fe entre las formaciones detríticas y de precipitación química (Fig. IV-29). Tal diferencia es lógica si se tiene en cuenta que también el proceso de alteración sufrido por las cloritas de unas y otras ha sido muy diferente. Así, en el caso de las formaciones detríticas el proceso es muy semejante al descrito anteriormente para la Depresión de Granada. De hecho el valor medio obtenido, 1,44, es sólo ligeramente inferior al correspondiente a la matriz del conglomerado en dicha Depresión, 1,66. Por otra parte, es lógico que en este caso sea algo inferior, ya que el carácter más fino de los ma-

teriales detríticos indica la posibilidad de una meteorización y erosión más intensa y/o un transporte más largo.

Tabla IV-24

Valores medios de contenido en Fe, para las formaciones estudiadas en la Depresión de Guadix-Baza

	$\bar{x}$	$\sigma_x$
Guadix	1,38	0,32
Serón-Caniles	1,50	0,40
<u>TOTAL FORMACIONES</u> <u>DETRITICAS</u>	1,44	0,37
Gorafe-Huélago	2,57	0,50
Baza	2,14	0,61
<u>TOTAL FORMACIONES</u> <u>QUIMICAS</u>	2,25	0,61

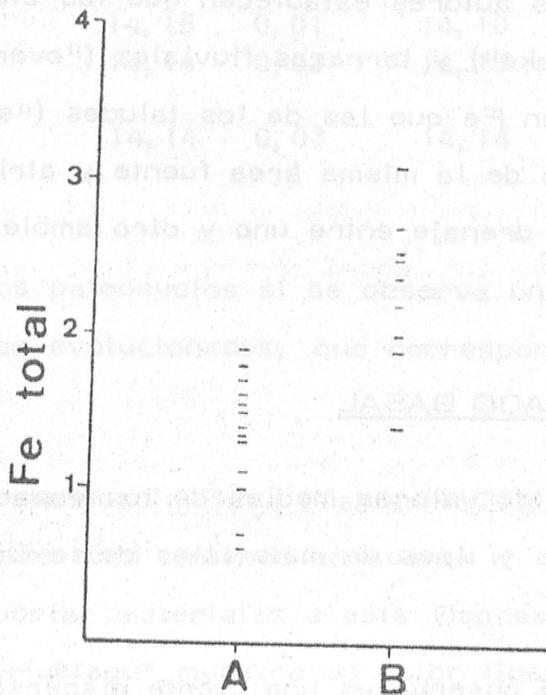


Fig. IV -29. Valores de contenido en Fe para las cloritas de la Depresión de Guadix-Baza. A) Formaciones detríticas. B) Formaciones con precipitación química.

En cambio el proceso de alteración sufrido por las cloritas pertenecientes a formaciones de carácter químico es netamente distinto. En este caso se trata de un depósito en un medio acuoso tranquilo, con lámina de agua estable y por tanto con escasa o nula remobilización de soluciones. Es decir, corresponde al proceso descrito por Nieto y Rodríguez Gallego (1980) como "sin remobilización frecuente de las soluciones alterantes".

En este caso, según estos autores, se produce un empobrecimiento en Mg, y el Fe permanece en la red. Por lo tanto, el contenido de Fe de cloritas que han sufrido este proceso de alteración es netamente superior al de las formaciones detríticas.

De esta forma el proceso de alteración sufrido por una clorita varía según las características del medio en que éste se desarrolla: Mientras que para ambientes con remobilización frecuente de soluciones se produce un empobrecimiento en Fe, para aquellos con escasa o nula remobilización se produce un enriquecimiento en dicho elemento. Este mismo resultado fue encontrado por Liebling y Scherp (1976) en depósitos aluviales del Devónico superior. Estos autores establecen que las cloritas de meandros estrangulados ("oxbow-lake") y terrazas fluviales ("overbank flood-plain deposit") son más ricas en Fe que las de los taludes ("slip-off slope deposits"), aun procediendo de la misma área fuente y atribuyen las diferencias al distinto tipo de drenaje entre uno y otro ambiente.

#### IV- 3- 2. EL ESPACIADO BASAL

La tabla IV-25 recoge los valores medios de los espaciados basales, para las diferentes series y tipos de materiales de la Depresión de Granada.

El primer hecho que se observa es una cierta dispersión de los valores correspondientes a cantos de rocas, de unas columnas litológicas a otras.

A diferencia del contenido en Fe, en el caso del espaciado basal no existe una perfecta homogeneidad. Necesariamente hay que pensar en la existencia de pequeñas diferencias en cuanto al área fuente. En cambio, no existen, en general, grandes diferencias entre los espaciados basales, correspondientes a cloritas de los cantos y de la matriz del conglomerado. Los valores medios obtenidos -14,135 y 14,136- son extraordinariamente semejantes. Por tanto, el espaciado basal se ha visto, en este caso, poco o nada afectado por los procesos sedimentarios sufridos por la clorita.

Tabla IV - 25

Valores medios de espaciado basal, para cada serie y cada tipo de material de la Depresión de Granada

	<u>Cantos de rocas</u>		<u>Matriz del conglomerado</u>		<u>Paleosuelos</u>	
	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$	$\bar{x}$	$\sigma_x$
Carretera de Víznar	14,12	0,03	14,15	0,04		
Güéjar Sierra Este	14,14	0,03	14,14	0,01		
Güéjar Sierra	14,15	0,03	14,14	0,02		
Monachil	14,12	0,02	14,12	0,02		
Dílar-Gójar	14,15	0,01	14,14	0,00	14,15	0,01
Nigüelas	14,15	0,01	14,10	0,00		
Río Torrente	14,14	0,03	14,13	0,03	14,17	0,01
<u>TOTAL</u>	14,14	0,03	14,14	0,03	14,16	0,02

En el caso de los paleosuelos sí se observa un ligero incremento, sobre todo para los más evolucionados, que corresponden a la serie de "Río Torrente".

En la Depresión de Guadix-Baza (Tabla IV-26), las diferencias encontradas son mínimas, sobre todo teniendo en cuenta la gran variedad de áreas fuente que pueden aportar materiales a esta Depresión. Únicamente la Formación de "Gorafe-Huélago" muestra un valor ligeramente diferente. Sin embargo, esta diferencia no es, en realidad, muy significativa, pues sólo se han podido estudiar tres muestras de la misma. Por otra parte, las formaciones de origen químico presentan globalmente un valor ligeramente más alto que

las de origen detrítico, si bien en cualquier caso esta pequeña diferencia podría ser explicada simplemente por la existencia de distintas áreas fuente.

Tabla IV-26

Valores medios de espaciado basal, para las formaciones estudiadas en la Depresión de Guadix-Baza

	$\bar{x}$	$\sigma_x$
Guadix	14, 17	0, 02
Serón-Caniles	14, 17	0, 03
<u>TOTAL FORMACIONES DETRITICAS</u>	14, 17	0, 02
Gorafe-Huélago	14, 21	0, 05
Baza	14, 18	0, 03
<u>TOTAL FORMACIONES QUIMICAS</u>	14, 19	0, 04

Parece claro, pues, que los procesos de alteración experimentados durante la erosión, el transporte y la sedimentación no han afectado apreciablemente al espaciado basal, salvo en caso de procesos de fuerte degradación, como puede ser el de los paleosuelos de Río Torrente. En este sentido, los datos concuerdan con los establecidos por Nieto y Rodríguez-Gallego (1980) de forma experimental, en el sentido de que los procesos de alteración no afectan apreciablemente a la capa tetraédrica de la clorita, ya que los cationes removilizados proceden en todo caso de ambas capas octaédricas. No obstante, cuando el proceso de alteración sea muy intenso, la formación de huecos en las capas octaédricas puede afectar el espaciado basal. En último extremo se llega a la formación de un interestratificado clorita-vermiculita y una clorita residual netamente diferente de la de partida.

## CAPITULO V

### DISCUSION SOBRE ASPECTOS METODOLOGICOS.

Uno de los objetivos planteados al comenzar el presente trabajo era determinar de entre los diversos métodos de estudio propuestos en bibliografía los más apropiados para las muestras de las Cordilleras Béticas y completar los mismos mediante la aportación de otros nuevos que cubrieran las posibles lagunas existentes.

Tal objetivo ha sido cubierto en la medida de lo posible y a lo largo del capítulo de Metodología (Cap. III) se propone todo el esquema para el estudio de la clorita, especificando las condiciones de trabajo y de preparación de muestras que se han estimado como más convenientes, justificando en cada caso la elección de las mismas. Al mismo tiempo, en el apartado III-B se describen las nuevas aportaciones propuestas.

No vamos a repetir, pues, aquí, los detalles de dicha metodología y nos limitaremos a hacer una valoración de las diversas fórmulas y modelos propuestos, justificando en cada caso la elección realizada de entre los diversos posibles.

Finalmente hay que señalar que si bien las valoraciones realizadas y la metodología propuesta puede tener validez para cualquier tipo de clorita, es concretamente para los diversos casos correspondientes a las Cordilleras Béticas, descritos en este trabajo, para los que se han contrastado y por tanto, para los que ofrecen una mayor seguridad.

Para realizar esta valoración se ha usado un esquema semejante al utilizado por

Bailey (1972), ya descrito en el apartado II-4-1. Este autor utiliza cuatro muestras, con una variada composición química, analizadas por microsonda electrónica, como test de los diferentes métodos de RX propuestos.

En nuestro caso se han seleccionado ocho muestras correspondientes a diferentes unidades y con la gama de composiciones más amplia que ha sido posible encontrar dentro del ámbito de las Cordilleras Béticas. Tres de las muestras corresponden a filoncillos alpujarrides (dos al manto de Murtas y una al de Alcázar), dos a clorititas nevadofilábrides, dos están en relación con yacimientos de talco y una en relación con masas ofíticas. Las cinco primeras se han analizado por microsonda electrónica y las tres últimas por absorción atómica. La tabla V-1 recoge las fórmulas encontradas para las mismas.

TABLA V-1

FORMULAS ESTRUCTURALES DE LAS CLORITAS ANALIZADAS COMO  
TEST DE LOS METODOS DE ESTUDIO POR RAYOS X

<u>MUESTRA</u>	<u>Si</u>	<u>Al<sup>IV</sup></u>	<u>Mg</u>	<u>Fe</u>	<u>Mn</u>	<u>Al<sup>VI</sup></u>	<u>Al<sup>total</sup></u>
<u>FILONCILLOS</u>							
MU-2-H (1)	2,89	1,11	2,98	1,47	0,02	1,38	2,49
MU-9-H (1)	2,41	1,59	3,10	1,80	0,01	1,08	2,67
ALC-16-H (1)	2,51	1,49	2,74	2,13	0,01	1,13	2,62
<u>CLORITITAS</u>							
C-162 (1)	2,42	1,58	3,78	1,38	0,01	0,82	2,40
C-13 (1)	2,47	1,53	3,19	1,79	0,02	1,00	2,53
<u>RELACION TALCOS</u>							
A	2,91	1,09	4,06	0,65	—	1,12	2,21
B	2,98	1,02	4,31	0,64	—	0,87	1,89
<u>RELACION OFITAS</u>							
E	2,87	1,13	4,35	0,48	—	1,15	2,28

(1) Datos de microsonda electrónica

V-1. El cálculo del contenido en Al a partir del espaciado basal

La tabla V-2 recoge los espaciados basales y los contenidos en Al calculados mediante el uso de las diferentes fórmulas propuestas (ver apartado II-4-1-1), así como los valores obtenidos mediante análisis químico. Hay que señalar que mientras dos de las fórmulas obtienen Al tetraédrico, la otra da Al total. No obstante, ya se ha justificado en el apartado III-5-1-2-4 que el cálculo de ambas a partir de un sólo parámetro es un simple artificio matemático y no tiene validez.

TABLA V-2  
\*\*\*\*\*

TEST DE LAS FORMULAS PROPUESTAS  
PARA EL CALCULO DE Al A PARTIR DEL  $d_{001}$

MUESTRA	ANALISIS QUIMICO			BRINDLEY (1961)		Albee (1962)		Keperthinhas (1965)	
	Al <sup>total</sup>	Al <sup>IV</sup>	$d_{001}$	Al <sup>IV</sup>	%ERROR	Al <sup>total</sup>	%ERROR	Al <sup>IV</sup>	%ERROR
MU-2-H	2,49	1,11	14,13	1,45	30,48	2,79	12,05	1,38	24,32
MU-9-H	2,67	1,59	14,11	1,52	4,40	2,93	9,73	1,42	10,69
ALC-16-H	2,62	1,49	14,12	1,48	0,48	2,86	9,16	1,40	6,04
C-162	2,40	1,58	14,17	1,31	17,07	2,50	4,16	1,27	19,62
C-13	2,53	1,53	14,16	1,34	12,10	2,57	1,58	1,29	15,62
A	2,21	1,09	14,22	1,14	4,40	2,14	3,17	1,13	3,67
B	1,89	1,02	14,26	1,00	1,96	1,86	1,59	1,03	0,98
E	2,28	1,13	14,23	1,10	2,65	2,07	9,21	1,11	1,77
					$\bar{x}=9,19$		$\bar{x}=6,33$		$\bar{x}=10,34$

Elegiremos, pues, de entre las tres fórmulas la que da mejores resultados en nuestro caso. Aunque las diferencias en los errores medios no son ni mucho menos decisivas se observa que es en la fórmula de Albee (1962) en la que éste es menor y por otro lado presenta un margen de variación más reducido, no produciéndose errores mayores del 12%. Por otra parte, este resultado coincide bastante bien con el obtenido por Bailey (1972), que también encuentra el menor error para la fórmula de Albee (1962).

Por tanto, aunque hubiera sido perfectamente válido el uso de cualquiera de las tres fórmulas, en nuestro caso hemos optado por la de Albee (1962) y la proponemos como la más apropiada en los estudios de cloritas de las Cordilleras Béticas.

V-2. El cálculo del contenido en Fe a partir del eje  $b_0$

La tabla V-3 recoge los ejes  $b_0$  medidos y los contenidos en Fe calculados mediante el uso de las diferentes fórmulas propuestas (ver apartado II-4-1-2) y los errores respecto al valor obtenido mediante análisis químico. La relación se ha llevado a cabo, tal y como propone Bailey (1972), con respecto al contenido total en átomos pesados ( $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  y Mn).

TABLA V-3

TEST DE LAS FÓRMULAS PROPUESTAS PARA EL  
CALCULO DEL CONTENIDO EN ATOMOS PESADOS A PARTIR DEL PARAMETRO  $b_0$

MUESTRA	Análisis químico		V. Engelhardt (1942)		Shirozu (1958)		Brindley (1961)		Hey (1954)		Radostovich (1962)	
	Fe+Mn	$b_0$	Fe	Error	Fe	Error	Fe	Error	Fe	Error	Fe	Error
MU-2-H	1,49	9,252	1,14	23,49	1,08	27,52	1,14	23,49	1,79	19,85	0,73	51,01
MU-9-H	1,81	9,272	1,86	2,76	1,59	12,15	1,68	7,18	2,50	38,12	1,40	22,65
ALC-16-H	2,14	9,282	2,21	3,27	1,85	13,55	1,95	8,88	2,86	33,64	1,73	19,16
C-162	1,39	9,254	1,21	12,95	1,13	18,71	1,19	14,39	1,86	33,61	0,80	42,45
C-13	1,81	9,278	2,07	14,36	1,74	3,87	1,84	1,66	2,71	49,96	1,60	11,60
A	0,65	9,235	0,54	16,92	0,64	1,54	0,68	4,62	1,18	81,54	0,17	73,85
B	0,64	9,236	0,57	10,94	0,67	4,69	0,70	9,38	1,21	89,06	0,20	68,75
E	0,48	9,231	0,39	18,75	0,54	12,50	0,57	18,75	1,04	116,6	0,03	93,75
			$\bar{x}$	12,93	$\bar{x}$	11,82	$\bar{x}$	11,04	$\bar{x}$	57,81	$\bar{x}$	47,90

Las fórmulas de V. Engelhardt, Shirozu y Brindley dan resultados relativamente coherentes. En cambio, las de Hey y Radoslovich se alejan de forma manifiesta de la realidad. En cualquier caso, los resultados obtenidos son bastantes peores que los correspondientes al  $d_{001}$ , estudiados en el apartado anterior. Ya se argumentó en el apartado II-4-1-2 la dificultad del uso del parámetro  $b_0$  para este tipo de medidas, debido a la influencia que sobre dicho parámetro tienen numerosas características estructurales y químicas de la clorita, fundamentalmente la existencia de lugares vacantes en las capas octaédricas (cierto carácter dioctaédrico). Es el caso de la clorita MU-2-H, que según puede comprobarse en la tabla V-1 sólo tiene ocupadas 5,85 posiciones de las seis posibles. Este cierto carácter dioctaédrico se refleja en un  $b_0$  mucho menor del que le correspondería a tenor de su contenido en átomos pesados. De hecho es la muestra que da errores más altos.

Las tres fórmulas que dan lugar a resultados más apropiados presentan una gama de errores muy semejantes, con una media en torno al 12% y valores máximos en torno al 25%. Si no se tiene en cuenta la muestra MU-2-H (por su cierto carácter dioctaédrico) la validez de las fórmulas mejora sensiblemente, descendiendo el error máximo a un valor en torno al 19%. En principio hay que pensar que los resultados obtenidos con las fórmulas de Shirozu son algo mejores que los de V. Engelhardt. La corrección de Brindley (1961) mejora ligeramente el resultado obtenido. Por tanto, hemos utilizado la fórmula de Brindley en el desarrollo del presente trabajo.

A grandes rasgos, el resultado obtenido concuerda bastante bien con el de Bailey (1972), que propone el uso de una de las tres fórmulas mencionadas, con márgenes de error parecidos.

### V-3. El cálculo del contenido en Fe a partir de las relaciones de intensidades

De acuerdo con lo desarrollado en el apartado II-4-1-3 un método alterna-

tivo a la medida del  $b_0$  para cálculo del contenido en átomos pesados sería el basado en la medida de relaciones de intensidades basales. Este método aporta además la posibilidad de conocer la distribución de dichos átomos entre ambas capas octaédricas. No obstante, tiene el inconveniente de una exactitud mucho menor. De los métodos propuestos hasta el momento el único que da resultados con errores inferiores al 25%, según el test de Bailey (1972), es el de Petruk (1964), siendo no obstante aún muy elevado (19,3%). Por otra parte, hay que tener en cuenta que en su prueba Bailey utiliza directamente los factores de estructura obtenidos del refinamiento de la estructura de la clorita. Es decir, no se valoran por tanto los errores provenientes de la relación entre factores de estructura e intensidades. Esta relación viene dada por una curva diferente para cada aparato, cada modo de preparación de la muestra y cada tipo de condiciones de registro. Por tanto, si se parte directamente de intensidades medidas con un difractómetro de polvo y no de las teóricas calculadas a partir de los factores de estructura, determinados por métodos de cristal único, el error es necesariamente mayor del 19% obtenido por Bailey (1972). De hecho, para nuestro caso, según se observan en la tabla V-4, el error medio alcanzado por el método de Petruk es de 47,25%. Por tanto, estimando este error como demasiado elevado para las necesidades de este trabajo se ha desarrollado el método descrito en el apartado III-B-2, con el fin de reducir las causas de error al máximo.

Como puede observarse en la tabla V-4, el método propuesto reduce muy notablemente el error medio, quedando este dentro de unos límites aceptables. Es tan sólo 2 ó 3 puntos superior al cometido mediante el uso del  $b_0$ . Por otra parte, el error máximo encontrado en las muestras analizadas es de 23,08%, del mismo orden que los errores máximos por el método del  $b_0$  y muy inferior a los obtenidos mediante el uso de los gráficos de Petruk, que en algunos casos extremos pueden dar errores hasta del 100%. Por otra

parte, en este último método es frecuente la aparición de resultados absurdos tales como una asimetría mayor que el valor del contenido en Fe.

TABLA V-4

TEST DE LOS METODOS PROPUESTOS PARA EL  
CALCULO DEL CONTENIDO EN ATOMOS PESADOS A PARTIR  
DE LAS RELACIONES DE INTENSIDADES

<u>MUESTRA</u>	<u>ANALISIS</u>	<u>PETRUK (1964)</u>		<u>ESTA MEMORIA</u>	
	<u>QUIMICO</u>	<u>Fe</u>	<u>ERROR</u>	<u>Fe</u>	<u>ERROR</u>
MU-2-H	Fe+Mn 1,49	1,0	32,89	1,2	19,46
MU-9-H	1,81	0,8	55,80	1,8	0,55
ALC-16-H	2,14	1,6	25,23	2,5	16,82
C-162	1,39	0,6	56,83	1,2	13,67
C-13	1,81	1,8	0,55	2,0	10,50
A	0,65	0,2	69,23	0,8	23,08
B	0,64	0,4	37,50	0,6	6,25
E	0,48	0,0	100,00	0,4	16,67
			$\bar{x} = 47,25$		$\bar{x} = 13,38$

Para una mayor seguridad se han utilizado también como test las muestras sobre las que ha sido posible realizar una medida del  $b_0$ . En este caso se ha obtenido sobre un total de 63 muestras un 18,94% de error medio respecto a la medida mediante el  $b_0$ , para el método propuesto en esta memoria, mientras que para el método de Petruk el error medio se eleva a un 31,08.

Teniendo en cuenta que, en este caso, a los errores propios del método se sumarían determinados casos (cuando fueran del signo contrario) los

propios de la medida del  $b_0$ , el error medio obtenido de 18,94% parece estar bien de acuerdo con los recogidos en las tablas V-3 y V-4. Por otra parte hay que tener en cuenta que en muchas muestras las medidas basadas en el  $b_0$  y las basadas en relaciones de intensidades no corresponden exactamente a la misma población de clorita ya que mientras la primera recoge las cloritas orientadas según la esquistosidad principal la segunda corresponde a una media de toda la población de la muestra (ver apartados III-5-1-1-1 y IV-1-3-6-1).

Por tanto, consideramos que en los casos en que sea necesaria la aplicación de métodos basados en la medida de relaciones de intensidades, para el cálculo del contenido en Fe, el modelo que ofrece los mejores resultados es el presentado en esta memoria en el apartado III-B-2.

#### V-4 Resumen de la metodología propuesta para el estudio de cloritas de LAS Cordilleras Béticas

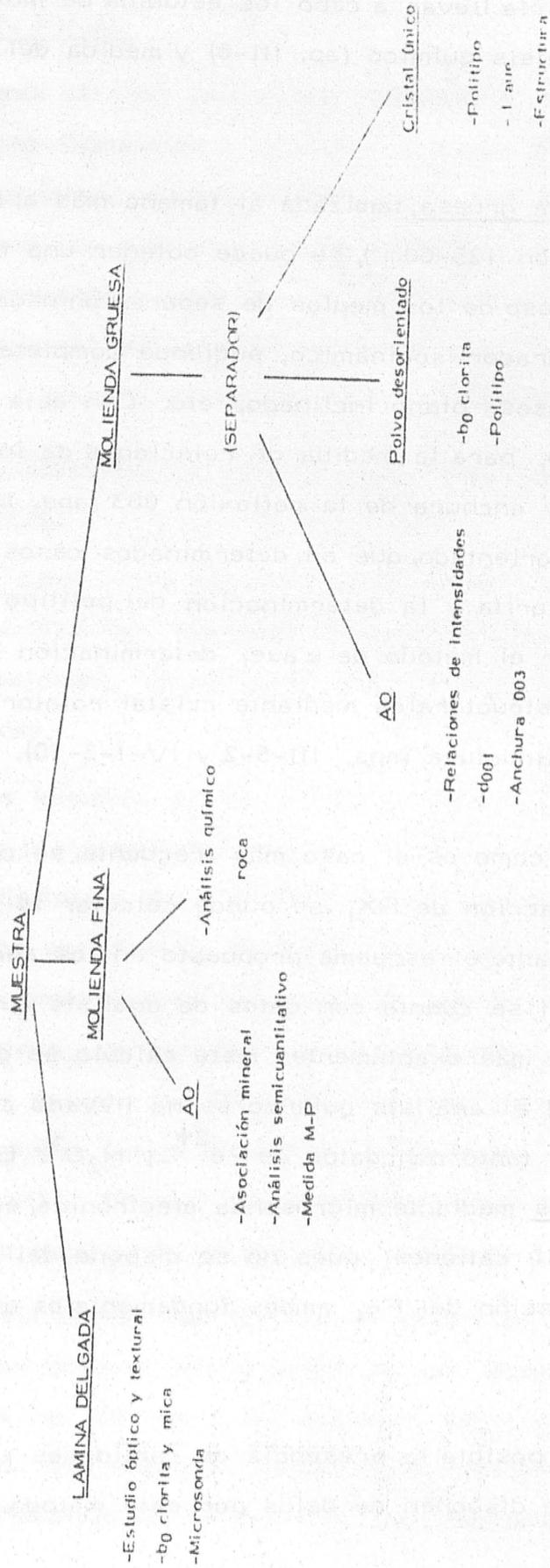
El objetivo de este apartado es resumir el esquema de trabajo propuesto para afrontar el estudio de una clorita, remitiendo a los diversos apartados donde se describen los métodos correspondientes.

La tabla V-5 presenta este esquema. Naturalmente, el objetivo del mismo es tan sólo orientativo. Cada investigador, para cada problema concreto, habrá de adaptar el esquema a las necesidades de la investigación que lleve a cabo y en todo caso muchos de los estudios propuestos se podrían omitir.

Sobre una lámina delgada sin cubrir, orientada perpendicularmente a la esquistosidad, se puede realizar, aparte del estudio óptico y textural la medida del  $b_0$  de micas, cloritas y otros filosilicatos que se estimaran convenientes según el método descrito en el apartado III-5-1-1-1 y, en los casos en que fuera posible, un análisis por microsonda electrónica que obviaría la mayor parte de las técnicas restantes.

TABLA V-5

Esquema de la metodología propuesta para el estudio de una clorita



Una molienda fina, de una fracción suficientemente representativa de la roca total, permitiría llevar a cabo los estudios de mineralogía global (ap. III-5-1-2-1), análisis químico (ap. III-6) y medida del parámetro M-P (ap. III-5-1-1-3)

De una molienda gruesa, tamizada al tamaño más apropiado (se propone a modo de orientación  $125-60\mu$ ), se puede obtener una fracción enriquecida en clorita, por el uso de los medios de separación usuales. Se propone como rutina el separador isodinámico, pudiendo completarse con otros medios como líquidos densos, plano inclinado, etc. Con esta fracción se puede preparar: 1) un AO, para la medida de relaciones de intensidades basales, espaciado basal y anchura de la reflexión 003 (aps. III-5-1-1-2 y IV-1-3-9), 2) Un polvo desorientado, que en determinados casos permitiría la medida del  $b_0$  de la clorita y la determinación del politipo 3) Cristales únicos, para estudios por el método de Laue, determinación del politipo y otras características estructurales mediante cristal rotatorio, y finalmente determinación de la estructura (aps. III-5-2 y IV-1-3-10).

Finalmente, si como es el caso más frecuente, se cuenta sólo con datos ópticos y de difracción de RX, se puede calcular la fórmula aproximada de la clorita mediante el esquema propuesto en los apartados III-5-1-2-3 y III-5-1-2-4. Si se cuenta con datos de análisis químico, se puede determinar la fórmula más exactamente. Este cálculo se puede hacer en base a 16 oxígenos, si el análisis químico se ha llevado a cabo por vía húmeda y se cuentan por tanto con datos de  $Fe^{2+}$  y  $H_2O^+$ . En caso de haber realizado el análisis mediante microsonda electrónica, es más conveniente hacerlo en base a 10 cationes, pues no se dispone del dato del  $H_2O^+$  (1) ni del estado de oxidación del Fe, ambos fundamentales en los cálculos en base a 16  $O^-$ .

(1) También es posible la presencia de cantidades variables de  $F^-$ , de las que tampoco se disponen de datos por este método.

## CAPITULO VI

### SINTESIS Y DISCUSION FINAL

En este capítulo se intenta ofrecer una visión integradora de los estudios realizados en los diversos Complejos y Unidades tratados en el presente trabajo, comparando y en su caso ensamblando, en la medida en que ello sea posible, los resultados de cada uno de los Complejos estudiados. Finalmente, a partir de los resultados obtenidos en la Cordillera Bética, se propone un modelo explicativo de las características de las cloritas metamórficas y de su evolución y transformación al pasar al ambiente sedimentario.

#### VI-1. CONCLUSIONES COMUNES EN LOS COMPLEJOS ALPUJARRIDE Y NEVADO-FILABRIDE

Los estudios llevados a cabo sobre dos Complejos de características tectónicas y evolución metamórfica tan diferentes han permitido, no obstante, alcanzar conclusiones semejantes, comparables entre sí y extrapolables, pues, a otras áreas metamórficas.

Conviene señalar que los estudios de los mismos, debido a las diferencias señaladas han partido de planteamientos muy diferentes y han seguido metodologías completamente distintas. Así, en el Complejo Alpujárride se ha realizado un estudio de tipo estadístico, mediante difracción de Rayos X, fundamentalmente, sobre un gran número de muestras, correspondientes a series monótonas metamórficas, de características litológicas y genéticas homogéneas. En cambio, el estudio del Complejo Nevado-Filábride ha tenido un carácter muy selectivo, sobre pocas muestras, cuidadosamente estudiadas tanto desde un punto de vista textural como desde el químico, utilizando, para este último aspecto, la técnica de la microsonda electrónica.

Estas diferencias, por una parte, dan una mayor seguridad a las conclusiones obtenidas, ya que son coincidentes a pesar de ser alcanzadas mediante técnicas y planteamientos tan distintos. No obstante, al mismo tiempo, presentan el inconveniente de que cualquier comparación cuantitativa, entre resultados de uno y otro Complejo, ha de ser realizada con enormes reservas,

ya que a las diferencias reales existentes se pueden unir otras de tipo experimental, provenientes de las diferentes metodologías empleadas para uno y otro caso. A pesar de este inconveniente, se ha estimado interesante realizar tal comparación, aunque sea preciso siempre tener en cuenta que el resultado de la misma se encuentra necesariamente afectado por el problema ya mencionado.

En ambos Complejos se ha llegado a la conclusión de que el parámetro F/FM de la clorita se encuentra determinado fundamentalmente por la composición química de la roca en la que la misma se ha formado, coincidiendo así con lo establecido hasta el momento en bibliografía (Horikoshi, 1965; Kawachi, 1974, 1975; Ernst, 1976, Ernst y Dal Piaz, 1978; entre otros). No obstante, la temperatura de formación se revela como un segundo factor modificador del valor teórico predecible a partir de la composición química. Así, el grado metamórfico jugaría también un papel fundamental en la composición de las cloritas, de forma que éstas se hacen más magnésicas conforme aumenta la temperatura y más ferríferas conforme disminuye. En la Fig. VI-1 se recogen las rectas de regresión obtenidas para el Complejo Alpujárride (Fig. IV-13) y la fase D<sub>2</sub> del Complejo Nevado-Filábride (Fig. IV-25), así como el punto medio de los correspondientes a las cloritas de la fase D<sub>3</sub> de este último Complejo. Las rectas responden a las siguientes ecuaciones de regresión:

$$F_e = \frac{FeO+MnO}{FeO+MnO+MgO}$$

Complejo Nevado-Filábride (Fase D<sub>2</sub>. Facies de anfibolitas, s. lat.)

$$F/FM = 0,753 F_2 - 0,01$$

Complejo Alpujárride: F/FM = 0,802 F<sub>2</sub> + 0,06

La fase D<sub>3</sub> del Complejo Nevado-Filábride se encuentra muy próxima en la gráfica a las posiciones correspondientes a las filitas alpujárrides (ALC y MU). Por tanto, la recta de regresión correspondiente al Complejo Alpujárride puede ser representativa de las condiciones de la facies de esquistos verdes, común a estas últimas y a la fase D<sub>3</sub> del Complejo Nevado-Filábride.

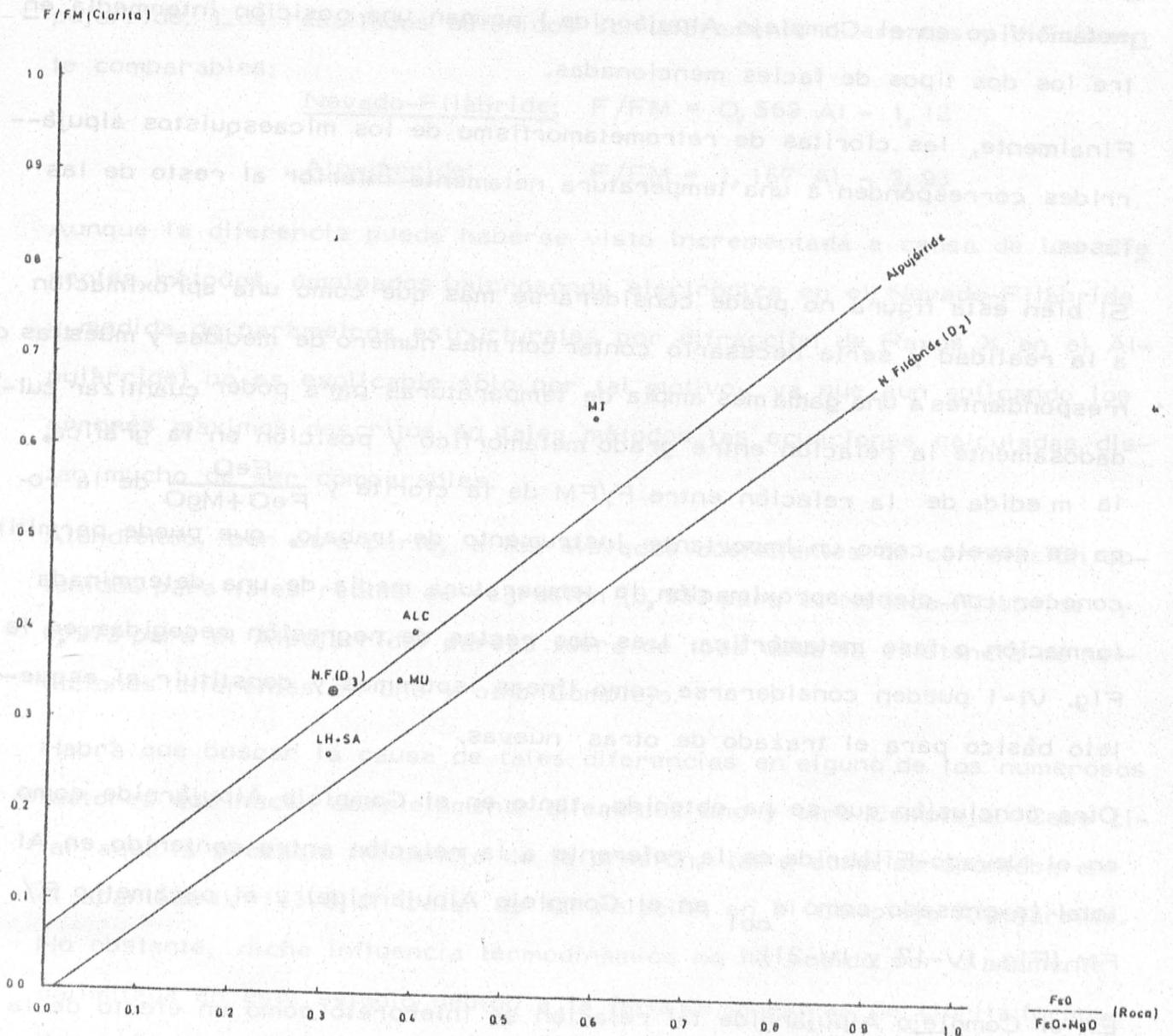


Fig. VI-1. Relación entre composición química de la roca y de la clorita para las diferentes fases, Complejos y Unidades estudiados. N.F. (D<sub>3</sub>) - Fase D<sub>3</sub> del Complejo Nevado-Filábride. LH-SA - Fase D<sub>2</sub> de los micaesquistos de grano fino de los mantos de La Herradura y Salobreña. MU - Fase D<sub>2</sub> de las filitas del manto de Murtas. ALC - Idem, manto de Alcázar. MT - cloritas de retrometamorfismo de los micaesquistos alpujarrides.

Dentro de las filitas, se observa así mismo la gradación entre Alcázar, de menor temperatura, y Murtas algo mayor. La fase  $D_3$  del Nevado-Filábride ocupa una posición más cercana a Alcázar que a Murtas.

Los micaesquistos de grano fino del Grupo Almiñana ( el de más alto grado metamórfico en el Complejo Alpujarride ) ocupan una posición intermedia entre los dos tipos de facies mencionadas.

Finalmente, las cloritas de retrometamorfismo de los micaesquistos alpujarrides corresponden a una temperatura netamente inferior al resto de las fases.

Si bien esta figura no puede considerarse más que como una aproximación a la realidad y sería necesario contar con más número de medidas y muestras correspondientes a una gama más amplia de temperaturas para poder cuantizar cuidadosamente la relación entre grado metamórfico y posición en la gráfica, la medida de la relación entre  $F/FM$  de la clorita y  $\frac{FeO}{FeO+MgO}$  de la roca se revela como un importante instrumento de trabajo, que puede permitir conocer con cierta aproximación la temperatura media de una determinada formación o fase metamórfica. Las dos rectas de regresión recogidas en la Fig. VI-1 pueden considerarse como líneas isotermas y constituir el esqueleto básico para el trazado de otras nuevas.

Otra conclusión que se ha obtenido, tanto en el Complejo Alpujarride como en el Nevado-Filábride, es la referente a la relación entre contenido en Al total (expresado como  $d_{001}$  en el Complejo Alpujarride) y el parámetro  $F/FM$  (Fig. IV-17 y IV-21).

En el Complejo Alpujarride tal relación se interpretó como un efecto de la influencia de la  $T$  sobre ambos parámetros. La relación del  $d_{001}$  de la clorita con los parámetros de las micas (Fig. IV-15 y IV-16) (sálvando la excepción del corte de Gorgoracha) y la situación ordenada según temperaturas a lo largo de la recta que relaciona  $d_{001}$  con  $F/FM$  (Fig. IV-17) de los puntos representativos de las distintas unidades, hace coherente tal interpretación. No obstante, en el Complejo Nevado-Filábride la situación no es tan clara y la posición de los puntos en la Fig. IV-21 no parece reflejar una ordena-

ción según temperaturas.

Por otra parte, se han calculado las ecuaciones que relacionan Al total y F/FM para cada uno de los Complejos; directamente en el Nevado-Filábride y mediante la transformación de  $d_{001}$  en Al total (Albee, 1962) en el Alpujárride. Los resultados obtenidos son claramente diferentes y difícilmente comparables:

$$\text{Nevado-Filábride: } F/FM = 0,569 \text{ Al} - 1,12$$

$$\text{Alpujárride: } F/FM = 1,167 \text{ Al} - 2,93$$

Aunque la diferencia puede haberse visto incrementada a causa de los diferentes métodos empleados (microsonda electrónica en el Nevado-Filábride y medida de parámetros estructurales por difracción de Rayos X en el Alpujárride) no es explicable sólo por tal motivo, ya que aun aplicando los errores máximos descritos en tales métodos las ecuaciones calculadas distan mucho de ser comparables.

Atendiendo, por otra parte, a los elevados coeficientes de correlación obtenidos para tales rectas de regresión (0,933 para el Nevado-Filábride y 0,972 para el Alpujárride) parece fuera de toda duda la existencia de relaciones diferentes en uno y otro Complejo.

Habrá que buscar la causa de tales diferencias en alguno de los numerosos factores que hacen completamente diferentes uno y otro Complejo. Cabe citar aquí la probable influencia de la presión, tal y como se apuntaba en el apartado IV-1-3-8, al tratar de tal relación en el Complejo Alpujárride. No obstante, dicha influencia termodinámica no ha podido ser claramente delimitada en este estudio, debido a la falta de muestras de clorita formadas a presiones marcadamente diferentes y establecidas de forma inequívoca.

Asimismo, factores de tipo composicional y diferencias en la paragénesis, tanto de la roca original como de la ya metamorfozada, pueden ser la causa de las diferentes relaciones existentes entre Al y F/FM en uno y otro Complejo.

En cualquier caso estas diferentes relaciones, según el ambiente concreto en que nos encontramos, pueden ser la causa de que, a nivel general, sólo se aprecie una ligera tendencia de variación entre Al y F/FM y no una relación matemática definida (Bailey y Brown, 1962. Fig. II-6) o incluso para algunos autores se trate de parámetros completamente independientes (Albee, 1962. Fig. II-7)

#### VI-2. A MODO DE RESUMEN: GENESIS Y EVOLUCION DE UNA CLORITA EN LOS AMBIENTES METAMORFICO Y SEDIMENTARIO

Al ser sometido un determinado material a un proceso metamórfico, si tiene la composición adecuada, la formación de clorita se inicia desde los estadios más bajos de metamorfismo. La clorita formada, normalmente a partir de cristales de clorita previamente existentes en el material, de interestratificados con capas de este mineral o de otros minerales ferromagnesianos, va a presentar ya desde estos primeros estadios una cristalinidad elevada y va a corresponder al politipo IIb. No obstante, pueden conservarse con carácter residual algunas capas de politipos I propios de ambientes de baja T. Si el material es fundamentalmente pelítico la clorita cristalizará intercrecida con mica blanca. En cualquier caso, en estos primeros estadios las laminillas de clorita se apilan, para formar cristales de mayor grosor, de una forma completamente desordenada, conservándose por tanto la periodicidad cristalina sólo según la dirección (001)

La composición de la clorita formada, vendrá determinada fundamentalmente por la composición química del material. No obstante, a bajas T tenderá a ser más rica en Fe y Al. El Fe y otros átomos pesados minoritarios tenderán a concentrarse fundamentalmente en la capa octaédrica, quedando la interlaminar más enriquecida en Mg.

Conforme la temperatura tienda a elevarse, se producirá una reordenación de las láminas de clorita, formando cristales apilados progresivamente de forma más ordenada. Es posible que se produzca asimismo una desaparición

ción paulatina de las capas residuales de politipos I aún existentes. Esta elevación de la temperatura va a hacer progresivamente más inestables las cloritas ricas en Fe, produciéndose pues una evolución en la composición hacia términos más magnésicos.

Si existe moscovita, al alcanzarse el grado medio de metamorfismo sólo persistirán cloritas de composición altamente magnésica. Unos 50° por encima, incluso estas últimas se hacen inestables en presencia de moscovita y desaparece la clorita como mineral propio de la paragénesis.

Si no existe moscovita, en rocas básicas y ultrabásicas, la clorita puede permanecer como fase estable hasta el grado alto de metamorfismo.

Una vez iniciado el descenso de temperatura, después de alcanzarse el clímax térmico, es posible la formación de nuevas cloritas por retrometamorfismo de biotita u otros minerales ferromagnesianos. En este caso, las cloritas formadas presentan todas las características descritas previamente para las de baja temperatura: riqueza en Fe y Al y desorden de apilamiento de las laminillas cristalinas.

En cualquier caso, es posible la presencia en una misma roca de más de una fase de clorita, formadas en momentos diferentes del proceso metamórfico, a temperaturas distintas y por tanto con deshomogeneidades más o menos patentes de composición.

Una vez finalizado el proceso orogénico y sometidos los materiales a una meteorización y erosión, la clorita procedente de las rocas alteradas va a sufrir un proceso de transporte y sedimentación. Esta clorita va a tener unas características estructurales y composicionales heredadas del proceso metamórfico en el que se ha formado. No obstante, al ser sometida a unas condiciones termodinámicas y químicas radicalmente distintas, tales características pueden sufrir una transformación más o menos marcada según la intensidad y condiciones de los procesos exógenos sufridos.

En primer lugar, la clorita se ve sometida a un proceso de oxidación que

va a provocar la evolución  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ . Este cambio de valencia del Fe produce una inestabilización de las capas octaédricas y, para mantenerse la neutralidad de la red, se ha de producir necesariamente la expulsión de cationes de dichas capas. El ión expulsado en primer lugar es el propio  $\text{Fe}^{3+}$ . No obstante, si la clorita se encuentra en un ambiente con escasa o nula movilización de soluciones, éstas se saturan rápidamente en  $\text{Fe}^{3+}$  y en ese caso su expulsión de la red de la clorita se ve dificultada. Como consecuencia el ión movilizado en estos ambientes es el Mg, fundamentalmente.

El proceso se resume en un empobrecimiento en Fe de la clorita en ambientes con movilización frecuente de soluciones, tales como mares abiertos, depósitos de pie de monte, suelos bien lavados con buen drenaje, etc. y un enriquecimiento relativo en dicho elemento en ambientes con escasa o nula movilización, tales como lagos endorreicos, meandros estrangulados, llanuras fluviales de inundación, suelos con horizontes "Gley", etc.

En todo el proceso, la capa tetraédrica sufre pocas modificaciones, manteniéndose bastante estable el contenido en Al de la clorita. Este, por tanto, será un parámetro heredado.

En cualquier caso, durante estos procesos de transformación se conserva el politipo I Ib.

En casos de una meteorización especialmente intensa o de granos muy pequeños de clorita, se llega a producir la formación de un interestratificado clorita-vermiculita o de vermiculita, o incluso la destrucción total de la red de la misma.

Finalmente, y aunque este proceso no ha sido estudiado en el presente trabajo, hay que citar la posibilidad de génesis en condiciones sedimentarias de clorita neofrmada, en este caso, siempre con aparición de politipos Ia o Ib.

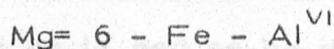
## CAPITULO VII

### CONCLUSIONES

- 1- Se confirma la validez del esquema de Albee(1962), que relaciona propiedades ópticas y contenido en átomos pesados, para las muestras estudiadas en este trabajo, y de acuerdo con la tinta del color de interferencia, signo óptico y signo de elongación, se definen diez tipos ópticos de cloritas, para los que se dan valores medios de contenido en Fe.
  - 2- Respecto a las fórmulas propuestas para relacionar composición química y parámetros cristalográficos, la fórmula de Albee(1962), para el cálculo del contenido en Al a partir del  $d_{001}$  es la que da mejores resultados de todas las propuestas (error medio menor de 7%). Para el cálculo del contenido en Fe a partir del parámetro  $b_0$  se han obtenido los mejores resultados para la fórmula de Brindley(1961), que da un error medio menor de 11%.
  - 3- Se propone un nuevo método para el cálculo del contenido y distribución de átomos pesados, a partir de relaciones de factores de estructura de reflexiones pares e impares, con ábacos diferentes en función del espaciado basal. Para el paso de intensidades a factores de estructura se propone la elaboración de una curva experimental del factor geométrico.
- Los resultados son notablemente mejores (error medio menor de 14%) que con los métodos descritos en la bibliografía hasta el momento.
- 4- Para el cálculo de una fórmula aproximada de la clorita a partir de parámetros determinables mediante difracción de rayos X, se proponen las siguientes ecuaciones:

$$Al^{IV} = \frac{Al \text{ total}}{2} + 0,07 \text{ Fe total}$$

$$Al^{VI} = \frac{Al \text{ total}}{2} - 0,07 \text{ Fe total}$$



- 5- Para una tentativa de análisis modal de metapelitas, se propone el uso de la técnica del AO y se dan poderes reflectantes para los principales minerales, sobre las reflexiones más convenientes (la 4,26 para el cuarzo, la 5,00 para las micas y la 4,7 para la clorita)
- 6- Las cloritas analizadas corresponden en un 85,5% de los casos al término ripidolita y en 8,5% al de sheridanita. En todos los casos se encontró el politipo IIb, con intercalaciones, siempre minoritarias, de politipos I.
- 7- Los lauegramas realizados perpendicularmente a los planos basales han revelado la existencia de desórdenes de apilamiento de las laminillas de clorita, al constituir unidades de mayor grosor. Este desorden es total para las muestras de menor temperatura de formación, mientras que para las de mayor temperatura se observa un ordenamiento casi perfecto.
- 8- En las cloritas de metabasitas estudiadas en el Complejo Nevado-Filábride, el  $\text{Al}^{\text{IV}}$  es siempre mayor que el  $\text{Al}^{\text{VI}}$ . Este último presenta un alto coeficiente de correlación con el Al total, mientras el primero es independiente.
- 9- El Fe de la clorita se concentra fundamentalmente en la capa octaédrica, como consecuencia de la deformación de los huecos de la misma (efecto Jahn Teller), y por tanto, mayor energía de estabilización del campo de cristal.
- 10- La composición química de la roca en la que se ha formado es el principal factor determinante del contenido en Fe y relación F/FM de la clorita. Los elementos que tienen una influencia más marcada son:  $\text{Fe}^{2+}$  (+Mn);  $\text{Fe}^{3+}$  y Mg, por este orden.
- 11- Se ha encontrado un alto coeficiente de correlación para los valores medios de cada corte de filitas alpujarrides entre el parámetro  $b_0$  de la

moscovita y la diferencia angular  $\Delta 2\theta$  de las reflexiones 00, 10 de la moscovita y paragonita. Se considera la temperatura media de formación como la causa determinante común de ambos parámetros, debiendo ser muy pequeñas las diferencias de presión.

12- La temperatura de formación se revela como un segundo factor determinante del parámetro F/FM de la clorita, formándose cloritas tanto más magnésicas cuanto más alta es la temperatura. Esta influencia se refleja en los parámetros de difracción de rayos X ( $b_0$  y relaciones de intensidades) y características ópticas, relacionados con el contenido en Fe de la clorita.

13- La temperatura de formación tiene una influencia más marcada sobre la composición de la capa octaédrica que sobre la de la interlaminar de las cloritas estudiadas.

14- La composición química de la roca reparte su influencia entre la capa octaédrica y la interlaminar, de forma que el contenido en Mg tiene una influencia más marcada sobre la composición de la capa interlaminar, mientras que el contenido en Fe la tiene sobre la de la octaédrica.

15- En el Complejo Nevado-Filábride, al relacionar F/FM de la clorita con  $\frac{\text{FeO}+\text{MnO}}{\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}}$  de la roca, se observan dos grupos diferentes de muestras, correspondientes a las fases  $D_2$  y  $D_3$ . Las de la fase  $D_3$  presentan un parámetro F/FM mayor que las correspondientes a  $D_2$ , en relación a  $\frac{\text{FeO}+\text{MnO}}{\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}}$  de la roca.

La relación obtenida entre el parámetro de la roca y el de la clorita para la fase  $D_3$  del Nevado-Filábride es muy semejante a las de las filitas alpujárrides.

16- Se dan ecuaciones, relacionando ambos parámetros para el caso del Complejo Alpujárride y el Nevado-Filábride (fase  $D_2$ ).

Se propone la utilización de las rectas correspondientes a las cloritas es

estudiadas en ambos Complejos como esqueleto base para el trazado de un diagrama que dé la temperatura de formación en función de F/FM de la clorita y  $\frac{\text{FeO}+\text{MnO}}{\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}}$  de la roca.

17- En base a las medidas de parámetros de micas y relaciones F/FM de la clorita, se ha obtenido la siguiente gradación de mayor a menor temperatura para los cortes estudiados en el Complejo Alpujarride: La Herradura-Salobreña-Huarea-Murtas-C. Motril-Gorgoracha- cloritas de retrometamorfismo en micaesquistos.

18- La composición de las cloritas ligadas a filoncillos de cuarzo es bastante constante, dentro de cada filón, y su contenido en Fe presenta una correlación positiva respecto al de la roca de caja.

19- Los contenidos en Fe de las cloritas de los filoncillos y las de sus correspondientes rocas de caja están relacionados mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Fe}^{\text{Fil}} = 1,75 \text{Fe}^{\text{Ca}} - 1,48$$

20- Para el caso del Al, la influencia de la composición química de la roca está mucho menos marcada y definida que para el Fe.

21- En el Complejo Alpujarride, el contenido en Al total y, como consecuencia, el  $d_{001}$  puede relacionarse con la temperatura media de formación de los materiales estudiados.

22- Se propone la medida de la anchura de la reflexión 003 de la clorita como índice de su cristalinidad.

23- Dicha anchura no está relacionada con el grado de metamorfismo de la roca. Se puede estimar que al inicio del proceso metamórfico, la clorita alcanza una cristalinidad máxima, que persiste.

24- Se observa un aparente ensanchamiento de las reflexiones basales, debido a la existencia de diferencias en el contenido en Al de los diversos cristales de las cloritas presentes en una misma muestra.

ALBEE A.L. (1973). Relationships between the mineral assemblage, chlorite...

25- El contenido en Fe de las cloritas heredadas en rocas detríticas es es tá relacionado con la intensidad y tipo de alteración sufrida durante los procesos de meteorización y sedimentación.

En condiciones favorables a la removilización frecuente de soluciones, se produce un empobrecimiento en Fe, tanto mayor conforme más intenso es el lavado sufrido.

En condiciones de escasa o nula removilización, se produce un enriqueci miento relativo en Fe y empobrecimiento en Mg.

El espaciado basal de las cloritas es prácticamente independiente del gra do de alteración sufrido, y constituye por tanto, un parámetro heredado.

BAILEY S.W. (1962). Chlorite polytypism I. Regular and semi-random one layer structures. *Am. Mineral.*, vol. 48, p. 819-830

BAILEY S.W. (1972). Determination of chlorite compositions by X-Ray diffraction and intensities. *Clays Clay Min.* vol. 20, p. 387-395

BAILEY S.W. (1976). Chlorites in "Soil Components, vol. 2". Lange & Springerger, Ed. Springer-Verlag, p. 191-263

BAILEY S.W. (1980). Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals* vol. 15, p. 31-93

BARAHONA FERNANDEZ S. (1974). Análisis de la mineralogía de la Provincia de Granada; evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis doctoral Univ. de Granada. Secret. Publicaciones 398 pp.

BAYLISS P. (1973).

*Canadian Mineral.* vol. 13, p. 178-180

BELON N. (1968). Research in the field of structural mineralogy. *Min. Spec.* vol. 3, p. 31-34

BRINDLEY G.W., OUGHTON S.M. y POHNSON S. (1950). Polymorphism of the chlorite. I. Order of substitution. *Acta Cryst.* vol. 3, p. 408-416

BRINDLEY G.W. y YOVELL R.P. (1951). A chemical determination of "trigonal bipyramidal" and "octahedral" aluminum ions in a silicate. *Acta Cryst.* vol. 4, p. 494-496

BRINDLEY G.W. y YOVELL R.P. (1954). X-ray identification of chlorite. *Am. Mineral.* vol. 39, p. 162-166



- ALBEE A.L. (1962). Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of chlorite series. *Am. Mineral*, vol. 47, p. 851-870
- ALDAYA F. (1969). Los Mantos Alpujarrides al S de Sierra Nevada. Tesis Univ. de Granada, 527 pp.
- ALDAYA F. (1970). La sucesión de etapas tectónicas en el dominio Alpujarride. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 1, p. 159-181
- ALDAYA F. (1981). Albuñol (1056). Mapa geológico de España, 1:50.000 (2ª serie). IGME.
- ALDAYA F, GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA (1981). Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geol. Hisp. "Homenatge a Lluís Solé i Sabaris"*. V-14, pp. 154-166
- A. S. T. M. (1970). Index (Inorganic) to the powder diffraction file (70). Ed. The Joint Committee on Powder Diffraction Standard
- BAILEY y BROWN (1962). Chlorite polytypism I. Regular and semirandom one layer structures. *Am. Mineral*, vol 48, p. 819-850
- BAILEY S.W. (1972). Determination of chlorite compositions by X-Ray spacings and intensities. *Clays Clay Min.* vol 20, p. 381-388
- BAILEY S.W. (1976). Chlorites In "Soil Components, vol 2". Lange y Springer. Ed. Springer-Verlag. p. 191-263
- BAILEY S.W. (1980). Summary of recommendation of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals* vol. 15, p. 85-93
- BARAHONA FERNANDEZ E. (1974). Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis doctoral Univ. de Granada. Secret. Publicaciones 398 pp.
- BAYLISS P. (1975). *Canadian Miner.* vol 13, p. 178
- BELOV N.V. (1950). Research in the field of structural Mineralogy. *Min. Sbornik*, Lvov, vol 4, p. 21-34
- BRINDLEY G.W. OUGHTON B.M. y ROBINSON K. (1950). Polymorphism of the chlorites. I. Ordered structures. *Acta Cryst.* Vol 3, p. 408-416
- BRINDLEY G.W. y YOWELL R.F. (1951). A chemical determination of "tetrahedral" and "octahedral" aluminum ions in a silicate. *Acta Cryst.* vol 4, p. 495-496
- BRINDLEY G.W. y GILLERY F.H. (1956). X-ray identification of chlorite species. *Am. Mineral.* vol 41, p. 169-186

- BRINDLEY G.W. (1961). Chlorite Minerals. In "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals". Ed. Ch. G. London. Mineral. Soc. p. 242-296
- BRINDLEY G.W. y PEDRO G. (1970). AIPEA Newsletter. Nº 4, 3,
- BROWN G. (1955). The effect of isomorphous substitutions on the intensities of (001) reflections of mica and chlorite-type structures. Mineral Mag. vol 30 p. 657-665
- BROWN B.E. y BAILEY S.W. (1963). Chlorite polytypism II. Crystal structural of a one-layer Cr-chlorite. Am. Mineral. vol 48, p. 42-61
- BURNHAM C.W. y RADOSLOVICH E.W. (1963). Crystal structures of coexisting moscovite and paragonite. Ann. Rep., Geophys. Lab., Carnegie Institute of Washington p. 232
- CHERNOSKY J.V. (1974). The upper stability of clinochlore at low pressure and the free energy of formation of Mg-Cordierite. Am. Mineral. vol 59, p. 496-507
- DABRIO C. y RUIZ BUSTOS (1979). Les conglomérats de la "Block formation" et leur signification dans l'évolution néogène du bassin de Grenade (Cordillères bétiques, Espagne). C.R. somm. Soc. Geol. Fr. vol 2, p. 53-55
- EGELER C.G. y SIMON O.J. (1969). Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Verh. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch. , Afd. Nat. vol 25-3, p. 190
- EGELER C.G., RONDEEL H.E. y SIMON O.J. (1971). Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, Spain. Est. Geol. vol 27, p. 467-473
- ERNST W.G. (1976). Mineral Chemistry of Eclogites and Related Rocks from the Voltri Group, Western Liguria, Italy. Schweiz mineral petrogr. Mitt. vol 56, p. 293-343
- ERNST W.G. y DAL PIAZ G.V. (1978). Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe Breuil-st. Jacques area. Italian Western Alps, Am. Mineral vol 63, p. 621-640
- FAWCETT J.J. y YODER H.S. (1966). Phase relationships of chlorites in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Am. Mineral vol. 51 p. 353-380
- FOSTER M.D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, vol 41 - A p. 1-33

- FOSTER M. D. (1964). Water content of micas and chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. vol 474-F, p. 1-15
- FREY M. (1969).  
Contr. Mineral. Petrol. vol 24, p. 63-65
- FREY M. (1970)  
Sedimentology, vol. 15, p. 281-346
- FROESE E. y GASPARRINE E. (1975).  
Cand. Mineral, vol 13, p. 162-167
- GARCIA DUEÑAS y NAVARRO VILA (1980). La Peza (1010). Mapa geológico de España, 1:50.000 (2ª serie) IGME
- GEIGY J. R. s. a. (1965). Tablas científicas. Ed. Soc. Alianza de Artes Gráficas. Barcelona. p. 61
- GILLERY F. M. (1959). The X-ray study of synthetic Mg-Al serpentines and chlorites. Am. Mineral. vol 44, p. 143-152
- GOMEZ-PUGNAIRE M. T. (1981). Evolución del metamorfismo alpino en el complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza. (Cordilleras Béticas, España). Tecniterre vol 41.
- GONZALEZ DONOSO J. M. (1967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis doctoral, Univ. de Granada
- GUIDOTTI C. V. (1974).  
Geol. Soc. Amer. Bull. vol 85, p. 475-490
- HAYASHI y OINUMA K. (1965). Relationship between infrared absorption spectra in the region of  $450-900\text{ cm}^{-1}$  and chemical composition of chlorite. Am. Mineral. vol 50, p. 476-483
- HAYASHI y OINUMA K. (1967). Si-O absorption band near  $1000\text{ cm}^{-1}$  and OH absorption bands of chlorite. Am. Mineral vol 52, p. 1206-1210
- HAYES J. B. (1970). Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. Clays Clay Min. vol 18, p. 285-306
- HEY M. H. (1954). A new review of the chlorites. Mineral. Mag. vol. 30, p. 277-292
- HIRSCHBERG A. y WINKLER H. G. F. (1968).  
Contr. Mineral Petrol. vol 18, p. 17-42
- HORIKOSHI E. (1965). Chlorite from Sambagawa Schists. Journal of the geological society of Japan vol 71, p. 419-424
- HOSCHEK G. (1969).  
Contr. Mineral. Petrol. vol. 22, p. 208-232

- HUTTON (1940). Metamorphism in the Lake Wakatipu region, Western Otago, New Zealand. New Zealand Dept. Sci. Indust. Res. Geol. Mem. vol. 5
- IBERS J. A. y HAMILTON W. G. (1974). International tables for the determination of crystal structures. Ed. The international union of crystallography. Vol. IV
- KAWACHI (1974). Geology and petrochemistry of weakly metamorphosed rocks in the upper Wakatipu district. Southern New Zealand. N. Z. Journal of Geology and Geophysics. Vol 17, p. 169-208
- KAWACHI (1975). Pumpellyite-actinolite and contiguous facies metamorphism in part of upper Wakatipu district, South Island. New Zealand, New Zealand J. Geol. Geophys. Vol 18, p. 402-441
- KEPEZHINSKAS K. B. (1965). Composition of chlorites as determined from their physical properties. Dokl. Akad. Nauk. SSSR Earth Sci. Sect. Vol 164, p. 126-129
- KLUG H. P. y ALEXANDER L. E. (1954). X-ray diffraction procedures. Ed. J. Wiley & Sons, INC. New York
- LHENAFF R. (1965). Neotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada, province de Grenade, Espagne. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. vol 2, VII-fasc. 3, p. 205-207
- LIEBLING R. S. y SCHERP H. S. (1976). Chlorite and Mica as indicators of depositional environment and provenance. Bull. Geol. Soc. America. Vol 87, p. 513-514
- MARTIN RAMOS J. D. (1976). Las micas de las Cordilleras Béticas (zonas internas). Tesis doctoral Univ. de Granada, 244 pp.
- MARTIN RAMOS J. D. y RODRIGUEZ GALLEGO M. (1976). Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristalográficos de micas. (Aplicación a la Cordillera Bética). Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Granada, p. 115-124
- MIYASHIRO A. (1958). Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanaki district in the central Abukuma Plateau. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Vol 11, p. 219-272
- NAVARRO VILA F. (1976). Los mantos alpujarrides y maláguides al N de Sierra Nevada. Tesis doctoral, Univ. de Bilbao, 288 pp.
- NELSON B. W. y ROY R. (1954). New data on the composition and identification of chlorites, Clays clay Min. Proc. 2nd. Conf., Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Pub. 327, p. 335-348
- NELSON B. W. (1958). Synthesis of the chlorites and their structural and chemical constitution. Am. Mineral. vol 43, p. 707-725

- NIETO F., ORTEGA M. y SEBASTIAN E. (1980). Cloritas en sedimentos postorogénicos de las Depresiones de Granada y Guadix-Baza. Estudio cristalóquímico. *Est. geol.* vol 36, p. 111-121
- NIETO F. y RODRIGUEZ-GALLEGO M. (1980). Alteración experimental de cloritas. *Anal. Acad. Cien. Mat. Fis. Qui. y Nat.* vol 1, p. 1-10
- OINUMA K. SHIMODA S, y SUDO T. (1972). Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. *Int. Clay Conf. (Madrid)*. Preprints I, p. 161-171
- ORCEL J. (1927). Recherches sur la composition chimique des chlorites. *Bull. Soc. Franc. Min.* vol 50, p. 75-456
- ORTEGA HUERTAS M. (1978). Mineralogía de la "Block Formation". Depresión de Granada. Tesis doctoral. Secret. Public. Univ. de Granada. 497 pp.
- ORTEGA HUERTAS M. y AGUILAR RUIZ J. (1980). Sulla presenza di paleosuoli rossi nella Depressione spagnola di Granada. Estratto dal rendiconto dell'Accademia di Scienza, Lettere e Arti in Napoli. Vol. IV, XLVII. sep. X-5.
- PAULING L. (1930). The structure of the chlorites. *Proc. Nat. Acad. Sci.* vol. 16 p. 578-582
- PETRUK W. (1964). Determination of the heavy atom content in chlorite by means of X-ray diffractometer. *Am Mineral.* vol. 49. p. 61-71
- PUGA E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas, España). Tesis doctoral Univ. de Granada 269 pp.
- RADOSLOVICH E. W. (1962). The cell dimensions and symmetry of layer lattice silicates .II. Regression relations. *Am. Mineral.* vol. 47, p. 617-636.
- ROBINSON K. y BRINDLEY C. W. (1949). A note on the crystal structure of the chlorite minerals. *Proc. Leeds Phil. Soc.* vol. 5, p. 102-108
- ROSS G. J. (1967). Kinetics of acid dissolution of an orthochlorite mineral. *Can. J. Chem.* vol 45, p. 3031-3034
- ROSS G. J. (1968). Structural decomposition of an orthochlorite during its acid dissolution. *Can. Mineral.* vol 9, p. 522-530
- ROSS G. J. (1969). Acid dissolution of chlorites: release of magnesium, iron and aluminium and mode of acid attack. *Clays clay Min.* vol 17. p. 347-354
- ROY D. M. y ROY R. (1955). Synthesis and stability of minerals in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Am. Mineral.* vol. 40. p. 147-178

- SASSI F. P., SCOLARI A., BOCQUET J. y DAL PIAZ G. V. (1974). L'utilité de la mesure de  $\theta$  des micas blancs potassiques dans l'étude de des ensembles metamorphiques. Application aux Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr. Vol. 7/16, p. 247. abstract.
- SEBASTIAN PARDO E. (1979). Mineralogía de los materiales Plioceno-Pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza. Granada. Tesis doctoral. Secret. Publ. Univ. de Granada. 311 pp.
- SEGNIT E. R. (1963). Synthesis of clinocllore at high pressures. Am. Mineral. vol 48, p. 1080-1089
- SHIROZU H. (1958). X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors. Mineral. J. vol. 2, p. 209-223
- SHIROZU H. y BAILEY S. W. (1965). Chlorite polytypism. III. Crystal structure of an orthohexagonal iron chlorite. Am. Mineral. vol. 50, p. 868-885
- STEINFINK H. (1958, a). The crystal structure of chlorite. I. A monoclinic polymorph. Acta cryst. vol 11, p. 191-195.
- STEINFINK H. (1958, b). The crystal structure of chlorite. II. A triclinic polymorph. Acta cryst. vol 11., p. 195-198
- STEINFINK H. (1961). Accuracy in structure analysis of layer silicates: some further comments on the structure of prochlorite. Acta cryst. vol 14, p. 198-199
- TROMMSDORFF V. y EVANS B. W. (1969). Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. vol. 49, p. 325-332
- TUDDENHAM W. M. y LYON R. J. P. (1959). Relation of infrared spectra and chemical analysis for some chlorites and related minerals. Anal. Chem. vol. 31, p. 377-380
- TURNOCK A. C. (1960). The stability of iron chlorites. Ann. Report Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst, Wash. p. 98-103
- VEITCH L. G. y RADOSLOVICH E. W. (1963). The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates III. Octahedral ordering. Am. Mineral. vol. 48, p. 62-75
- VELDE B. (1967).  $Si^{4+}$  content of natural phengites. Contr. Mineral. Petrol. vol. 14, p. 250-258
- VERA J. A. (1970). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. Bol. I. G. M. E. vol. 81, p. 429-462
- VON DRASCHE R. (1878). Geologische Skizze des Hochgerbingsteiles der Sierra Nevada in Spanien. Bol. Com. Mapa Geol. de España. Vol. 6, p. 353-388

- VON ENGELHARDT W. (1942). Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. Z. Krist. vol. 104, p. 142-159
- WINKLER H. G. F. (1974). Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. H. Blume. Madrid, 346 pp.
- WISEMAN J. D. H. (1934). The central and southwest Highland epidiorites. A study in progressive metamorphism. Geol. soc. London, Quart. Jour. vol. 90, p. 354-417
- YODER H. S. (1952). The  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  system and the related metamorphic facies. Am. J. Sci. Bowen Volume, p. 569-627.

Fig. A-2. - Corte de Gorgorache. Idem. Hoja de Albuñol (1055). (Este el camino a Lugo no está recogido en la actual edición del Mapa)

Fig. A-3. - Corte de Murtas. Idem. Hoja de Albuñol (1055)

Fig. A-4. - Cortes de Sabidoña (SA) y La Herradura (LH). Idem. Hoja de Moirán (1055). Las muestras del corte de La Herradura están tomadas a lo largo de la carretera a intervalos constantes de aproximadamente 50 m, desde LH-0 que es la situada más al E hasta la LH-7, la más occidental. LH-4 y LH-5 corresponden a puntos muy cercanos (aproximadamente 10 m.)

Las muestras del corte de Carretera de Moirán son las estudiadas por Martín Ramos, (1975, p. 230-231) con las siglas AM-501 a AM-513.

Las muestras de filonidias están recogidas en los cortes de Murtas y Gorgorache, junto a las de roca de caja, con siglas iguales que estas.

Las muestras de filonidias corresponden a estos cortes en la edición mediante los números de muestra de las muestras de filonidias.

Se ha tomado una de las muestras.



## APENDICE I

### Localización de las muestras estudiadas en el Complejo Alpujárride

Fig. A-1. - Corte de Huarea. Mapa topográfico nacional de España a escala 1:50.000. Hoja de Adra (1057). (Las muestras 769 y 770 corresponden a micaesquistos del manto de Adra)

Fig. A-2. - Corte de Gorgoracha. Idem. Hoja de Albuñol (1056). (Nota: el camino a Lagos no está recogido en la actual edición del Mapa)

Fig. A-3. - Corte de Murtas. Idem. Hoja de Albuñol (1056)

Fig. A-4. - Cortes de Salobreña (SA) y La Herradura (LH). Idem. Hoja de Motril (1055). Las muestras del corte de La Herradura están tomadas a lo largo de la carretera, a intervalos constantes de aproximadamente 50 m, desde LH-0 que es la situada más al E hasta la LH-7, la más occidental. LH-4 y LH-5 corresponden a puntos muy cercanos (aproximadamente 10m.)

---

Las muestras del corte de Carretera de Motril son las estudiadas por Martín Ramos, (1976, p. 230-231) con las siglas Alt<sub>1</sub>-501 a Alt<sub>1</sub>-515.

Las muestras de filoncillos están recogidas en los cortes de Murtas y Gorgoracha, junto a las de roca de caja, con siglas iguales que estas, terminadas en H. En las figuras correspondientes a estos cortes se indica mediante (H) los puntos en que junto a las muestras de filitas se ha tomado una de filoncillo.

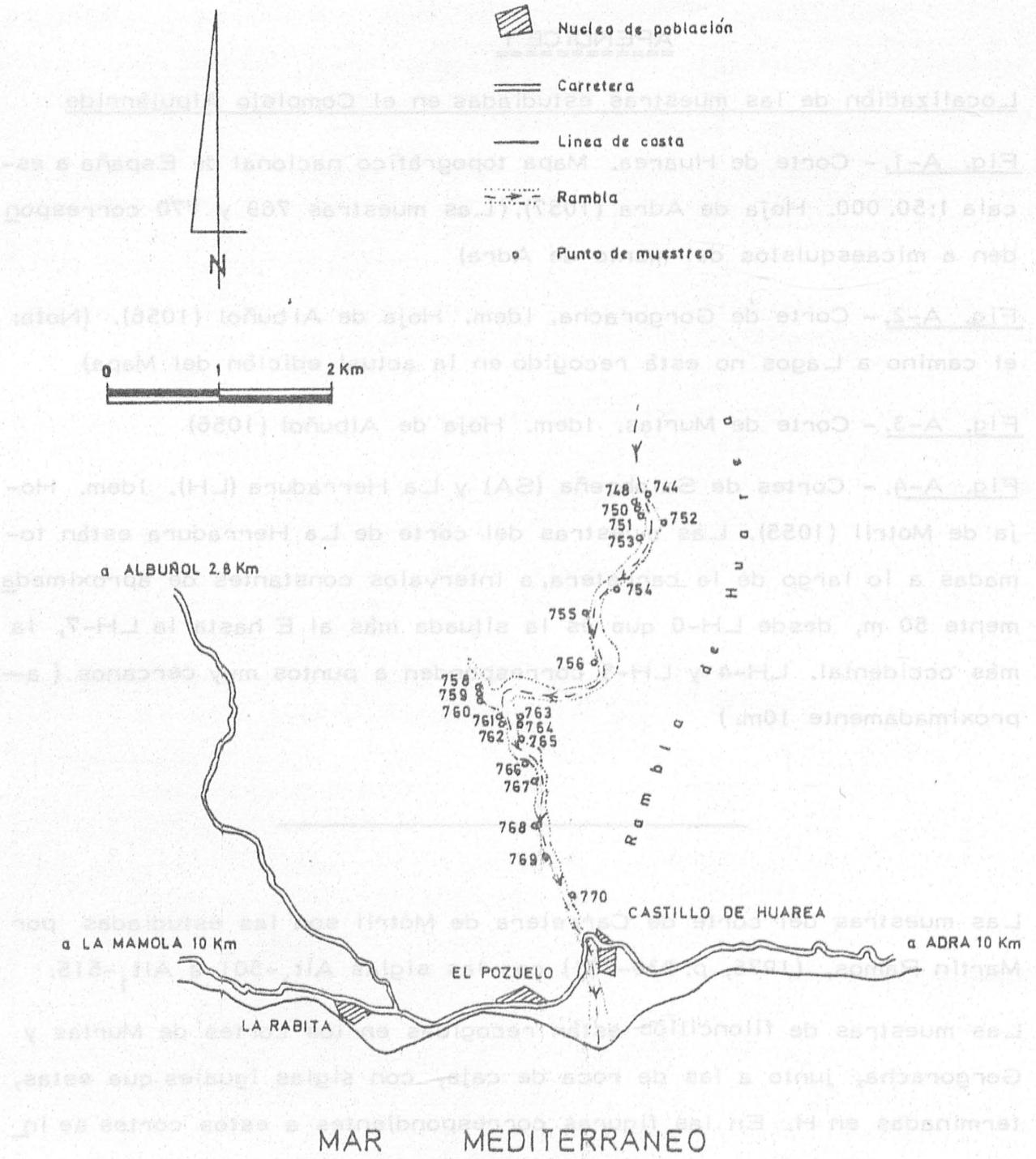


Fig. A-1

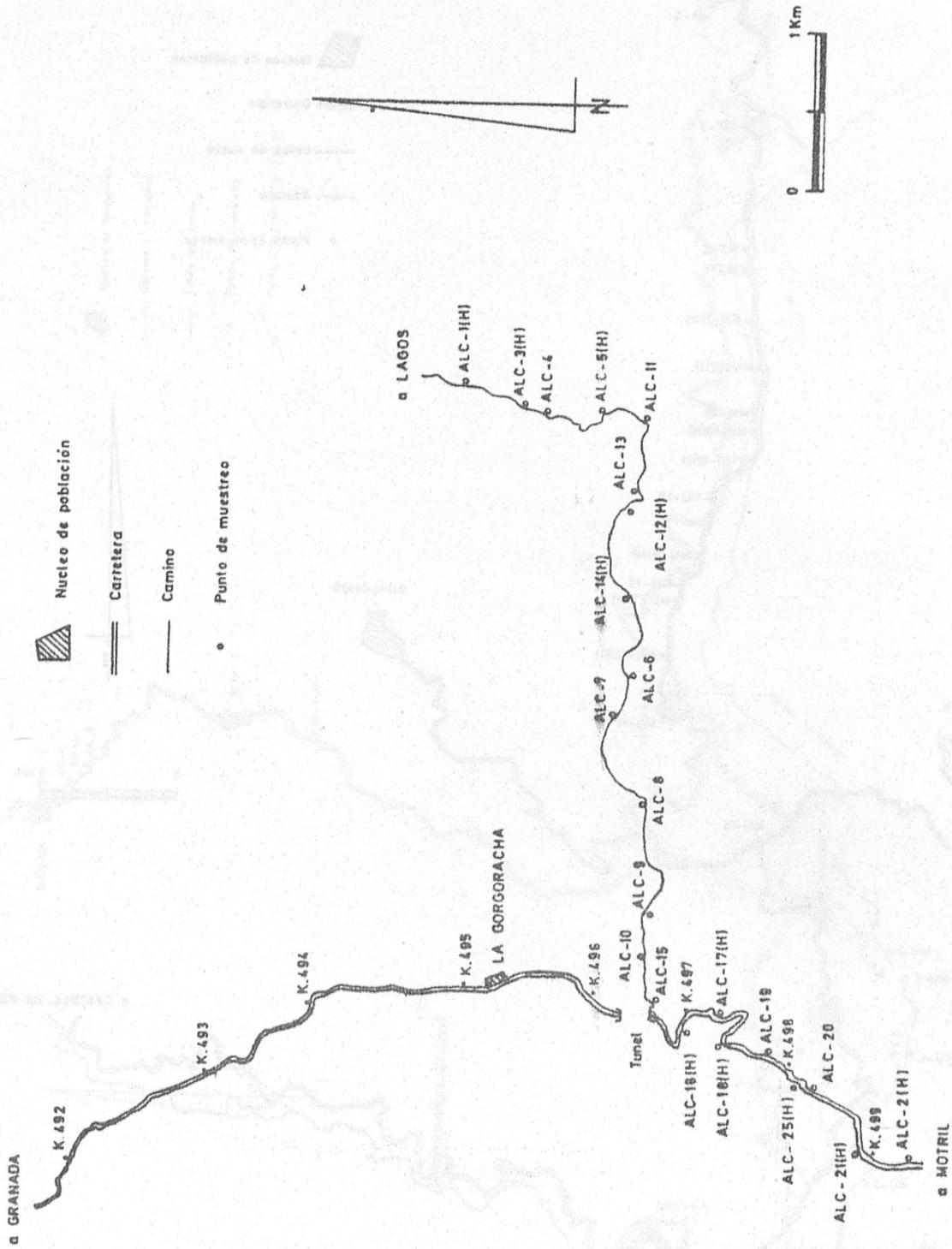


Fig. A-2

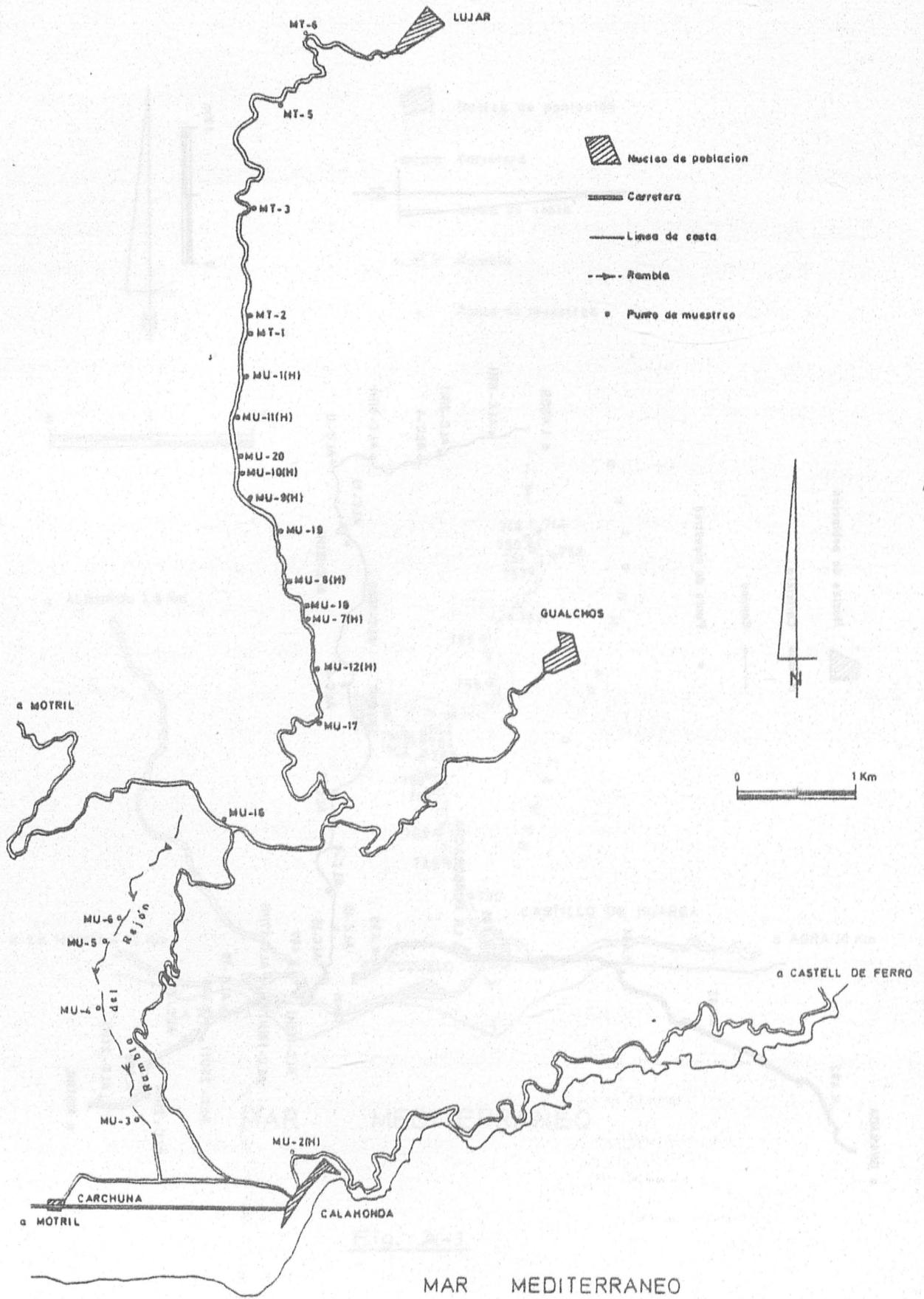


Fig. A-3

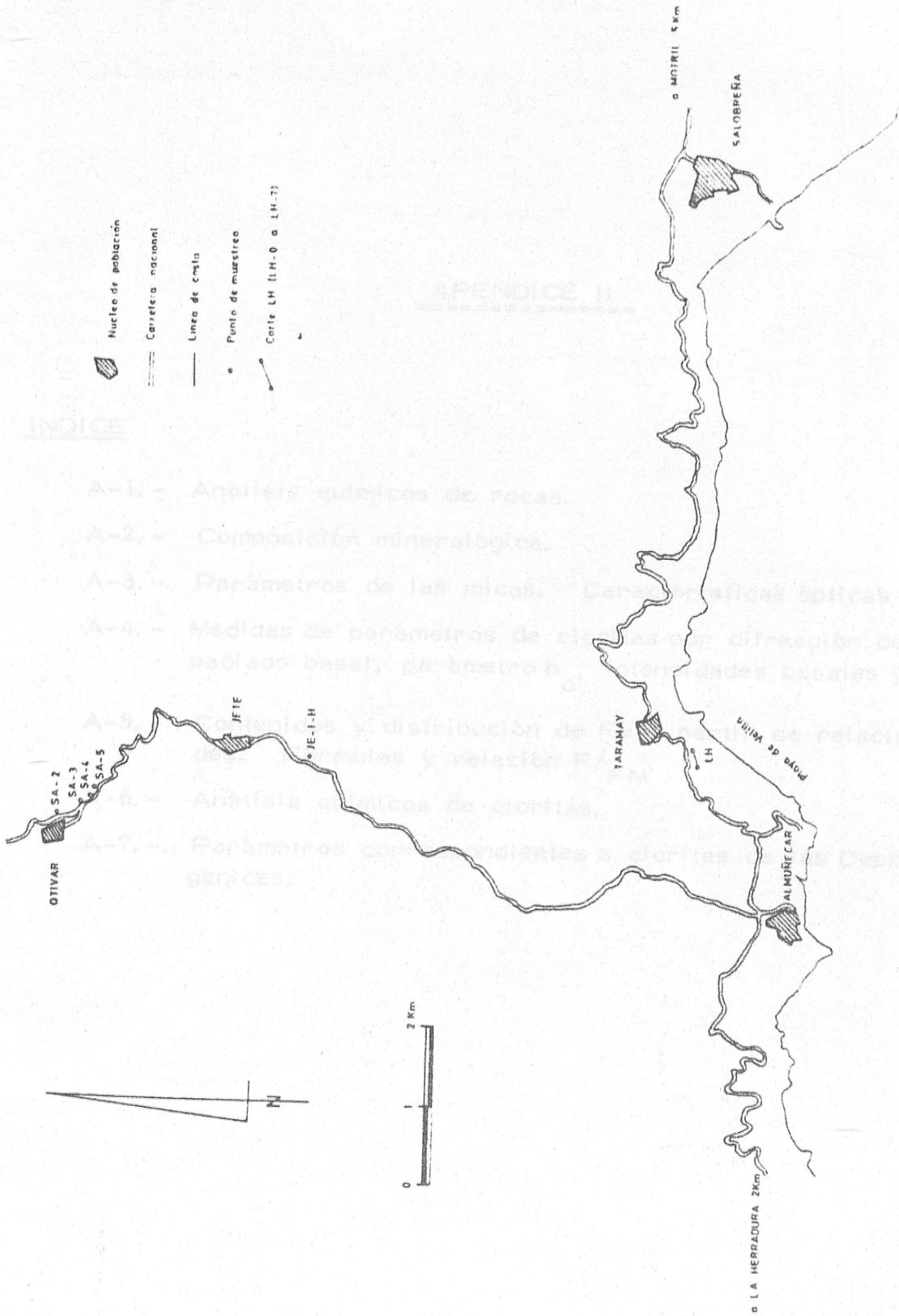


Fig. A-4



TABLA A-2

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA

CLAVE

LA-4001

DE LAS DEPRESIONES POSTOROGÉNICAS

APENDICE II

=====

INDICE

- A-1.- Análisis químicos de rocas.
- A-2.- Composición mineralógica.
- A-3.- Parámetros de las micas. Características ópticas de las cloritas.
- A-4.- Medidas de parámetros de cloritas por difracción de Rayos X (Espaciado basal, parámetro  $b_0$ , intensidades basales y anchura de OO3).
- A-5.- Contenidos y distribución de Fe a partir de relaciones de intensidades. Fórmulas y relación  $F/FM'$ .
- A-6.- Análisis químicos de cloritas.
- A-7.- Parámetros correspondientes a cloritas de las Depresiones postorogénicas.

TABLA A-1

## ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCAS

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	P. C.	TOTAL
MU-1	54,94	23,30	3,41	1,68	2,48	5,30	2,80	0,48	0,85	0,07	4,48	99,79
MU-11	70,19	9,81	1,44	0,93	2,47	2,16	1,40	5,17	0,31	0,13	6,27	100,28
MU-20	64,16	17,45	2,91	1,22	2,73	1,68	4,46	0,33	0,58	0,08	3,13	99,73
MU-10	44,83	28,14	2,91	2,48	5,88	6,53	1,77	0,38	0,65	0,06	6,37	100,0
MU-10-2	45,95	24,43	4,72	0,78	5,22	4,69	3,20	2,34	0,75	0,09	7,14	99,31
MU-9	78,68	10,45	2,55	0,33	1,73	1,90	1,12	0,19	0,16	0,07	2,20	99,38
MU-8	56,64	17,71	1,57	1,17	1,90	1,70	1,12	8,03	0,28	0,09	9,54	99,75
MU-12-1	80,17	9,88	1,47	1,20	1,02	0,85	2,53	0,39	0,50	0,10	1,48	99,59
MU-16	50,04	25,17	2,49	2,73	4,39	4,72	2,59	1,24	1,03	0,09	5,79	100,28
MU-5	73,58	12,41	1,60	1,77	1,85	2,83	1,23	0,72	0,52	0,08	3,65	100,24
MU-4	79,84	9,01	1,15	0,68	1,42	1,89	0,77	1,77	0,31	0,11	2,53	99,48
MU-2	70,20	9,83	1,31	0,51	2,00	1,95	1,80	5,06	0,19	0,16	6,32	99,33
ALC-1	76,25	9,71	1,58	0,62	2,40	3,47	2,14	0,25	0,38	0,08	2,84	99,72
ALC-4	52,56	22,79	3,47	2,33	4,10	5,27	3,00	0,81	0,62	0,10	4,98	100,03
ALC-5	56,13	20,10	2,48	2,33	3,49	5,52	2,02	1,49	0,35	0,11	5,46	99,48
ALC-12	79,72	10,16	1,23	0,72	0,83	3,42	1,33	0,19	0,21	0,07	2,07	99,95
ALC-14	76,55	10,62	2,05	1,25	1,14	1,39	3,53	0,54	0,40	0,06	2,29	99,82
ALC-6	66,42	12,37	2,08	1,60	3,02	1,13	2,77	3,24	0,22	0,10	6,75	99,70
ALC-7	87,39	6,34	0,93	1,15	0,51	1,07	0,79	0,55	0,13	0,05	1,16	100,07
ALC-8	64,76	15,78	2,23	1,11	3,04	5,53	2,09	0,37	0,25	0,06	4,18	99,40
ALC-16	70,88	10,25	1,16	0,80	2,90	4,82	1,76	1,89	0,15	0,08	4,94	99,63
ALC-17	42,58	13,17	0,65	1,29	8,57	8,44	2,20	8,92	0,34	0,21	13,16	99,53
ALC-25	68,05	4,87	0,84	0,37	2,61	1,65	2,47	8,93	0,09	0,21	9,87	99,96
ALC-20	88,67	4,45	0,78	0,41	1,20	0,73	0,14	0,90	0,06	0,05	2,19	99,58
ALC-2-2	36,45	16,80	2,50	2,44	6,16	3,83	7,31	10,34	0,40	0,29	13,73	100,25
ALC-2-4	58,34	18,99	3,81	0,95	4,69	3,99	2,56	0,57	0,49	0,04	5,20	99,63
ALC-2-5	46,17	24,94	5,47	1,55	6,55	4,59	3,35	0,36	0,70	0,05	6,41	100,14
MT-1	81,19	7,34	0,91	0,28	0,87	2,78	3,36	0,16	0,49	0,05	2,33	99,76
MT-2	77,68	6,23	0,61	0,23	1,68	3,02	6,51	0,28	0,31	0,10	2,36	99,70
MT-5	74,53	11,17	1,83	0,55	1,16	3,91	2,60	0,17	1,06	0,07	2,98	100,03
MT-6	42,56	28,40	5,90	1,32	2,49	5,84	4,32	0,41	1,53	0,07	7,13	99,97
LH-0-1	55,04	19,60	3,42	2,25	4,42	3,56	4,63	2,35	1,10	0,09	3,40	99,86
LH-0-2	8,38	5,32	0,31	0,64	5,85	2,62	1,30	41,60	0,05	0,18	33,24	99,49
LH-3	52,69	15,73	1,73	2,43	4,76	2,98	2,32	9,19	0,60	0,10	7,28	99,81
LH-4	66,82	7,99	0,50	0,90	4,22	3,22	1,86	7,38	0,65	0,09	6,29	99,92
LH-5	59,49	17,73	2,11	2,52	3,38	3,81	2,89	4,15	0,89	0,09	3,21	100,27
LH-7	63,00	14,89	1,15	3,00	2,97	3,87	2,50	4,36	0,89	0,10	3,39	100,12
SA-3	54,53	15,12	1,82	0,67	5,96	5,53	3,47	3,64	0,65	0,16	8,09	99,64
SA-5	58,88	20,63	3,63	2,61	0,62	1,52	6,85	0,77	1,30	0,05	3,36	100,22
GW-136 <sup>III</sup> (1)	47,60	19,92	1,44	4,18	6,15	3,88	3,10	9,50	1,38	0,07	3,22	99,71
C-773	48,16	16,24	0,45	2,94	9,15	8,17	2,63	7,54	0,55	0,10	3,19	99,12
CH-33-H	46,63	18,27	0,26	0,88	3,27	9,75	5,99	11,92	1,16	0,13	2,71	100,97
GW-98	43,16	17,58	0,82	2,44	8,37	6,97	6,20	9,82	1,19	0,14	3,06	99,75
GW-122	79,58	7,12	0,22	1,70	3,45	2,68	1,56	0,55	0,63	0,04	2,28	99,81

(1) Datos tomados de Gómez Pugnare (1981)

TABLA A-2

COMPOSICION MINERALOGICA

CLAVE

- |      |  |                                       |            |
|------|--|---------------------------------------|------------|
| 1 -  | %  | Fengita                               |            |
| 2 -  | "  | Paragonita                            |            |
| 3 -  | "  | Clorita                               |            |
| 4 -  | "  | Cuarzo                                | (t=<2, 5%) |
| 5 -  | "  | Feldespatos (fundamentalmente albita) |            |
| 6 -  | "  | Calcita                               |            |
| 7 -  | "  | Dolomita                              |            |
| 8 -  | "  | Hematites                             |            |
| 9 -  | "  | Cloritoide                            |            |
| 10 - | Otros minerales no cuantificables por difracción de RX:  |                                       |            |
|      | An- Anfíbol; T- Turmalina; Ep- Epidota; Bi- Biotita; Ap- Apatito; Zr- Circón; Mt- Magnetita; G- Grafito. |                                       |            |

TABLA A-2

---

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
744	20		25	45	5	5		t		T, Ap, Zr
748	35	15	20	10			15	5		Ep
750	30	5	20	15		20	10	t		T
751	25		55	15	t	5		t		T, Ap
752	45	15	15	15	t	t	5	5		Ep, T, Zr
753	40	10	5	20		10	10	5		Ep, T, Zr
754	25	20	15	35		5	t	t		Ep, T, Ap
755	10	20	5	40	t	5	15	5		Ep, T, Ap, Zr
756	30	10	25	30		5		t		Ep, T, Ap
758	40		35	15	5	5		t		T, Ap
759	30		20	20	10	15		5	t	
760	15	5	40	10	t	30		t		Ap, T, Zr
761	25		10	5	t	60		t		T, Zr
762	45		40	10	t	5		t		Ep, T, Ap, Zr
763	45	20	15	10	t		10	t		T, Ep
764	45	15	15	10	t		10	t		T, Ep, Ap
765	50	20	20	5	t		t	5	t	T, Ep, Ap, Zr
766	55	10	15	15			5	t		T, Ep
767	30	20	30	20	t			t		T, Ep, Ap, Zr
768	40	15	15	20			5	5	t	T, Ep, Ap
501	40	5	20	30				t		
502	50	35	10	t		t	t	t		
503	55	5	15	15	5		5	t		T, Ap, Ep, Bi
504	50	20	5	25		t		t		T
505	35		20	25	10	5		t		Ep
506	45	20	10	10	t		10	5		
507	40	25	5	20	t	t	t	5		
508	25	20	20	20		10	t	5		T, Zr
509	40	35	15	5	t	t	t	5		
510	35	15	10	25	t		10			T
511	30	20	10	30	t	t	5	t		Ep, T
512	25	55	15	t				t		
514	35	10	30	15	5	t	5	t		T
515	35	25	15	15	t	5	t	5		T
ALC-1	25	5	25	45	t			t		T
ALC-3	55	15	15	10	t	t		t		
ALC-4	35	20	35	5	t	t				T
ALC-5	30	20	35	15	t	t	t			
ALC-11	40	25	15	15				5		
ALC-12	15		10	55	t				20	
ALC-14	50	20	10	20	t					T
ALC-6	40	25	15	15	t			t		T
ALC-7	15	5	10	70		t		t		T
ALC-8	30	20	35	10		t		t		T
ALC-9	40	25	15	15	t			t		T

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ALC-10	50	10	25	10	t		t	t		
ALC-15	55	30	10	t	t	t		t		T
ALC-16	20	10	20	40		5	5	t		T
ALC-17	10	10	60	15		5	t			
ALC-19	20	10	30	35	5	t		t	t	T
ALC-25	50	15	25	5	5					
ALC-20	25	10	20	45	t		t			
ALC-2-2	50	5	40	5	t	t				
ALC-2-4	40	5	45	5	t					
ALC-2-5	45	5	40	5	t					
MU-1	45	15	30	10				t		
MU-11	5		20	60	t	15		t		T
MU-20	40	10	25	25	t					T
MU-10	30	15	55	t						
MU-10-2	55		35	10	t			t	t	
MU-9	50		15	35						T
MU-19	35		15	50						
MU-8	30	25	30	10	t			t		
MU-18	25	10	10	35		15		5		T
MU-7	45	15	25	10	t			t		T
MU-12-1	30	25	20	25				t		T
MU-17	45	10	10	25	t			t		
MU-16	25	15	25	30	t	t		t		T
MU-6	45		20	30	5			t		T
MU-5	20		20	50	10			t		T
MU-4	25		25	45	5			t		T
MU-3	40	10	20	30	t			t		T
MU-2	15		20	55	t	5		t		T
769	35	t	5	30	t	5		t	20	T, Bi, Ap, Zr
770	40	5	15	20	15			5	t	Mt, T, Bi, Ep, Ap, Zr
MT-1	20	t	5	55				t	20	Mt, Bi
MT-2	10		10	75					5	Mt, Bi, T
MT-3	15	5	10	25					45	T
MT-5	25		10	45					20	T
MT-6	75		15	5	5					G, Bi
LH-0-1	45		20	25	10			t		Mt, T, Bi
LH-0-2			50	5		45				Mt
LH-1	10		15	60	10	t		5		T, Mt
LH-2	40		15	15	20	5	t		t	Mt
LH-3	10		40	25	10	15	t			Mt
LH-4	10		25	10		10				An(45%), Mt
LH-5	30		20	30	10		5		t	T, Mt
LH-6	20		25	30	10	5	t	5		Mt
LH-7	10		20	45	15	5	5			Mt
LH-A	40		45	5	10					Mt
SA-2	20		5	60	5	5	5			Mt, T
SA-3	20		15	20	t	5	20		15	T, Mt
SA-4	20	5	10	35	10		10	5	t	Mt, Bi
SA-5	15	5	5	60	10	5				Mt, T

TABLA A-3

PARAMETROS DE LAS MICAS

- 1- Eje  $b_0$  (Å)
- 2- Distancia angular (00, 10) Mos. - (00, 10) Par. (En grados de  $2\theta$ )

CARACTERISTICAS OPTICAS DE LA CLORITA

- 3- Color: V- verde; I- incolora; Iv- incolora verdosa.
- 4- Color de interferencia: 1- Amarillo de primer orden. 2- Gris. 3- Verde grisáceo. 4- Verde. 5- Verde marrón. 6- Marrón verdoso. 7- Marrón. 8- Isótropa. 9- Violeta. 10- Azul (ver tabla III-2).
- 5- Pleocroismo: mD, muy débil; D, débil; I, intermedio; F, fuerte.
- 6- Signo de elongación.

TABLA A-3

	1	2	3	4	5	6
744	9008 9000		V	7	I	-
748	9005	1675				
750	8998		I	2	mD	-
751			V	7	I	-
752	9011	1690	V	7	D	-
753	9013	1690	V	6	F	-
754	9011	1650	V	7	I	-
755	9008	1675	V	7	F	-
756	9001	1675	V	7	D	-
758	8996		V	7	I	-
760			V	8	mD	
761	9008		V	7	I	-
762			V	7	I	-
763	9009	1650	V	6	I	-
764	9009	1650	V	4	I	-
765	9009	1690	V	4	I	-
766	9007	1650	V	4	I	-
767	9000	1625	V	6	F	-
768	9001	1725	V	6	I	-
501		1725				
502		1660	V	7	D	-
503	9005		V	7	D	-
504	9007 9013	1700	V	7	I	-
505	8993		V	6	I	-
506	9019	1725				
507	9007	1700	V	3	F	-
508	9015	1700	V	4	I	-
509	9012	1725	V	4	I	-
510	9019	1725	V	4	I	-
511	9024	1750	V	4	F	-
512	9014	1725	V	4	F	-
514	9010	1675 1750	V	8	mD	
515	9018	1700	V	3	D	-
ALC-1	9015		V	8	D	
ALC-3	9019	1725				
ALC-4	9026	1725	V	7	F	-
ALC-5	9017	1725	V	8	D	
ALC-11	9013	1700	V	4	I	-
ALC-13		1725				
ALC-12			V	7	I	-

	1	2	3	4	5	6
ALC-14	9027	1700	V	6	I	-
ALC-6	9020	1710	V	7	F	-
ALC-7	9018		V	9	I	+
ALC-8	9013	1710	V	9	I	+
ALC-9	9015	1725	V	7	F	-
ALC-10	9009	1750	V	5	I	-
ALC-15	9018	1710	V	4	I	-
ALC-16	9014	1710	V	9	F	+
ALC-17		1750	V	4	I	-
ALC-18		1775	V	9	F	+
ALC-19		1725	V	4	I	-
ALC-25	9008	1710	V	9	I	+
ALC-20		1675 1740	I	2	mD	-
ALC-2-2		1740				
ALC-2-4	9014	1740	V	4	F	-
ALC-2-5	9020	1750	V	4	I	-
MU-1	9004	1675	V	8	I	-
MU-11			V	5	I	-
MU-20	9014	1700	V	2	D	-
MU-10	9006 9013	1660 1725	V	4	I	-
MU-10-2	9023		V	4	I	-
MU-9	9008		V	5	I	-
MU-19			V	4	I	-
MU-8	9011	1675	V	4	I	-
MU-18		1625 1725				
MU-7	9003	1675	V	5	I	-
MU-12-1	9008	1690	V	4	I	-
MU-17	9003	1690				
MU-16	8997	1690	V	4	I	-
MU-6	9009		V	5	I	-
MU-5	9003		V	7	F	-
MU-4			V	5	F	-
MU-3	9008	1690	V	5	I	-
MU-2	9014		V	6	I	-
MT-1			V	10	F	+
MT-2			V	10	F	+
MT-5			V	10	mD	+
MT-6			V	10	I	+
769			V	10	I	+
770			V	5	I	-

	1	2	3	4	5	6
			V	4	I	-
751	LH-0-1		V	4	I	-
752	LH-1		V	3	D	-
753	LH-2		V	4	I	-
	LH-3		V	3	D	-
754	LH-5	9018				
755	LH-6		V	3	D	-
756	LH-A,		V	5	I	-
758	SA-2	9009	V	4	I	-
759	SA-3	9000	V	4	I	-
760	SA-4	9003	V	5	I	-
761	SA-5	8993	V	4	I	-
762	MU-1-H		V	6	I	-
763	MU-11-H		V	6	I	-
764	MU-10-H		V	4	I	-
765	MU-9-H		V	5	I	-
766	MU-8-H		Iv	2	D	-
767	MU-7-H		V	4	I	-
768	MU-2-H		V	2	I	-
801	ALC-1-H		V	5	F	-
802	ALC-3-H		Iv	3	D	-
803	ALC-5-H		V	7	F	-
804	ALC-14-H		V	5	F	-
805	ALC-16-H		V	7	F	-
806-2	ALC-25-H		V	4	I	-
807	ALC-21-H		V	4	I	-
808-2	ALC-2-H		V	5	I	-
809-1	LH-6-H		V	4	I	-
810-1	JE-1-H		V	5	F	-
811-1	SN-4		V	4	I	-
812-2	C-162		V	4	I	-
813-1	C-97		V	4	F	-
814	C-163		V	4	I	-
815	C-13		V	7	I	-
816	C-189-R		Iv	2	mD	-
817	SO-TM		I	I	mD	-
818	CP-3		I	I	mD	-

TABLA A-4

MEDIDAS DE PARAMETROS DE CLORITAS POR DIFRACCION DE RAYOS X.

CLAVE

- 1- Espaciado basal ( $\text{\AA}$ )
- 2- Al total en la fórmula, a partir del espaciado basal, según Albeé (1962).
- 3- Párametro  $b_0$  ( $\text{\AA}$ ).
- 4- Contenido en átomos pesados, calculado a partir del parámetro  $b_0$  según Brindley (1961).
- 5-6-7- Intensidades de 003, 004, y 005, para  $I_{002} = 100$ .
- 8- Anchura de la reflexión 003, a mitad de la altura ( en grados de  $2\theta$  )

=====

TABLA A-4

=====

	1	2	3	4	5	6	7	8
744	14, 11	2, 93	9, 278	1, 84	28	74	14	0, 138
748	14, 14	2, 71	9, 257	1, 27				0, 138
750	14, 14 14, 13	2, 75	9, 243	0, 89	43	77	16	0, 138
751	14, 12	2, 86	9, 271	1, 65				0, 134
752	14, 14	2, 71	9, 254	1, 19	31	53	10	0, 150
753	14, 14	2, 71	9, 282	1, 95	30	54	10	0, 134
754	14, 12 14, 11	2, 90	9, 268	1, 57	30	51	8	0, 156
755	14, 12	2, 86			30	55	11	0, 144
756	14, 13	2, 79	9, 270	1, 62	28	59	10	0, 131
758	14, 11	2, 93	9, 286	2, 05	25	53	8	0, 156
759	14, 13	2, 79	9, 252	1, 14	35	58	9	
760	14, 12	2, 86	9, 284	2, 00	20	42	7	0, 131
761	14, 14	2, 71	9, 274	1, 73	25	50	8	0, 131
762	14, 14	2, 71	9, 265	1, 49	25	52	8	0, 131
763	14, 12	2, 86						0, 138
764	14, 13	2, 79						0, 144
765	14, 12	2, 86	9, 257	1, 27	33	59	11	0, 147
766	14, 13	2, 79	9, 259	1, 32	42	81	16	0, 144
767	14, 12	2, 86	9, 269	1, 59	25	50	8	0, 138
768	14, 12	2, 86	9, 273	1, 70	33	67	10	0, 159
501	14, 13	2, 79			16	46	6	0, 159
502	14, 11	2, 93			30	64	11	
503	14, 11	2, 93	9, 284 9, 292	2, 00	21	63	10	0, 150
504	14, 11	2, 93	9, 288	2, 11				0, 159
505-2	14, 12	2, 86	9, 274	1, 73	28	69	12	0, 138
506-2	14, 12	2, 86	9, 283 9, 291	1, 97 2, 19				0, 131
507	14, 13	2, 79			38	61	13	0, 150
508-1	14, 12	2, 86			43	81	16	0, 153
509-1	14, 09	3, 07			39	72	14	0, 150
510-2	14, 13	2, 79			40	75	14	0, 138
511-1	14, 13	2, 79			37	68	14	0, 144
512	14, 13	2, 79			40	74	15	0, 141
514	14, 12	2, 86	9, 282 9, 285	1, 95 2, 03	23	54	8	0, 141
515	14, 14	2, 71	9, 256	1, 24	49	75	14	0, 150
ALC-1	14, 11	2, 93	9, 294	2, 27	18	44	6	0, 138
ALC-3	14, 12	2, 86			29	63	10	0, 128
ALC-4	14, 12	2, 86	9, 278	1, 84	24	60	10	0, 131
ALC-5	14, 11	2, 93	9, 285	2, 03	22	50	8	0, 144

	1	2	3	4	5	6	7	8
ALC-11	14, 14	2, 71			30	58	10	0, 125
ALC-12	14, 16	2, 57			23	61	10	0, 131
ALC-14	14, 12	2, 86	9, 266	1, 51				0, 150
ALC-6	14, 15	2, 64	9, 280	1, 89	27	65	11	0, 144
ALC-7	14, 12	2, 86			19	48	7	0, 134
ALC-8(P-0, 4)	14, 12	2, 86	9, 294	2, 27	19	42	7	0, 141
ALC-8(0, 4-0, 5)	14, 12	2, 86			23	66	11	0, 134
ALC-8(0, 5-0, 6)	14, 12	2, 86			22	54	8	0, 138
ALC-9	14, 12	2, 86			27	58	9	0, 138
ALC10	14, 12	2, 86	9, 262	1, 41	27	53	9	0, 144
ALC-15	14, 15 14, 13	2, 71	9, 257	1, 27	39	71	13	0, 138
ALC-16	14, 10	3, 00	9, 295	2, 30	21	67	11	0, 141
ALC-17	14, 14	2, 71	9, 263	1, 43	33	59	11	0, 138
ALC-19	14, 14	2, 71	9, 271	1, 65	27	58	9	0, 134
ALC-25	14, 10	3, 00	9, 291	2, 19	19	50	7	0, 150
ALC-20	14, 14 14, 13	2, 75			43	60	14	0, 147
ALC-2-2	14, 13	2, 79			29	57	9	0, 138
ALC-2-4	14, 13	2, 79	9, 254	1, 19	26	45	6	0, 138
ALC-2-5	14, 13	2, 79	9, 256	1, 24	30	47	8	0, 144
MU-1	14, 12	2, 86	9, 296	2, 32	21	52	7	0, 138
MU-11	14, 11	2, 93			28	49	9	0, 141
MU-20	14, 14	2, 71			39	59	13	0, 128
MU-10	14, 13	2, 79	9, 266	1, 51	30	58	10	0, 131
MU-10-2	14, 14	2, 71			33	67	11	0, 134
MU-9	14, 13	2, 79	9, 266	1, 51	27	46	8	0, 144
MU-19	14, 12	2, 86	9, 256	1, 24	41	81	14	0, 138
MU-8	14, 11	2, 93	9, 253	1, 16	33	68	13	0, 125
MU-18	14, 13	2, 79			38	59	9	0, 141
MU-7	14, 11	2, 93	9, 256 9, 260	1, 24 1, 35	32	68	11	0, 131
MU-12	14, 12	2, 86			38	65	13	0, 131
MU-17	14, 10	3, 00			28	44	7	0, 144
MU-16	14, 12	2, 86			27	57	10	0, 125
Mu-6	14, 12	2, 86	9, 270	1, 62	26	54	9	0, 128
MU-5	14, 12	2, 86	9, 278	1, 84	22	49	7	0, 128
Mu-4	14, 13	2, 79	9, 273	1, 70	26	53	10	0, 128
MU-3	14, 11	2, 93	9, 272	1, 68	21	47	6	0, 134
MU-2-1	14, 14	2, 71			24	51	8	0, 131
769	14, 12	2, 86	9, 297	2, 35	19	56	7	0, 138
770	14, 11	2, 93						0, 150
MT-1	14, 10	3, 00			19	67	9	0, 138

	1	2	3	4	5	6	7	8
MT-2	14, 10	3, 00			20	63	9	0, 166
MT-3	14, 10	3, 00			22	53	11	0, 153
MT-5	14, 09	3, 07	9, 297	2, 35	22	61	8	0, 156
MT-3	14, 08	3, 14	9, 307	2, 62	16	45	6	0, 131
LH-0-1	14, 10	2, 93	9, 259	1, 32	28	57	11	0, 156
LH-0-2	14, 15	2, 64			43	69	14	0, 153
LH-1	14, 14	2, 71	9, 252	1, 14	39	54	11	0, 156
LH-2	14, 14	2, 71	9, 257	1, 27	39	66	14	0, 163
LH-3	14, 14	2, 71	9, 252	1, 14	38	61	12	0, 169
LH-4	14, 15	2, 64			40	72	15	0, 175
LH-5	14, 14	2, 71	9, 263	1, 43	29	56	10	0, 147
LH-6	14, 14	2, 71	9, 282	1, 95	32	64	12	0, 144
LH-7	14, 13	2, 79			20	47	8	0, 138
LH-A	14, 15	2, 64	9, 257	1, 27	31	50	10	0, 150
SA-2	14, 15	2, 64	9, 265	1, 48	22	56	12	0, 147
SA-3	14, 13	2, 79	9, 264	1, 46	35	67	15	0, 147
SA-4	14, 13	2, 79	9, 261	1, 38	37	66	14	0, 144
SA-5	14, 13	2, 79	9, 257	1, 27				0, 141
MU-1-H	14, 11	2, 93	9, 272	1, 68	23	51	8	0, 150
MU-11-H	14, 11	2, 93			29	70	12	0, 141
MU-10-H	14, 13	2, 79	9, 252	1, 14	35	68	14	0, 141
MU-9-H	14, 11	2, 93	9, 272	1, 68	31	72	14	0, 147
MU-8-H	14, 12	2, 86			41	69	14	0, 156
MU-7-H	14, 14	2, 71			37	59	12	0, 141
MU-12-H	14, 14	2, 71			48	90	18	0, 150
MU-2-H	14, 13	2, 79	9, 252	1, 14	36	60	12	0, 144
ALC-1-H	14, 14	2, 71	9, 273	1, 70	33	76	15	0, 138
ALC-3-H	14, 12	2, 86	9, 255	1, 22	33	59	12	0, 150
ALC-5-H	14, 11	2, 93			25	61	11	0, 153
ALC-12-H	14, 13	2, 79			26	55	9	0, 134
ALC-14-H	14, 12	2, 86			26	50	9	0, 141
ALC-16-H	14, 12	2, 86	9, 282	1, 95	23	65	10	0, 134
ALC-17-H	14, 13	2, 79			28	49	8	0, 144
ALC-18-H	14, 12	2, 86			19	44	6	0, 138
ALC-25-H	14, 14	2, 71			35	78	17	0, 150
ALC-21-H	14, 12	2, 86	9, 263	1, 43	32	74	14	0, 153
ALC-2-H	14, 12	2, 86			33	70	13	0, 141
LH-6-H	14, 13	2, 79	9, 254	1, 19	39	83	19	0, 156
JE-1-H	14, 17	2, 57	9, 262	1, 41	34	58	10	0, 166
SN-4	14, 15		9, 231	0, 57				
C-162	14, 17	2, 50	9, 254	1, 19	33	65	15	0, 141
C-97			9, 256	1, 24				

	1	2	3	4	5	6	7	8
C-163	14, 31	1, 50	9, 252	1, 14	66	71	18	0, 172
C-13	14, 16	2, 57	9, 278	1, 84	31	62	10	0, 172
C-189-R	14, 15	2, 64			63	65	16	0, 172
SO-TM	14, 21	2, 21			87	93	25	0, 141
CP-3	14, 19	2, 35			88	87	21	0, 131
A	14, 22	2, 14	9, 235	0, 68	65	96	25	0, 131
B	14, 26	1, 86	9, 236	0, 70	70	80	20	0, 159
C	14, 21	2, 21			76	99	25	0, 153
D	14, 23	2, 07			48	82	18	0, 206
E	14, 23	2, 07	9, 231	0, 57	83	98	28	0, 147
Q-1	14, 11	2, 93			23	53	9	0, 147

TABLA A-5

Contenido en Fe, calculado a partir de las relaciones de intensidades,  
mediante el método propuesto en el apartado III-B-2

- 1- Fe octaédrico
- 2- Fe interlaminar
- 3- Fe total

Idem, mediante el método de Petruk (1964)

- 4- Fe total
- 5- grado de asimetría

Fórmula (calculada según el apartado III-5-1-2-4)

- 6- Si
- 7- Al tetraédrico
- 8- Mg
- 9- Fe
- 10- Al octaédrico
- 11- relación F/FM

(x). - Indica muestras, que por no presentar un carácter primario claro u ofrecer datos de baja fiabilidad, no han sido consideradas al obtener los valores medios de las diversas unidades

=====  
 TABLA A-5  
 =====

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
744	1,4	0,6	2,0	0,7	1,2	2,41	1,59	2,82	1,84	1,34	0,39
748						2,56	1,44	3,46	1,27	1,27	0,27
750	0,9	0,4	1,3	0,8	0,6	2,56	1,44	3,80	0,89	1,31	0,19
751						2,45	1,55	3,04	1,65	1,31	0,35
752	0,9	0,4	1,3	1,6	0,2	2,55	1,45	3,44	1,30	1,26	0,27
753	1,05	0,5	1,55	1,7	0,3	2,54	1,46	3,20	1,55	1,25	0,33
754	1,0	0,8	1,8	2,2	-0,3	2,42	1,58	2,88	1,8	1,32	0,38
755	1,0	0,4	1,4	1,0	0,7	2,47	1,53	3,27	1,4	1,33	0,30
756	1,3	0,8	2,1	1,7	0,5	2,49	1,51	3,10	1,62	1,28	0,34
758 (x)	1,3	1,0	2,3	2,6	0,0	2,39	1,61	2,63	2,05	1,32	0,44
759 (x)	1,0	0,8	1,8	2,1	-0,5	2,50	1,50	3,24	1,47	1,29	0,31
760	1,3	0,7	2,0	2,4	0,4	2,43	1,57	2,71	2,00	1,29	0,42
761	1,2	0,8	2,0	2,2	0,2	2,52	1,48	3,04	1,73	1,23	0,36
762	1,3	0,8	2,1	2,2	0,3	2,50	1,50	2,69	2,10	1,21	0,44
765	0,9	0,5	1,4	1,6	0,3	2,47	1,53	3,27	1,40	1,33	0,30
766	1,0	0,4	1,4	0,7	0,7	2,41	1,59	3,38	1,32	1,30	0,28
767	1,2	0,7	1,9	2,1	0,3	2,46	1,54	3,09	1,59	1,32	0,34
768	1,2	0,8	2,0	2,0	0,0	2,45	1,55	2,99	1,70	1,31	0,36
501 (x)	1,8	1,2	3,0	2,7	0,7	2,39	1,61	1,82	3,00	1,18	0,62
502	1,3	0,7	2,0	1,7	0,6	2,39	1,61	2,68	2,00	1,32	0,43
503	1,7	0,9	2,6	1,3	1,4	2,39	1,61	2,68	2,00	1,32	0,43
504						2,39	1,61	2,57	2,11	1,32	0,45
505	1,4	0,8	2,2	1,6	0,8	2,45	1,55	2,96	1,73	1,31	0,37
506						2,42	1,58	2,64	2,08	1,28	0,44
507	0,8	0,3	1,1	1,2	0,2	2,53	1,47	3,58	1,10	1,32	0,24
508	1,0	0,5	1,5	0,8	0,5	2,46	1,54	3,18	1,50	1,32	0,32
509 (x)	1,0	0,5	1,5	1,0	0,4	2,36	1,64	3,07	1,50	1,43	0,33
510	1,0	0,6	1,6	1,3	0,3	2,49	1,51	3,12	1,60	1,28	0,34
511	1,0	0,5	1,5	1,0	0,5	2,50	1,50	3,21	1,50	1,29	0,32
512	1,0	0,5	1,5	0,9	0,5	2,50	1,50	3,21	1,50	1,29	0,32
514	1,4	1,0	2,4	2,1	0,4	2,43	1,57	2,68	2,03	1,29	0,43
515	0,8	0,5	1,3	1,0	-0,1	2,56	1,44	3,49	1,24	1,27	0,26
ALC-1	1,5	1,0	2,5	2,7	0,4	2,38	1,62	2,42	2,27	1,31	0,48
ALC-3 (x)	1,3	0,8	2,1	1,7	0,4	2,42	1,58	2,62	2,10	1,28	0,44
ALC-4	1,4	0,8	2,2	1,7	0,7	2,44	1,56	2,86	1,84	1,30	0,39
ALC-5	1,3	0,9	2,2	2,1	0,5	2,38	1,62	2,49	2,20	1,31	0,47
ALC-11	1,1	0,6	1,7	1,7	0,3	2,53	1,47	3,06	1,70	1,24	0,36
ALC-12	1,6	0,9	2,5	1,5	1,0	2,54	1,46	2,39	2,50	1,11	0,51
ALC-14						2,46	1,54	3,17	1,51	1,32	0,32
ALC-6	1,35	0,75	2,1	1,6	0,8	2,55	1,45	2,92	1,89	1,19	0,39
ALC-7	1,5	1,0	2,5	2,6	0,5	2,40	1,60	2,24	2,50	1,26	0,53
ALC-8	1,3	0,9	2,2	2,5	0,4	2,41	1,59	2,46	2,27	1,27	0,48
ALC-9	1,25	1,75	2,0	1,7	0,4	2,43	1,57	2,71	2,00	1,29	0,42
ALC-10 (x)	1,2	0,7	1,9	2,0	0,2	2,47	1,53	3,26	1,41	1,33	0,30

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ALC-15	1,05	0,5	1,55	1,0	0,4	2,56	1,44	3,46	1,27	1,27	0,27
ALC-16	1,8	0,9	2,7	1,3	1,4	2,34	1,66	2,36	2,30	1,34	0,49
ALC-17	1,05	0,5	1,55	1,6	0,3	2,54	1,46	3,32	1,43	1,25	0,30
ALC-19	1,3	0,9	2,2	2,1	0,3	2,53	1,47	3,11	1,65	1,24	0,35
ALC-25	1,5	1,0	2,5	2,6	0,6	2,35	1,65	2,46	2,19	1,35	0,47
ALC-20	0,6	0,1	0,7	0,8	0,2	2,58	1,42	3,97	0,70	1,33	0,15
ALC-2-2	1,25	0,85	2,1	2,2	0,1	2,46	1,54	2,65	2,10	1,25	0,44
ALC-2-4	1,05	0,85	1,9	3,0	-0,5	2,52	1,48	3,50	1,19	1,31	0,25
ALC-2-5	0,85	0,55	1,4	2,1	-0,2	2,51	1,49	3,30	1,4	1,30	0,30
MU-1	1,55	1,15	2,7	2,9	0,3	2,41	1,59	2,41	2,32	1,27	0,49
MU-11	1,0	0,5	1,5	2,1	0,0	2,43	1,57	3,14	1,50	1,36	0,32
MU-20	0,65	0,15	0,8	0,8	0,4	2,59	1,41	3,90	0,80	1,30	0,17
MU-10	1,1	0,7	1,8	1,8	0,3	2,50	1,50	3,20	1,51	1,29	0,32
MU-10-2	1,2	0,75	1,95	1,7	0,3	2,51	1,49	2,83	1,95	1,22	0,41
MU-9	1,05	0,65	1,7	2,2	0,0	2,50	1,50	3,20	1,51	1,29	0,32
MU-19 (x)	1,1	0,6	1,7	1,0	0,4	2,48	1,52	3,42	1,24	1,34	0,27
MU-8	1,1	0,5	1,6	1,4	0,6	2,45	1,55	3,46	1,16	1,38	0,25
MU-18	0,9	0,7	1,6	1,9	-0,5	2,49	1,51	3,12	1,60	1,28	0,34
MU-7	1,3	0,8	2,1	1,7	0,2	2,44	1,56	3,28	1,35	1,37	0,29
MU-12	0,9	0,5	1,4	1,3	0,3	2,47	1,53	3,27	1,40	1,33	0,30
MU-17 (x)	0,9	0,8	1,7	2,6	-0,5	2,38	1,62	2,92	1,70	1,38	0,37
MU-16	1,25	0,65	1,9	1,7	0,5	2,44	1,56	2,80	1,90	1,30	0,40
MU-6	1,3	0,75	2,05	2,1	0,3	2,46	1,54	3,06	1,62	1,32	0,35
MU-5	1,4	1,0	2,4	3,1	0,1	2,44	1,56	2,86	1,84	1,30	0,39
MU-4	1,1	0,55	1,65	1,5	0,7	2,49	1,51	3,07	1,65	1,28	0,35
MU-3	1,4	1,0	2,4	2,7	0,2	2,42	1,58	2,97	1,68	1,35	0,36
MU-2	1,2	0,8	2,0	1,9	0,4	2,50	1,50	2,78	2,00	1,22	0,42
769	1,9	1,4	3,3	2,9	0,5	2,34	1,66	1,50	3,30	1,20	0,69
MT-1	2,1	1,25	3,3	1,65	1,2	1,27	1,73	1,43	3,30	1,27	0,70
MT-2	1,95	1,2	3,1	2,4	0,8	2,28	1,72	1,62	3,10	1,28	0,66
MT-3	1,25	0,5	1,75	1,0	1,2	2,38	1,62	2,87	1,75	1,38	0,38
MT-5	1,7	1,2	2,9	2,0	0,7	2,26	1,74	1,77	2,90	1,33	0,62
MT-6	1,7	1,2	2,9	3,2	0,5	2,25	1,75	1,99	2,62	1,39	0,57
LH-0-1	1,0	0,5	1,5	1,2	0,8	2,44	1,56	3,31	1,32	1,37	0,29
LH-0-2	0,85	0,45	1,3	1,3	0,1	2,59	1,41	3,47	1,3	1,23	0,27
LH-1	0,65	0,35	1,0	1,6	-0,2	2,57	1,43	3,58	1,14	1,28	0,24
LH-2	0,9	0,35	1,25	0,9	0,4	2,56	1,44	3,46	1,27	1,27	0,27
LH-3	0,85	0,35	1,2	1,2	0,2	2,57	1,43	3,58	1,14	1,28	0,24
LH-4 (x)	1,0	0,4	1,4	0,9	0,6	2,58	1,42	3,38	1,40	1,22	0,29
LH-5(a)	1,1	0,6	1,7	1,6	0,5	2,54	1,46	3,32	1,43	1,25	0,30
LH-5(b)(x)						2,51	1,49	2,83	1,95	1,22	0,41
LH-6 (x)	1,1	0,5	1,6	1,2	0,7	2,53	1,47	3,16	1,60	1,24	0,34
LH-7 (x)	1,4	0,85	2,25	2,0	0,7	2,45	1,55	2,51	2,25	1,24	0,47
LH-A (x)	0,9	0,5	1,4	1,9	0,1	2,58	1,42	3,38	1,40	1,22	0,29

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SA-2	1, 3	0, 45	1, 75	0, 6	1, 5	2, 58	1, 42	3, 29	1, 49	1, 22	0, 31
SA-3	1, 05	0, 3	0, 35	0, 8	0, 8	2, 50	1, 50	3, 25	1, 46	1, 29	0, 31
SA-4	0, 9	0, 3	1, 2	0, 7	0, 7	2, 51	1, 49	3, 32	1, 38	1, 30	0, 29
SA-5						2, 52	1, 48	3, 42	1, 27	1, 31	0, 27
MU-1-H	1, 3	0, 8	2, 1	2, 0	0, 5	2, 42	1, 58	2, 97	1, 68	1, 35	0, 36
MU-11-H	1, 3	0, 7	2, 0	1, 4	0, 8	2, 40	1, 60	2, 68	2, 00	1, 32	0, 43
MU-10-H	1, 0	0, 4	1, 4	0, 8	0, 8	2, 51	1, 49	3, 30	1, 40	1, 30	0, 30
MU-9-H	1, 3	0, 5	1, 8	0, 8	1, 0	2, 42	1, 58	2, 97	1, 68	1, 35	0, 36
MU-8-H	0, 8	0, 4	1, 2	1, 0	0, 3	2, 49	1, 51	3, 45	1, 20	1, 35	0, 26
MU-7-H	0, 85	0, 45	1, 3	1, 6	0, 1	2, 55	1, 45	3, 43	1, 30	1, 27	0, 27
MU-12-H	1, 05	0, 45	1, 5	0, 7	0, 6	2, 54	1, 46	3, 25	1, 50	1, 25	0, 32
MU-2-H	0, 85	0, 35	1, 2	1, 0	0, 4	2, 53	1, 47	3, 54	1, 14	1, 32	0, 24
ALC-1-H	1, 25	0, 5	1, 75	0, 7	1, 0	2, 53	1, 47	3, 06	1, 70	1, 24	0, 36
ALC-3-H	0, 9	0, 4	1, 3	1, 2	0, 5	2, 48	1, 52	3, 44	1, 22	1, 34	0, 26
ALC-5-H	1, 3	0, 7	2, 0	1, 7	0, 8	2, 40	1, 60	2, 68	2, 00	1, 32	0, 43
ALC-12-H	1, 2	0, 7	1, 9	1, 8	0, 6	2, 47	1, 53	2, 84	1, 90	1, 26	0, 40
ALC-14-H	1, 1	0, 6	1, 7	2, 4	0, 3	2, 45	1, 55	2, 99	1, 70	1, 31	0, 36
ALC-16-H	1, 6	0, 9	2, 5	1, 6	1, 0	2, 40	1, 60	2, 24	2, 50	1, 26	0, 53
ALC-17-H	1, 05	0, 65	1, 7	2, 1	0, 0	2, 49	1, 51	3, 02	1, 70	1, 28	0, 36
ALC-18-H	1, 4	1, 0	2, 4	3, 1	0, 3	2, 40	1, 60	2, 34	2, 40	1, 26	0, 51
ALC-25-H	1, 15	0, 45	1, 6	0, 3	1, 2	2, 53	1, 47	3, 16	1, 60	1, 24	0, 34
ALC-21-H	1, 2	0, 5	1, 7	1, 1	0, 8	2, 47	1, 53	3, 24	1, 43	1, 33	0, 31
ALC-2-H	1, 2	0, 6	1, 8	1, 0	0, 7	2, 44	1, 56	2, 90	1, 80	1, 30	0, 38
LH-6-H	1, 0	0, 3	1, 3	0, 1	1, 2	2, 51	1, 49	3, 40	1, 30	1, 30	0, 28
JE-1-H	1, 0	0, 55	1, 55	1, 7	0, 1	2, 61	1, 39	3, 27	1, 55	1, 18	0, 32
Q-1-H	1, 35	0, 75	2, 1	1, 7	0, 7	2, 39	1, 61	2, 58	2, 10	1, 32	0, 45
C-162	1, 0	0, 2	1, 2	0, 6	1, 1	2, 67	1, 33	3, 64	1, 19	1, 17	0, 25
C-163	0, 2	0, 0	0, 2	0, 6	-0, 2	3, 17	0, 83	4, 19	1, 14	0, 67	0, 21
C-13	1, 25	0, 75	2, 0	1, 8	0, 3	2, 59	1, 41	3, 00	1, 84	1, 16	0, 38
C-189-R	0, 25	0, 05	0, 3	0, 7	-0, 5	2, 66	1, 34	4, 40	0, 30	1, 30	0, 06
SO-TM	0, 3	0, 0	0, 3	0, 2	-0, 2	2, 87	1, 13	4, 61	0, 30	1, 09	0, 06
CP-3	0, 2	0, 1	0, 3	0, 3	-0, 5	2, 80	1, 20	4, 55	0, 30	1, 15	0, 06
A	0, 7	0, 1	0, 8	0, 2	0, 6	2, 87	1, 13	4, 19	0, 80	1, 01	0, 16
B	0, 45	0, 15	0, 6	0, 4	-0, 1	3, 03	0, 97	4, 51	0, 60	0, 89	0, 12
C	0, 5	0, 1	0, 6	0, 4	0, 1	2, 85	1, 15	4, 34	0, 60	1, 06	0, 12
D	1, 0	0, 4	1, 4	0, 7	0, 6	2, 87	1, 13	3, 66	1, 40	0, 94	0, 28
E	0, 4	0, 0	0, 4	0	0, 2	2, 97	1, 03	4, 63	0, 40	0, 97	0, 08

TABLA A-6  
 =====

ANALISIS QUIMICOS DE CLORITAS

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Total	CaO <sup>(II)</sup>	K <sub>2</sub> O <sup>(III)</sup>	Na <sub>2</sub> O <sup>(II)</sup>	TiO <sub>2</sub> <sup>(II)</sup>
ALC-16-H	24,60	21,79	24,91	0,10	17,97	11,58	100,95				
MU-2-H	28,97	21,16	17,69	0,23	20,02	11,99	100,06				
Mu-9-H	24,09	22,64	21,54	0,10	20,74	11,66	100,77				
C-162	24,98	21,04	17,07	0,10	26,20	11,82	101,21				
C-13	24,60	21,43	21,33	0,23	21,33	11,68	100,60				
GW-136''	26,38	21,10	10,81	0,00	29,94	12,30	100,53				
CH-46	28,41	19,54	9,77	0,00	30,10	12,35	100,17				
CH-33-H	24,27	23,02	25,86	0,10	16,73	11,62	101,60				
GW-98	25,94	21,85	18,47	0,10	21,90	11,87	100,13				
C-773	24,80	21,10	16,34	0,00	25,01	11,80	99,05				
GW-122'	25,77	21,11	20,30	0,00	21,81	11,86	100,85				
A	30,12	19,43	8,10		28,13	11,03	99,21	1,27	0,09	0,24	0,80
B	31,24	16,81	8,10		30,16	11,76	99,99	1,15	0,10	0,27	0,40
E	30,26	20,40	6,05	0,04	30,76	12,27	99,78				

(II) - Asignados mayoritariamente a impurezas.



Muestra	d (001) Å	Si	Al <sup>IV</sup>	Fe <sup>Oct</sup>	Fe <sup>Br.</sup>	Fe <sup>Total</sup>
DG - 1	14.14	2.67	1.33	1.20	0.80	2.00
DG - 2	14.14	2.68	1.32	0.50	0.00	0.50
DG - 3	14.16	2.71	1.29	1.00	0.10	1.10
DG - 4	14.14	2.73	1.27	0.90	0.10	1.00
DG - 5	14.17	2.71	1.29	1.10	0.00	1.10
DG - 6	14.14	2.68	1.32	0.70	0.00	0.70
DG - 7	14.14	2.71	1.29	1.20	0.70	1.90
DG - 8	14.14	2.67	1.33	1.50	1.00	2.50
DG - 9	14.16	2.71	1.29	1.00	0.70	1.70
DG - 10	14.13	2.63	1.37	0.80	0.60	1.40
DG - 11	14.16	2.71	1.29	1.20	0.70	1.90
N - 1	14.10	2.56	1.44	1.60	1.40	3.00
N - 2	14.10	2.56	1.44	1.20	0.40	1.60
N - 3	14.14	2.65	1.35	1.10	0.00	1.10
N - 4	14.16	2.71	1.29	1.40	0.90	2.30
RT - 1	14.18	2.76	1.24	1.50	1.10	2.60
RT - 2	14.13	2.63	1.37	1.10	0.50	1.60
RT - 3	14.10	2.54	1.46	1.00	0.00	1.00
RT - 4	14.11	2.59	1.41	1.00	0.00	1.00
RT - 5	14.10	2.56	1.44	1.60	0.80	2.40
RT - 6	14.18	2.76	1.24	1.40	0.80	2.20
RT - 7	14.15	2.69	1.31	1.40	0.90	2.30
RT - 8	14.12	2.60	1.40	1.00	0.45	1.45
RT - 9	14.16	2.71	1.29	0.90	0.00	0.90
RT - 10	14.19	2.79	1.21	0.70	0.00	0.70
RT - 11	14.16	2.71	1.29	1.00	0.00	1.00
G - 1	14.16	2.71	1.29	0.60	0.10	0.70
G - 2	14.19	2.79	1.21	0.70	0.70	1.40
G - 3	14.19	2.79	1.21	1.10	0.60	1.70
G - 4	14.18	2.75	1.25	0.80	0.20	1.00
G - 5	14.18	2.77	1.23	0.50	1.00	1.50
G - 6	14.19	2.79	1.21	1.00	0.80	1.80
G - 7	14.18	2.77	1.23	0.50	1.00	1.50
G - 8	14.14	2.67	1.33	0.70	0.60	1.30
G - 9	14.14	2.65	1.35	1.00	0.50	1.50
SE - 1	14.20	2.81	1.18	0.80	0.70	1.50
SE - 2	14.15	2.69	1.31	0.90	0.70	1.60
SE - 3	14.21	2.84	1.16	1.00	0.90	1.90
SE - 4	14.13	2.62	1.38	1.00	0.20	1.20
SE - 5	14.22	2.86	1.14	0.60	0.00	0.60
SE - 6	14.16	2.71	1.29	0.80	0.50	1.30
SE - 7	14.14	2.65	1.35	1.10	0.80	1.90
SE - 8	14.17	2.73	1.27	1.10	0.80	1.90
SE - 9	14.16	2.71	1.29	1.00	0.60	1.60
GH - 1	14.28	3.03	0.97	0.60	1.30	1.90
GH - 2	14.20	2.81	1.19	1.40	1.30	2.70
GH - 3	14.16	2.71	1.29	1.90	1.20	3.10
B - 1	14.19	2.79	1.21	1.40	1.10	2.50
B - 2	14.23	2.90	1.10	1.00	0.10	1.10
B - 3	14.16	2.71	1.29	1.10	1.40	2.50
B - 4	14.18	2.75	1.25	1.10	0.80	1.90
B - 5	14.16	2.71	1.29	1.70	1.40	3.10
B - 6	14.22	2.86	1.14	0.90	0.50	1.40
B - 7	14.14	2.67	1.33	1.20	1.00	2.20
B - 8	14.14	2.65	1.35	1.10	1.30	2.40

Muestra	g (001) /	g	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	g
B-8	1414	2.82	1.74	1.10	1.59	2.90
B-7	1414	1.87	1.71	1.25	1.00	2.30
B-6	1414	1.88	1.14	0.80	0.90	1.40
B-5	1414	1.88	1.14	0.80	0.90	1.40
B-4	1416	2.32	1.22	1.10	0.80	1.90
B-3	1416	2.31	1.22	1.10	0.80	1.90
B-2	1416	2.31	1.22	1.10	0.80	1.90
B-1	1416	2.30	1.21	1.09	0.79	1.89
GH-1	1416	1.71	1.28	1.02	1.30	2.10
GH-2	1420	1.81	1.19	1.06	1.20	2.10
GH-3	1428	1.83	0.97	0.80	1.30	1.90
SE-8	1416	2.71	1.59	1.00	0.80	1.80
SE-7	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-6	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-5	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-4	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-3	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-2	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
SE-1	1417	2.73	1.57	0.98	0.78	1.78
G-8	1414	2.07	1.71	0.70	0.60	1.70
G-7	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-6	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-5	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-4	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-3	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-2	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
G-1	1418	2.37	1.73	0.70	0.60	1.80
RT-8	1413	2.60	1.80	1.00	0.82	1.42
RT-7	1413	2.60	1.80	1.00	0.82	1.42
RT-6	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
RT-5	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
RT-4	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
RT-3	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
RT-2	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
RT-1	1418	2.76	1.54	1.40	0.80	2.50
M-4	1436	2.51	1.29	1.40	0.80	2.10
M-3	1418	2.86	1.44	1.20	0.80	1.80
M-2	1418	2.86	1.44	1.20	0.80	1.80
M-1	1418	2.86	1.44	1.20	0.80	1.80
DC-11	1416	2.71	1.29	1.20	0.70	1.90
DC-10	1417	2.67	1.27	0.80	0.60	1.80
DC-9	1418	2.71	1.29	1.00	0.70	1.70
DC-8	1414	2.67	1.27	1.20	0.70	1.80
DC-7	1414	2.67	1.27	1.20	0.70	1.80
DC-6	1414	2.68	1.27	0.70	0.70	1.80
DC-5	1414	2.71	1.29	1.10	0.60	1.70
DC-4	1414	2.71	1.29	1.10	0.60	1.70
DC-3	1416	2.88	1.73	0.70	0.60	2.00
DC-2	1416	2.88	1.73	0.70	0.60	2.00
DC-1	1414	2.87	1.71	0.70	0.60	2.00



Biblioteca Universitaria de Granada



0108007