



**Universidad de Granada**  
Facultad de Ciencias  
Sección de Geología

---

# LAS MICAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

## ZONAS INTERNAS

Tesis Doctoral de Geología  
1976

Autor:

**José Daniel Martín Ramos**

Departamento de Cristalografía y Mineralogía

Facultad de Ciencias

**Universidad de Granada**

Director:

**Prof. Dr. Manuel Rodríguez Gallego**

Calificación: Sobresaliente *Cum Laude* por unanimidad.

LAS MICAS DE LAS CORDILLERAS  
BETICAS. ZONAS INTERNAS

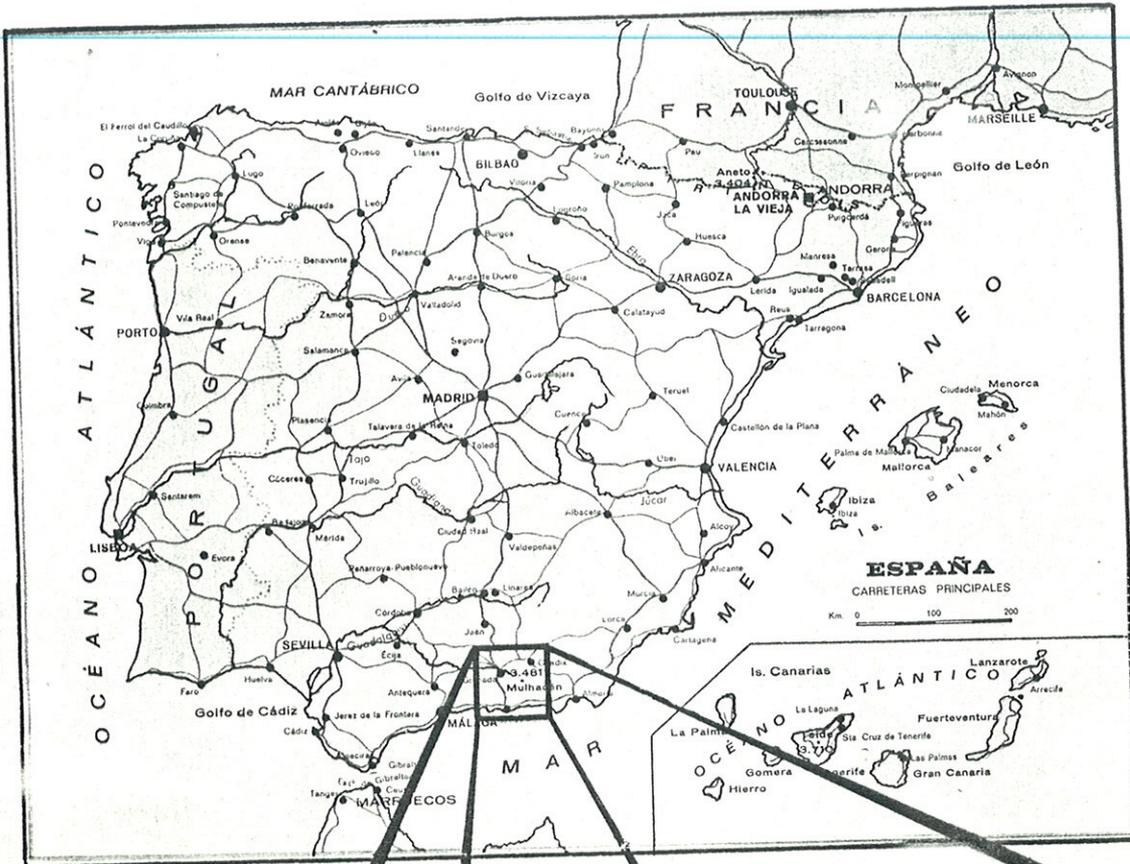
Tesis que presenta para alcan-  
zar el Grado de Doctor -  
en Ciencias, Sección de Geo-  
logía, el Licenciado José -  
Daniel Martín Ramos.

Visado en Granada  
a de Diciembre de 1976  
EL CATEDRATICO DIRECTOR

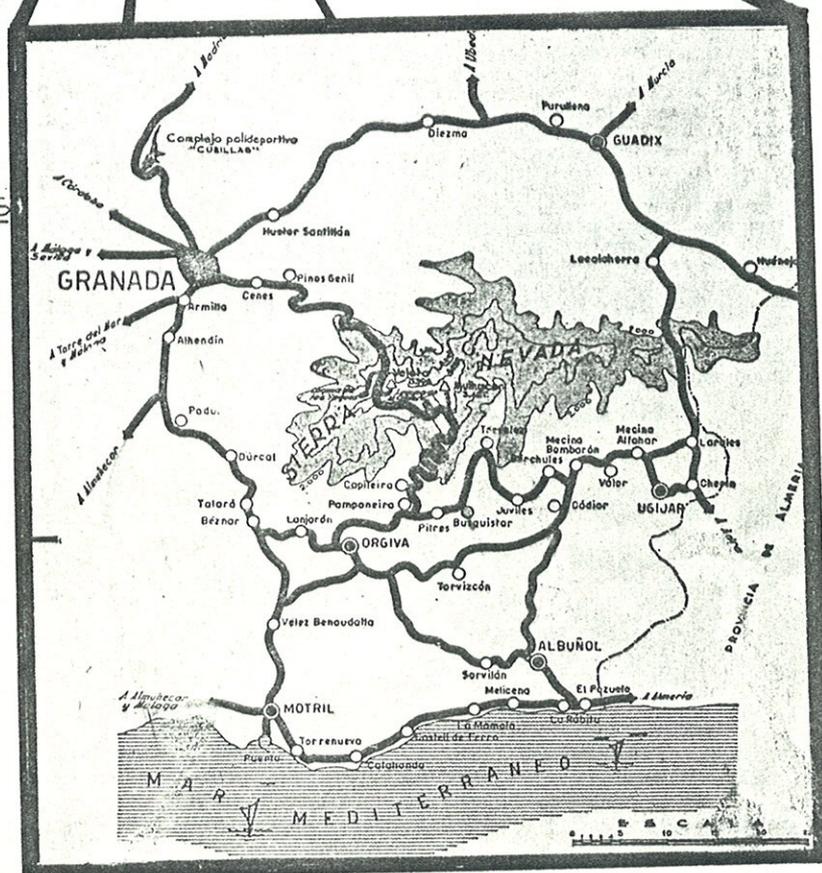
Fdo. Manuel Rodríguez Gallego

Granada, Diciembre de 1976

Fdo. JOSE DANIEL MARTIN RAMOS



AREA DE  
TRABAJO  
Y  
COMUNICACIONES



A mi pequeña  
familia.

Sí el Progreso es un Mito,

o sea,

sí al enfrentarnos al trabajo a realizar  
hemos de decir,

¿Cuál es el beneficio de todo esto?,

nuestros esfuerzos se perderán en el vacío.

Y con ello se interrumpirá toda la Evolución...  
porque nosotros mismos somos la Evolución.

TEILHARD de CHARDIN  
("El Fenómeno Humano")

CAPITULO PRIMERO

INTRODUCCION:

OBJETIVOS Y METODOS.

O B J E T I V O S

La presente memoria es un intento de sistematizar y definir en lo posible la mineralogía de las micas de las Cordilleras Béticas originadas durante los acontecimientos metamórficos alpinos y más antiguos con vistas a la utilización de sus variables químicas y cristalográficas en termometría y barometría geológica.

Somos conscientes de las limitaciones del método, pues hay una variable que vota en nuestra contra como es la extraordinaria complejidad histórica que presentan estas rocas, que hace que en una misma puedan presentarse hasta dos (y a veces tres) generaciones de micas. A nuestro favor, sin embargo, juega el hecho de que las micas son minerales fácilmente reestructurables que cristalizan en cada fase metamórfica y adquieren las características cristalográficas correspondientes a las fases más tardías.

Juega también a nuestro favor otro hecho importante: los datos que obtenemos son cuantizables y comparables por los obtenidos por otros laboratorios. Creemos que su utilización, puede llegar a mejorar sensiblemente el concepto de isograda al poder medir variaciones continuas a lo largo de una serie, una unidad, un complejo o una cordillera.

Indirectamente hemos conseguido un objetivo que en principio no nos habíamos propuesto, como es el -

haber cuantizado ~~unos~~ <sup>unos</sup> parámetros correspondientes a micas de diversas unidades y sectores que son comparables con los obtenidos por otros investigadores que trabajan sobre materiales <sup>postorogénicos</sup> ~~preorogénicos~~ de las depresiones de Granada, Lecrín y Guadix-Baza con vistas a determinar el área fuente de las micas detríticas que se encuentran en los sedimentos.

Los parámetros que proponemos son de fácil obtención al contrario que los tediosos métodos de análisis químico o de medidas, no siempre representativas, en microscopio petrográfico. Por el contrario, creemos que los estudios que se efectúen sobre micas, en el sentido que iniciamos nosotros en las Cordilleras Béticas, deben acompañarse siempre de un control textural y mineralógico por lámina delgada, cuando no de análisis estructurales detallados de campo y laboratorio. Entendemos que ésto es lo fundamental y nuestro estudio lo complementario.

## M E T O D O S    E X P E R I M E N T A L E S

### SEPARACION DE MINERALES

El esquema general de separación de las fracciones de mica ha sido el siguiente:

-1º. Molienda de la roca hasta tamaño adecuado a la magnitud de los granos de mica en cada caso.

-2º. Separación de magnetita con un imán.

-3º. Diferenciación de fracciones minerales, de acuerdo con distintas susceptibilidades magnéticas, con el separador ISODINAMICO FRANTZ mod. L-1 y selección de dos grupos:

biotita + anfiboles + piroxenos + granates + clorita  
moscovita + paragonita + cuarzo + feldespatos.

-4º. Enriquecimientos en filosilicatos de cada grupo mediante la utilización de un plano vibratorio, con desplazamiento horizontal acoplado al separador isodinámico (fig. 1 ).

Si las condiciones de tamaño de grano y composición son buenas, se consiguen concentraciones de mica superiores al noventa y cinco por ciento.

-5º. En algún caso se han utilizado líquidos densos (tetrabromoetano y N-N dimetilformamida) para concentrar la fracción mica blanca.

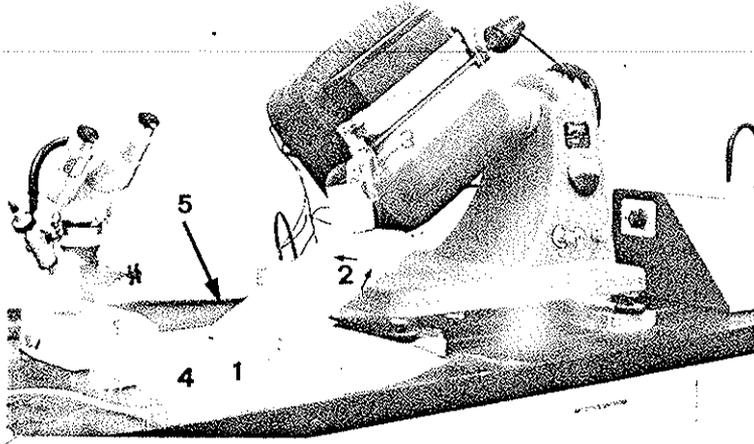


Fig. 1 .- Separador isodinámico FRANZ mod. L-1 adaptado para la separación de filosilicatos. 1:Motor. 2:Cinta sin fin - vibratoria. 3:Fleje de unión a la tabla vibradora. 4:Concentración de minerales redondeados (se incluyen granos mixtos - de mica). 5:Concentración de minerales planares.

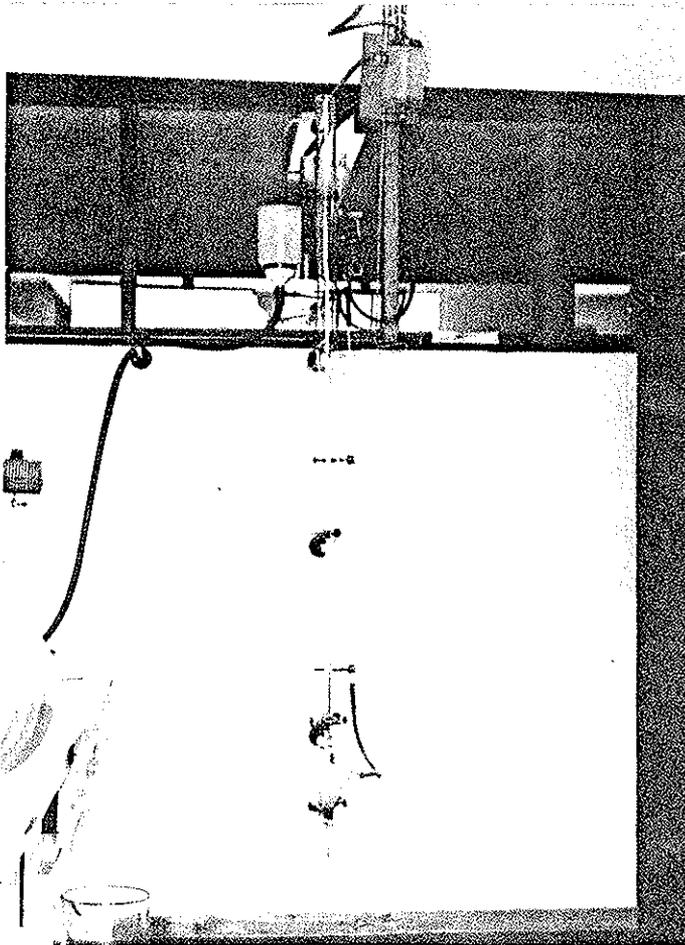


Fig. 2 .- Elutriador de columna vertical.

-6º. Con sistemas de elutriación en columna vertical (fig. 2) se han conseguido también algunos resultados positivos, si bien hemos preferido utilizar siempre los electromagnéticos del separador isodinámico, con la variación antes aludida, por ser más eficiente.

-7º. Si la fracción rica en mica blanca contiene además -- únicamente cuarzo, la separación puede efectuarse de forma rápida con un poco de práctica y un simple folio de papel satinado (o un vidrio de ventana, o una superficie plana -- de plástico), pues las láminas de mica quedan adheridas al plano que se utilice y los granos de cuarzo, más equidimensionales ruedan fuera.

-8º. La pureza de las fracciones minerales se ha controlado mediante lupa binocular y difracción de rayos X. Se ha tenido especial preocupación con la eliminación de granos mixtos. Un inconveniente grave ha sido la eliminación del grafito adherido o mezclado íntimamente con los granos de mica.

#### ANÁLISIS QUÍMICOS

Se ha seguido el método descrito por LANGMYHR and PAUS (1968).

Se basa en la disgregación de la muestra (calentada previamente a  $110^{\circ}\text{C}$  durante varios días y aproximadamente 0,15 a 0,20 gramos) mediante la adición de cinco mililitros de una mezcla de fluorídrico, clorídrico y nítrico (500 c.c. de FH, 75 c.c. de ClH y 25 c.c. de  $\text{NO}_3\text{H}$ ).

Tras la descomposición se añaden cincuenta mililitros de una solución saturada de ácido bórico para redissolver los posibles fluoruros precipitados, y se diluyen a continuación hasta un determinado volumen (100 ml. en nuestro caso).

Para efectuar la disgregación se ha utilizado un vaso a presión (AUTOCLAVE-2 de PERKIN-ELMER), calentado a 140<sup>o</sup>C sobre una placa agitadora durante no menos de hora y media.

La determinación de los cationes se ha efectuado en cada muestra por doble disgregación, mediante un espectrofotómetro de absorción atómica UNICAM SP 1900, según las técnicas habituales.

Se han determinado los siguientes elementos:

Si	Fe (total)	K
Al	Mg	Na
	Mn	Ca
	Li	Ba
	Ti	Rb
	Sr	
	Cr	

La determinación de  $H_2O^+$  se ha efectuado en una muestra aparte, midiendo la pérdida de peso de una muestra desecada a 110<sup>o</sup>C calentada hasta peso constante.

## DIFRACCION DE RAYOS X

Se ha utilizado un equipo de rayos X marca PHILIPS con radiación de Cu, excitada por una corriente de 28 mA con tensión de 36 KV y filtrada, o no, por una lámina de Ni.

### a) Métodos de polvo

Se han utilizado técnicas de registro gráfico. Para ello se ha contado con un goniómetro PHILIPS PW 105 provisto de un sistema de colimación, contador de centelleo y sistema de discriminación.

Las muestras se han preparado de tres formas:

1) Sobre portamuestras standard con las técnicas habituales (fig. 3 ).

2) Sobre portamuestras especialmente contruidos para obtener diagramas desorientados en muestras sin cohesión (fig. 4).

En éstos, el polvo de muestra se introduce por un costado de la placa y se consigue favorecer las reflexiones (hk0) de las micas.

3) Cortes pulidos de roca, cortados según determinadas direcciones estructurales con el fin de favorecer las reflexiones (hk0) (fig. 5 ). Se han empleado

con preferencia a los anteriores cuando la muestra ofrece cierta cohesión. Tienen además la ventaja de que una vez utilizados pueden servir para fabricar láminas delgadas.

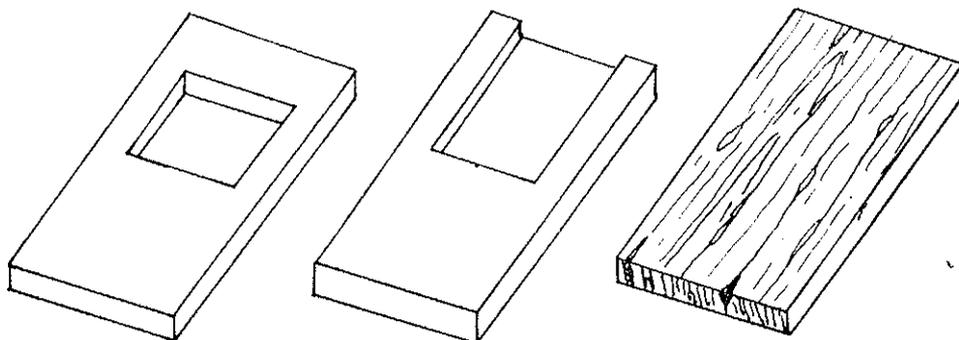


Fig. 3 .

Fig. 4 .

Fig. 5 .

#### b) Métodos de agregado orientado

Se han preparado tres tipos de agregados orientados con el fin de favorecer las reflexiones (001):

- 1) Roca total con fracción menor de 50  $\mu$ .
- 2) Mica aislada con fracción menor de 37  $\mu$ .
- 3) Fracción menor de dos micras.

#### c) Métodos de cristal único

1) Cámara plana: Se han efectuado algunos lauegramas con el fin de controlar la simetría y orientación cristalográfica con una cámara plana PHILIPS mod. PW 1030.

2) Cristal oscilante: Se han efectuado con una cámara de Weissenberg de 57,3 mm de diámetro, marca ENRAF NONIUS DELFT, provista de cabeza goniométrica con el fin de obtener una orientación perfecta de los cristales de mica según los ejes  $c$  y  $a$ . Las oscilaciones efectuadas han sido del orden de  $\pm 15$  grados.

3) Cristal giratorio: Efectuados en la misma cámara que el cristal oscilante, para obtener los períodos de repetición según  $c$  y  $a$ .

4) Diagramas Weissenberg: Efectuados en la misma cámara que el cristal oscilante, acoplado al movimiento de giro del cristal una traslación de vaivén de la película registradora en la dirección del eje de giro del cristal, de acuerdo con la relación: giro (grados)/traslación (mm) = 2.

Para poder determinar los grupos espaciales de las micas han sido necesarias efectuar exploraciones en diversos niveles. Para ello se han utilizado pantallas con el fin de delimitar los niveles a explorar, según los métodos de equi-inclinación.

#### ANALISIS EN LAMINA DELGADA

Se ha utilizado para el estudio de las propiedades ópticas de las micas y sus relaciones petrogenéticas con otros minerales, un microscopio LEITZ DIALUX, provisto de platina teodolítica de cuatro ejes UT-4.

La determinación del ángulo de ejes ópticos se ha realizado sobre láminas que contenían únicamente granos de mica. Para ello se ha utilizado luz conosópica, los diafragmas del objetivo y del ocular muy cerrados y la medida se ha efectuado sobre la escala graduada del eje E-W externo de la platina teodolítica, situada a 45 grados de los polarizadores.

La determinación de los índices  $n_g$ ,  $n_m$  y  $n_p$  se ha realizado por inmersión en líquidos CARGILLE comprobados en un microrefractómetro LEITZ.

Las medidas de birrefringencia y espesor de las láminas delgadas se han efectuado, utilizando cuarzo como standard, con un compensador de Berek marca LEITZ.

---

CAPITULO SEGUNDO

LAS MICAS EN EL METAMORFISMO.

## L A S M I C A S E N E L M E T A M O R F I S M O

Las micas constituyen la fase mineralógica más importante dentro del complejo campo de las rocas metamórficas, en cuanto a cantidad se refiere.

Su hábito planar es el motivo principal de la esquistosidad, pues su cristalización orientada marca -- perfectamente las direcciones regionales y casi siempre las sucesivas etapas metamórficas ligadas a esfuerzos -- tectónicos, cuando estén dobladas, fracturadas o atravesadas por posteriores esquistosidades o minerales.

Otras veces las placas de mica no tienen ninguna orientación relacionada con una determinada esquistosidad, como ocurre en el metamorfismo de contacto, donde pueden observarse cristales de moscovita y biotita que -- han crecido en el seno de la roca corneánica con una --- orientación totalmente al azar (MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEG0, 1975). Este mismo hecho se advierte en rocas de metamorfismo regional, sin esfuerzos dirigidos y con gradientes geotérmicos altos (metamorfismo estático).

### TIP0S

El número de especies del grupo de las micas -- que aparecen en los procesos metamórficos es muy elevado. Por orden de importancia citamos las siguientes:

Especie		Fórmula Mineralógica ideal	Politipo	Roca
Moscovita (fengita, ilita,...)		$K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$	$1M_d, 1M, 2M_1, 3T$	Pelitas Gneises Cuarcitas Mármoles Anfibolitas
Paragonita		$Na_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$	$1M_d, 1M, 2M_1$	Pelitas Mármoles
Biotita (Celadonita Annita,...)		$K_2(Fe^{2+}, Mg)_{6-4}(Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2}$ $(Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20})_{0-2}$ $(OH,F)_4$	$3T, 2M_1, 1M$	Pelitas Gneises Anfibolitas Piroxenitas
Flogopita		$K_2(Mg, Fe^{2+})_6(Si_6Al_2O_{20})$ $(OH,F)_4$	$3T, 2M_1, 1M$	Rocas básicas y ultrabásicas metamorfizadas
Fuchcita		Moscovita de Cr	$2M_1, 3T$	Rocas ultrabásicas metamorfizadas
Oellacherita		Moscovita de Ba	$2M_1$	Anfibolitas
Margarita		$CaAl_4(Si_6Al_2O_{20})(OH,F)_4$	$2M_1$	Margas metamorfizadas de bajo grado.
Micas Íficas	Lepidolitas (trilitionitas protolitionitas,...)	$K_2(Li, Al)_{5-6}(Si_{6-7}Al_{2-1}O_{20})$ $(OH,F)_4$	$1M, 2M_2, 3T$	Ortognéis - de pegmatitas.
	Zinnwalditas	$K_2(Fe^{2+}_{2-1}, Li_{2-3}Al_2)$ $(Si_{6-7}Al_{2-1}O_{20})$ $(F_{3-2}(OH))_{1-2}$	$1M, 2M_1, 3T$	Ortognéis de pegmatitas.

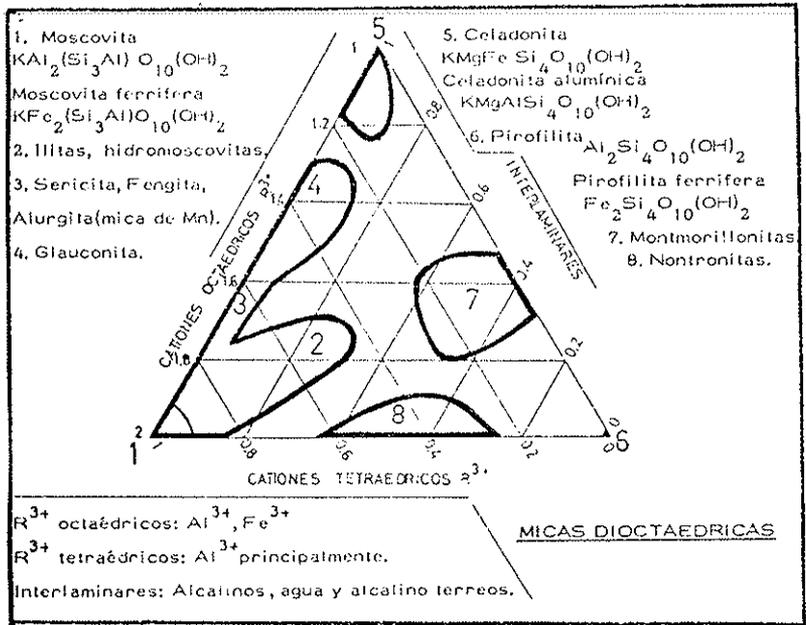


Fig. 6 . Diferentes tipos de micas dioctaédricas y su relación con otros silicatos.(Esquema basado en la clasificación de RADOSLOVICH,1963).

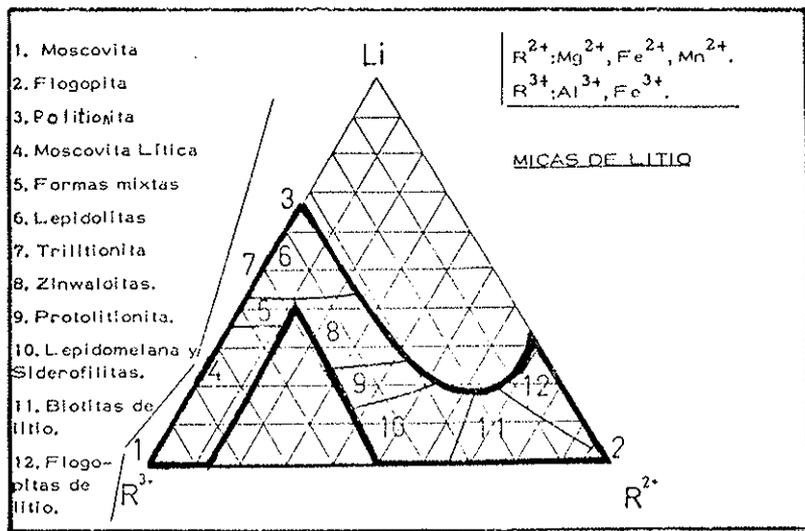


Fig. 7 . Micas de litio. Basado en la clasificación de RADOSLOVICH(1963).

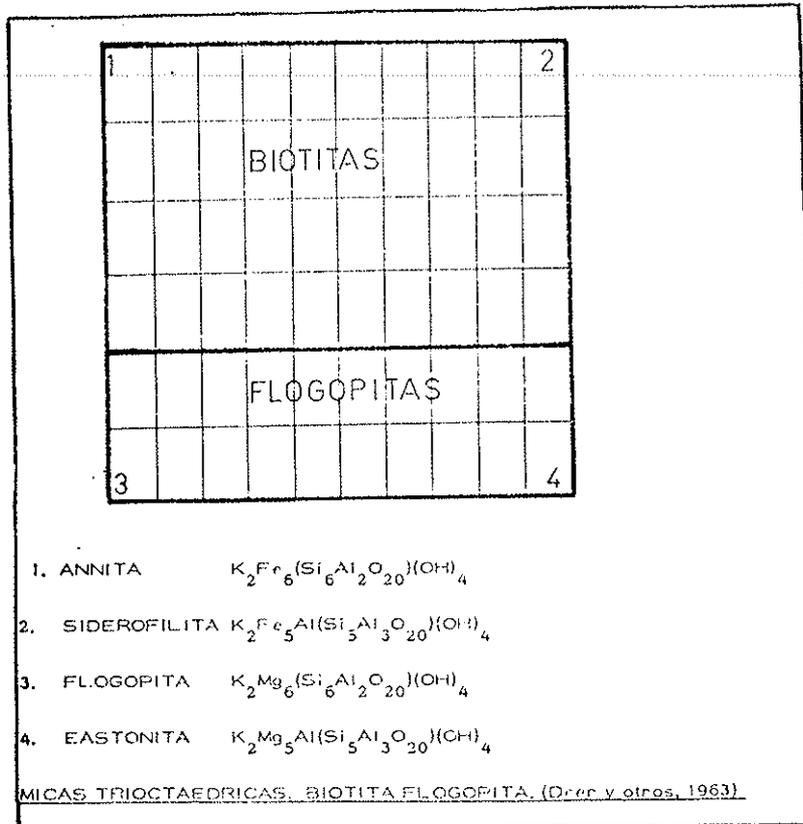


Fig. 8 .Micas trioctaédricas(DEER et al.:1963).

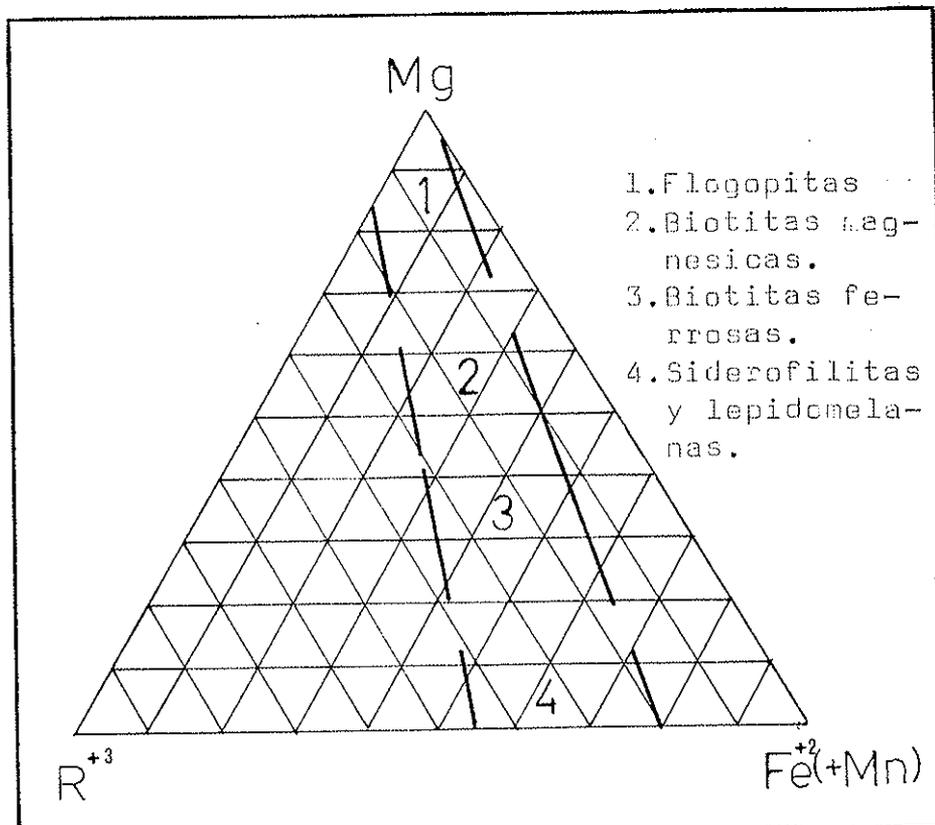


Fig. 9 .Micas trioctaédricas(RADOSLOVICH,1975).

Además son posibles la casi totalidad de composiciones intermedias, de tal forma que puede hablarse por ejemplo de la serie biotita-flogopita o moscovita-celadonita (figuras 6 y 7). Hay una excepción con la serie moscovita-paragonita que admite soluciones sólidas de un treinta y cuatro por ciento como máximo (POULAIN and KORN PROBST, 1974), aunque normalmente la sustitución no llega al diez por ciento. A altas temperaturas sí se observan mayores grados de solución. El tema ha sido investigado con profusión en los últimos años debido a su interés en termometría geológica (EUGSTER and YODER, 1955. HARDER, 1956. IIYAMA, 1964. ZEN and ALBEE, 1964. ALBEE and CHODOS, 1965. EUGSTER, 1966. FUJI, 1966. GUIDOTTI, 1966. GUIDOTTI and CRAWFORD, 1967. WARNER, 1968. FREY, 1969. HEMLEY, 1970. EUGSTER, ALBEE, BENCE, THOMSON Jr. and WALDBAUM, 1972. HÖCK, 1974. POULAIN and KORN PROBST, 1974. GALLEGOS y RODRIGUEZ GALLEGO, 1973).

#### EL GEOTERMOMETRO MOSCOVITA-PARAGONITA

Como el espaciado basal de la paragonita de una capa, (aproximadamente  $9,3 \text{ \AA}$ ) es netamente diferente del de la moscovita ( $9,8$  a  $10 \text{ \AA}$ ), la sustitución de Na por K, y viceversa, se acompaña de una variación del espaciado basal en ambas.

Las fórmulas que relacionan la magnitud del espaciado basal de las moscovitas con su contenido en sodio son todas lineales:

$$\underline{d_{(002)}^{\text{Mos}} 2M_1 = 10,034 - 0,427(\text{Na}/\text{Na} + \text{K})(\text{\AA}) \text{ (ZEN and ALBEE, 1964).}}$$

$$\underline{d_{(002)}^{\text{Mos}} 2M_1 = 10,006 - 0,27(\text{Na}/\text{Na} + \text{K})(\text{\AA}) \text{ (GUIDOTTI, 1966 y 1967).}}$$

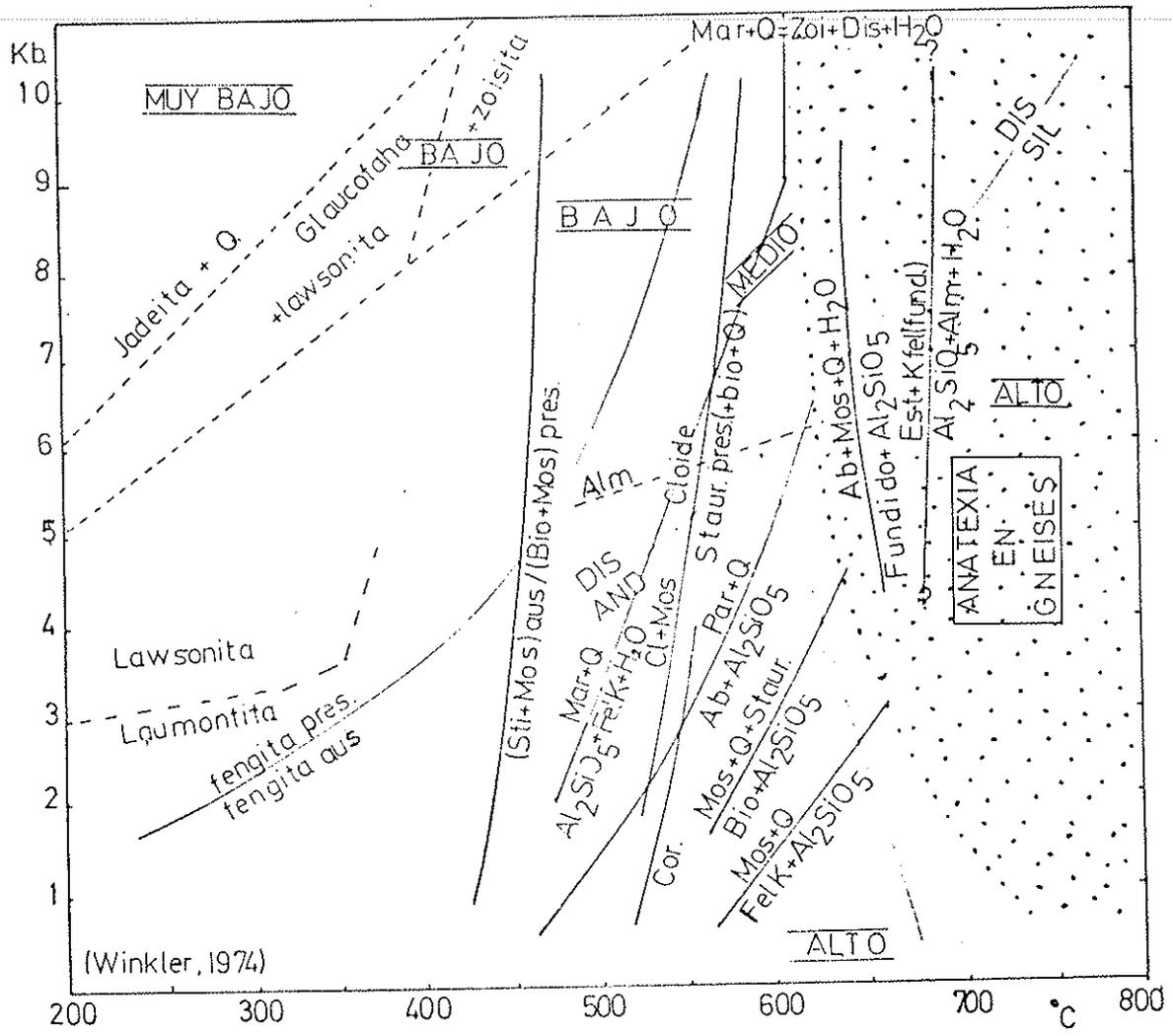


Figura 10.

Posteriormente CIPRIANI, SASSI and VITERBO-BASEANI (1968) hacen notar que la composición de la capa octaédrica influye también en la magnitud del espaciado basal de la moscovita. Establecen dos ecuaciones diferentes para moscovitas y fengitas:

$$\begin{array}{l} \text{Moscovita: } 2M_1 \\ d_{(002)} = 10,023 - 0,316(\text{Na}/\text{Na} + \text{K}) - 0,484\text{RM} \quad (\text{\AA}) \end{array}$$

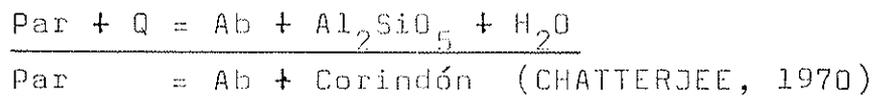

---

$$\begin{array}{l} \text{Fengitas: } 2M_1 \\ d_{(002)} = 9,942 - 0,073(\text{Na}/\text{Na} + \text{K}) + 0,067 (\text{RM}) \end{array}$$


---

RM es en ambos casos función del contenido en  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , y  $\text{Mg}^{2+}$  de las capas octaédricas.

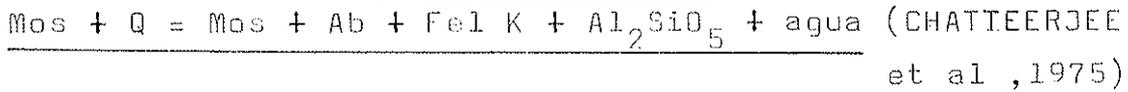
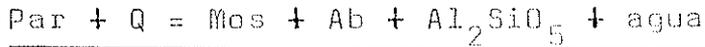
Los mismos autores han establecido que la cantidad de sodio presente en las moscovitas y fengitas metamórficas aumenta con la temperatura hasta la facies de estaurolita-almándino (grado medio del metamorfismo de WINKLER, 1974) para disminuir a continuación debido a que la paragonita comienza a destruirse según las reacciones:



Las condiciones de presión y temperatura en que se realizan estas ecuaciones pueden verse en las figuras 10 y 15 (curvas 3 y 4).

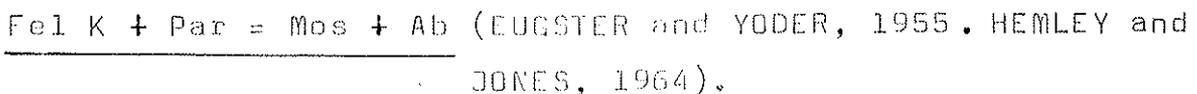
En la realidad ocurren otras reacciones parecidas,

debido a que las micas naturales no son términos extremos de la serie moscovita paragonita:



Las nuevas moscovitas por lo tanto corresponden a variedades cada vez más pobres en sodio.

A pesar de que el planteamiento teórico es muy sugestivo para la utilización del método en termometría geológica, ofrece dificultades en la práctica, debido a que - las moscovitas metamórficas contienen, además de paragonita, una cantidad apreciable de margarita (espaciado basal aproximado de 9,7 Å) en solución sólida que interfiere con los resultados obtenidos. No obstante el método puede utilizarse siempre que se conozca el comportamiento geoquímico del calcio en una formación metamórfica determinada y cuando - no haya albita presente, que haya sido producto de la reacción:



y que haya destruido toda la paragonita.

La incompatibilidad del feldespató potásico con - la paragonita ha sido observada también por ZEN and ALBEE (1964). La reacción se desplaza hacia la derecha a partir de los 300°C.

A pesar de todos estos inconvenientes, los resul-

(1) Ademas de las moscovitas y paragonita  
"comunes" en las micas metamórficas.

tados que se obtienen con estos métodos, si no sirven para obtener unos valores absolutos de temperaturas, si dan al menos una escala relativa.

Otras condiciones exigibles para la aplicación de este geotermómetro son:

- Existencia de un exceso de sodio en el sistema.
- La composición química y mineralógica de las rocas estudiadas ha de ser lo más homogénea posible.

Los mejores resultados se obtienen en pelitas en las que coexistan moscovita y paragonita.

La medida del espaciado basal de la moscovita y de la paragonita es pues, una medida del grado de metamorfismo que se puede utilizar desde los estadios más bajos, donde comienza la formación de la illita y de la paragonita (a través del interestratificado illita-paragonita). Es interesante anotar aquí que la formación de la paragonita comienza en el bajo grado de metamorfismo en cualquiera de los campos de presión, incluso en esquistos de glaucofana (WINKLER, 1974).

El límite superior de aplicación de este método es el grado de estaurolita-almandino, a partir del cual tiene lugar la desaparición progresiva de la paragonita (y de la paragonita en solución sólida con moscovita), con el consiguiente enriquecimiento en potasio de la moscovita y crecimiento del espaciado basal.

Este último hecho fue aprovechado por GUIDOTTI -

(1966) para estudiar el metamorfismo en los alrededores de la isograda silimanita-feldespato potásico, en la región de Bryant Pond, en esquistos polícticos del noroeste de Maine. (1)

La variación de los espaciados basales (termometría relativa) y la variación de la relación  $K/K + Na$  (termometría absoluta) se ha utilizado repetidas veces:

WARNER (1968) encuentra una relación directa entre grado de metamorfismo y espaciado basal de las moscovitas.

HEMLEY (1970) investiga y aplica este geotermómetro en los esquistos del grado de la estauroлита de Sulitjema (North Norway) y encuentra un aumento de solución sólida de sodio en moscovitas y de potasio en paragonitas -- hasta los  $550^{\circ}C$ . Señala igualmente que el calcio presente tanto en moscovitas como en paragonitas no guarda ninguna relación con la temperatura.

GALLECOS y RODRIGUEZ GALLEG0 (1973) utilizan la

---

(1) Este autor encontró los siguientes valores de espaciados basales de moscovitas:

zona de estauroлита : 9,929 a 9,947 Å

zona baja de silimanita (estauroлита pres.) : 9,945 a 9,962 Å

zona alta de silimanita { muestras con sil.: 9,958 a 9,971 Å  
(estauroлита aus.) { muestras sin sil.: 9,980 a 9,987 Å

zona de silimanita-feldespato potásico : 9,986 a 9,995 Å.

diferencia angular de las reflexiones (004) y (006) de moscovitas y paragonitas para medir el grado de metamorfismo en formaciones de filitas alpujárrides (Sierra Nevada Occidental, España).

### LA CRISTALINIDAD

Ya anotamos con anterioridad que la ilita y la paragonita (bramaíta) comienzan a cristalizar a partir del grado mas bajo de metamorfismo e incluso en la zona de diagénesis.

La cristalinidad de la ilita se acentúa fuertemente con el comienzo del metamorfismo, a partir de donde puede considerarse ya moscovita (o fengita) y continúa aumentando hasta que se consigue un ordenamiento de la red casi total.

Una forma sencilla y práctica de cuantizar la cristalinidad de una mica consiste en medir la anchura del pico correspondiente a la reflexión de  $10 \text{ \AA}$  a la mitad de su altura (WEAVER, 1958 . KUBLER, 1968 . ESQUEVIN, 1969 . DUNOYER, 1969 . DUNOYER et HICKEL, 1972) en un diagrama de difracción de rayos X según las técnicas del agregado orientado. Esta medida es independiente de la altura del pico. La cristalinidad de la mica es directamente proporcional a la definición del pico de la reflexión a  $10 \text{ \AA}$ , y por tanto inversa de su anchura. ESQUEVIN (1969) y DUNOYER (1969) señalan que la anchura del pico de la ilita disminuye a medida que avanza el grado de diagénesis hasta que se estabiliza al final de la anquizona y comienzos de la epizo-

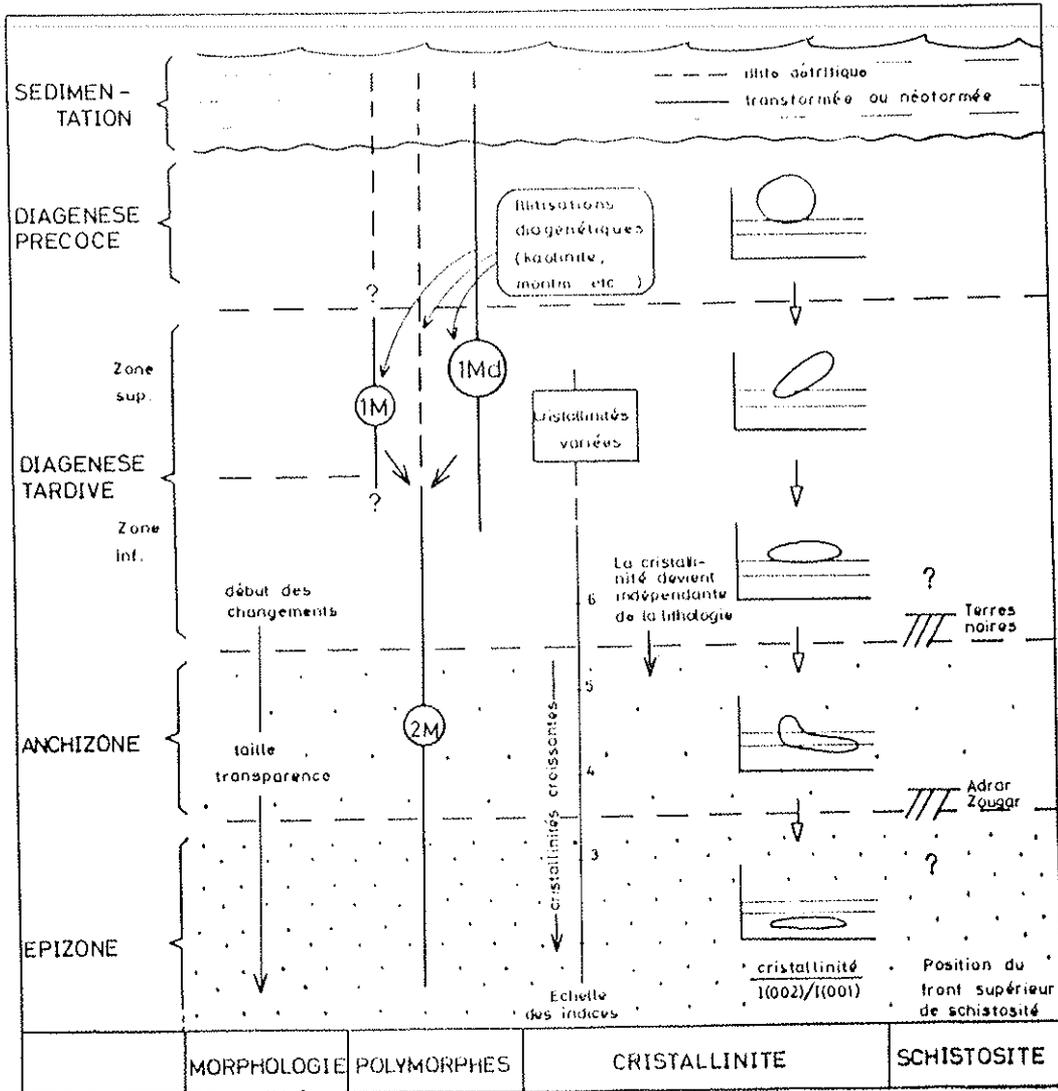


Fig. 11 . Variación de algunos parámetros de la illita a lo largo de las transformaciones diagenéticas y metamórficas (en DUNOYER, 1969).

Anchura del pico  
a 10 Å (mm)

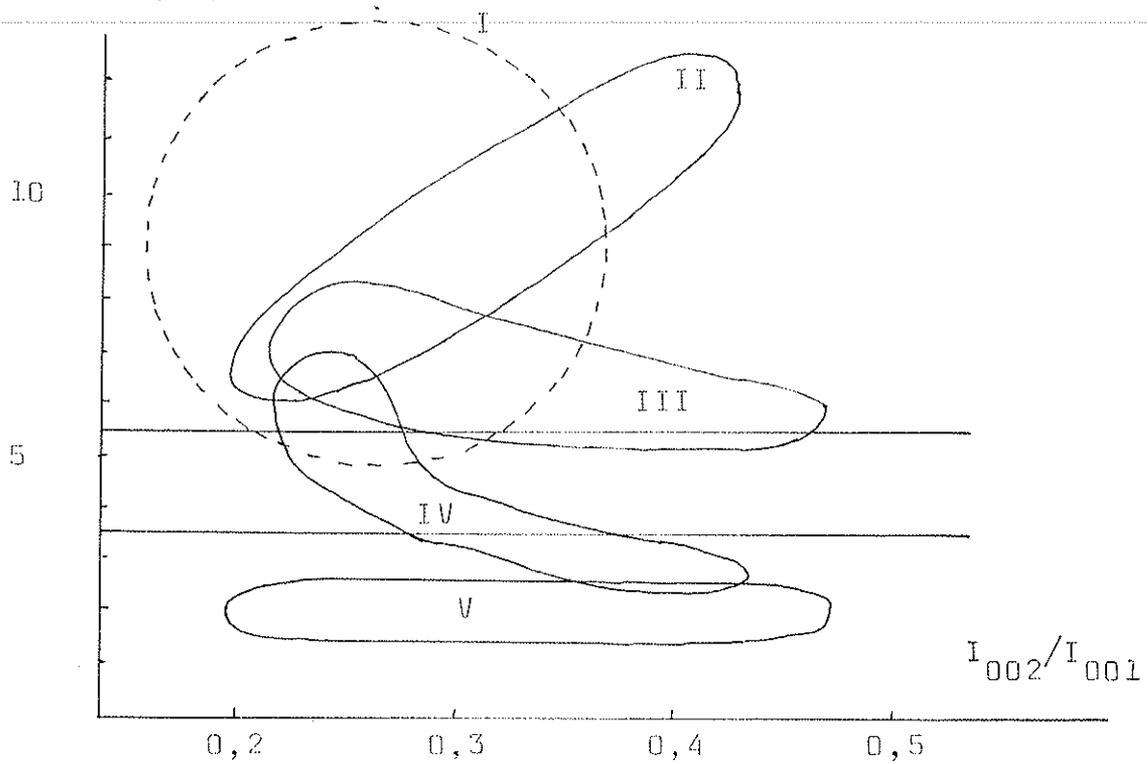


Fig.12. Evolución de la cristalinidad de las micas a lo largo de la diagénesis y comienzo del metamorfismo según ESQUEVIN, 1968 (en DUNOYER, 1969 ).

<i>mm</i>	1	2	3	4	
1,5	7	10			
	6	A	8	20	A:Diagénesis
	5			16	B:Anquizona
2	4	6		12	C:Epizona.
3	3	B	4		1:WEAVER, 1960
5				8	2:KUBLER, 1968
20	2	C	2		3:DUNOYER, 1969
	1			4	4:Esta memoria.

Fig.13 . Tabla comparativa de índices de cristalinidad utilizados por diversos autores (en DUNOYER, 1969 ).

na (comienzos del grado bajo de metamorfismo), donde todas las micas de tipo moscovita-celadonita (incluidas fengitas y biotitas) presentan valores máximos de cristalinidad muy parecidos entre sí en el caso de haber seguido todas el mismo proceso generativo (fig. 11 y 12).

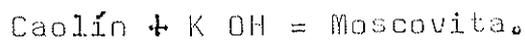
Es obvio señalar que los datos de cristalinidad obtenidos así tienen un carácter relativo y que para ser reproducibles en laboratorios diferentes es necesario un control absoluto y exacto de las condiciones de difracción, registro y obtención de diagramas de agregado orientado (fig. 13).

La cristalinidad como medida del grado de diagénesis y de metamorfismo de muy bajo grado debe tomarse con reservas cuando el número de medidas no sea elevado. Un inconveniente a tener en cuenta es la posibilidad de existencia de micas detríticas, dentro de la serie sedimentaria original, que posean cristalinidades superiores al grado de diagénesis correspondiente.

#### POLITIPISMO

Es conveniente llevar un control del politismo estructural. Las micas blancas detríticas suelen ser de tipo  $2M_1$  (a veces  $3T$ ) mientras que las de neoformación son  $1M_d$  o  $1M$  (YODER and EUGSTER, 1955). Estos mismos autores observan una transición de  $1M_d$  (metaestable) a  $1M$  por debajo de  $200-350^{\circ}C$  a 15.000 pies de presión de agua. Por encima de estos valores la forma estable encontrada es  $2M_1$ .

VELDE and HOWER (1963) encuentran una relación -logarítmica directa entre el tamaño de las partículas y la cantidad  $2M_1/1M+2M_1$ . El mismo autor, en 1965, observa en moscovitas sintéticas la sucesión  $1M_d$ ,  $1M$ ,  $2M_1$ , con el aumento de la temperatura al estudiar la reacción:



VELDE and HOWER (1963) propusieron la gráfica de la figura 14 para determinar el porcentaje de politipo  $2M$  - respecto de la suma  $2M + 1M_d$ .

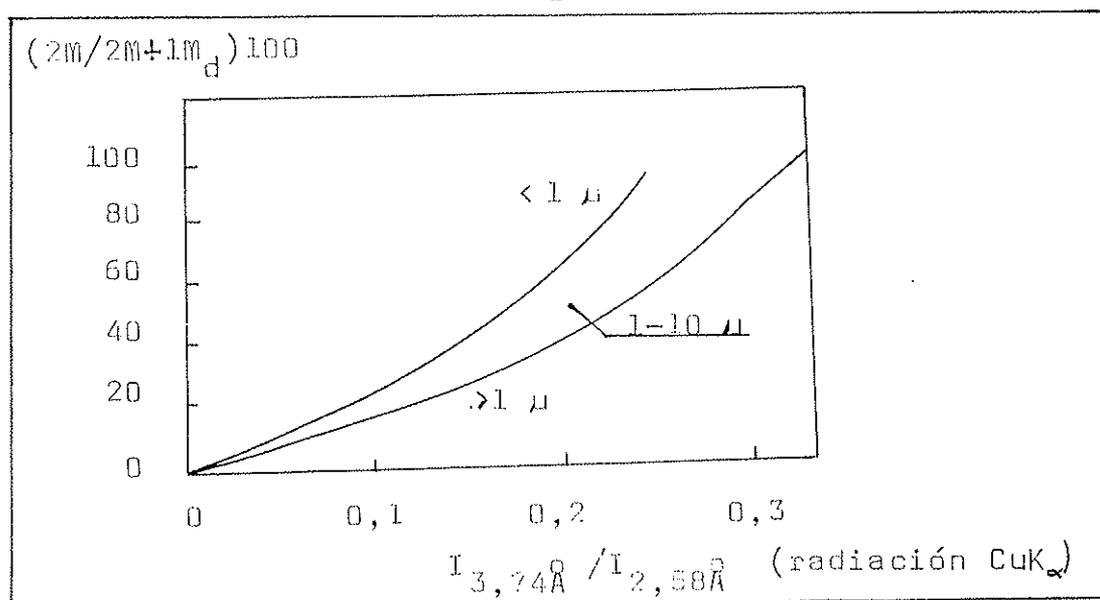


Fig. 14 . Curvas experimentales para determinar el porcentaje del politipo  $2M$  (VELDE and HOWER, 1963).

$3T$  suele ser la mica de los granitos, pegmatitas y ortogneises, aunque también se ha citado en metamorfismo de bajo grado de facies de anfibolitas (KIHORA et al, 1975) y en facies de esquistos verdes (LIBORIO and MONTANA, 1975).

La determinación del politipo 3T presenta problemas con los métodos de polvo habituales pues dan un diagrama semejante al politipo 1M. El ángulo  $2V$  no es definitorio, ya que un politipo 1M maclado con eje  $[310]$  y plano de composición (001) presenta una simetría total trigonal cuyo ángulo  $2V$  igual a cero es semejante al del politipo 3T. Para una determinación correcta del politipo 3T es necesario hacer uso de los métodos de cristal único (cristal oscilante o giratorio y precesión o Weissenberg).

Los criterios de politipismo en micas se han usado en metamorfismo para distinguir generaciones de micas. FIORENTINI POTENZA et MORELLI (1968) observan fengitas 3T hercínicas orientadas con la esquistosidad en facies de esquistos verdes, que persisten en la facies de esquistos con glaucofana y coexisten con moscovitas  $2M_1$  alpinas y orientadas al azar.

#### LIMITES DE EXISTENCIA DE LAS MICAS BLANCAS

En definitiva y con respecto a la aparición de las micas blancas en el metamorfismo, señalamos su temprana cristalización a lo largo de la diagénesis (politipo  $1M_D$  y posteriormente 1M), el aumento progresivo de cristalinidad (suceptible de medida mediante la anchura de la reflexión a  $10 \text{ \AA}$ ) hasta el grado de metamorfismo de WINKLER (1974) donde comienza a estabilizarse. En metamorfismo de grado más alto el politipo estructural suele ser  $2M_1$  (3T muy pocas veces), el criterio que puede servirnos para detectar micas detríticas en formaciones nada o debilmente metamórficas.

Las micas blancas desaparecen de los ambientes metamórficos en las zonas de alto y muy alto grado según las siguientes isorreacciones (ver fig.15):

Par + Q = Ab + Al + agua (CHATTERJEE, 1970). Curva 3. (1)

Par = Ab + Cor + agua (CHATTERJEE, 1970). Curva 4.

Mos + Cal + Q = Fel K + Anort + CO<sub>2</sub> + agua (HEWITT, 1973).  
Curva 2.

Mos + Ab + Q = Fel K + Al + agua (CHATTERJEE and FROESE, -  
1975). Curva 5.

Mos + Q = Fel K + Al + agua (CHATTERJEE and JOHANNES, 1974).  
Curva 6. (ALTHAUS et al, 1970). Curva 7. (DAY, 1973). Curva  
8. Esta reacción marca el comienzo del metamorfismo de alto  
grado.

Mos + Q = fundido + Fel K + Sil (STORRE, 1972). Curva 17.

Mos = Fel K + Cor + agua (CHATTERJEE and JOHANNES, 1974). -  
Curva 9. (EVANS, 1965). Curva 10. (CROWLEY and ROY, 1964).  
Curva 11. (YODER and EUGSTER, 1955). Curva 12.

Ort + Q + Mos + agua = fundido (LAMBERT et al, 1969). Cur.15.

Mos + Q + agua = fundido + Ort + Sil (STORRE and KAROTKE,  
1972). Curva 16.

Ab + Mos + Q + agua = fundido + Al (STORRE and KAROTKE, -  
1971). Curva 19.

---

(1) Par = Paragonita. Q = Cuarzo. Ab = Albita. Al = Andalú  
cita, distena o silimanita. Cor = Corindón. Mos = Moscovi-  
ta. Cal = Calcita. Fel K = Feldespato potásico. Anort = --  
Anortita. Sil = Silimanita. Ort = Ortosa. Mar = Margarita.  
Zois = Zoisita.

## LÍMITE SUPERIOR DE ESTABILIDAD DE MOSCOVITAS, PARAGONITAS Y MARGARITAS.

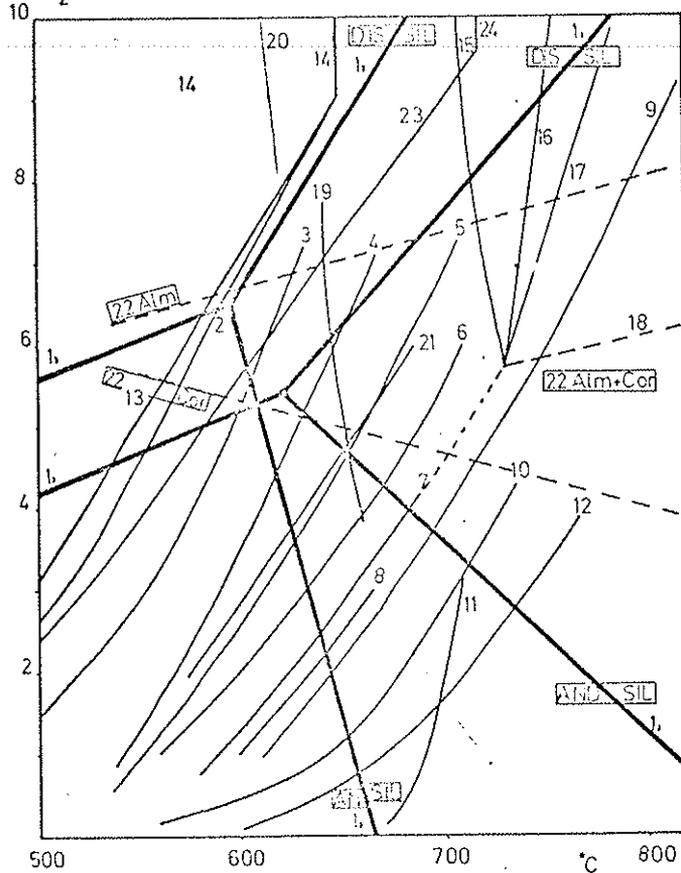
Kb(H<sub>2</sub>O)

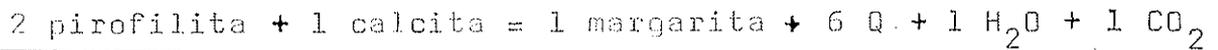
Figura 15

- Curva 1a. Campos de estabilidad de los polimorfos de  $\text{SiAl}_2\text{O}_5$  (RICHARDSON et al, 1970).
- Curva 1b. Idem (ALTHAU, 1967).
- Curva 2.  $\text{Mos} + \text{Calcita} + \text{Q} = \text{Fel K} + \text{Anortita} + \text{CO}_2 + \text{Agua}$  (MERRILL, 1973).
- Curva 3.  $\text{Fel} + \text{C} = \text{An} + (\text{Dis o An}) + \text{Agua}$  (CHATTERJEE, -- 1974).
- Curva 4.  $\text{Par} = \text{An} + \text{Corindón}$  (CHATTERJEE, 1970).
- Curva 5.  $\text{Mos} + \text{Albita} + \text{Q} = \text{Fel K} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Agua}$  (CHATTERJEE and FROESE, 1970).
- Curva 6.  $\text{Fel} + \text{C} = \text{Fel K} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Agua}$  (CHATTERJEE and SCHAFER, 1974).
- Curva 7. Idem (ALTHAU et al, 1970).
- Curva 8. Idem (DAY, 1971).
- Curva 9.  $\text{Mos} = \text{Fel K} + \text{Corindón} + \text{Agua}$  (CHATTERJEE and -- DOMARNEZ, 1974).
- Curva 10. Idem (EVANS, 1965).
- Curva 11. Idem (CRONLEY and ROY, 1964).
- Curva 12. Idem (YAGHI and EUGSTER, 1955).
- Curva 13. Margarita + Q =  $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Anortita} + \text{Agua}$  (STORRE and NITSCH, 1973).
- Curva 14. Calcita + 2 =  $\text{Fel-Il}/\text{Chloritita} + \text{Dis} + \text{Q}$  (STORRE and NITSCH, 1973).

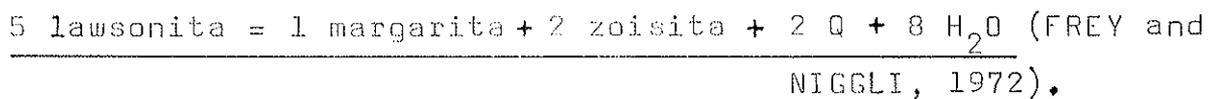
Las reacciones de las curvas 15, 16, 17 y 18, se dan únicamente cuando no hay plagioclasas presentes.

- Curva 15.  $\text{Ortosa} + \text{Q} + \text{Yas} + \text{Agua} = \text{fundido}$  (LAMBERT et al, 1977). La primera parte de la ecuación ha de estar en mezcla eutéctica.
- Curva 16.  $\text{Mos} + \text{C} + \text{Agua} = \text{fundido} + \text{Ortosa} + \text{Sil}$  (STORRE and KARTKE, 1972).
- Curva 17.  $\text{Mos} + \text{Q} = \text{fundido} + \text{Ortosa} + \text{Sil}$  (STORRE, 1972). Esta reacción se da cuando no hay agua libre.
- Curva 18.  $\text{Ortosa} + \text{Sil} + \text{Agua} = \text{fundido} + \text{Yas}$  (JACKLIN, -- 1974). La parte de la izquierda de la reacción hacia presiones más altas. Aquí no hay cuarzo presente.
- Curva 19.  $\text{An} + \text{Mos} + \text{Q} + \text{Agua} = \text{fundido} + \text{Al}_2\text{SiO}_5$  (STORRE and KARTKE, 1971).
- Curva 20.  $\text{Albita} + \text{Ortosa} + \text{C} + \text{Agua}$  (en mezcla eutéctica) =  $\text{fundido}$ . (MERRILL et al, 1970). Marca el límite de la fusión de los gneises en la naturaleza (metazitación).
- Curva 21.  $\text{Fel} + \text{Mos} + \text{Q} = \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Bis} + \text{Agua}$  (SCHAFER, -- 1974).
- Curva 22. Límite de estabilidad de almandino y corindón para un margen de  $\text{Fe/Fa} + \text{Mg} = 0,4$  a  $0,8$  y  $\text{X}_{\text{H}_2\text{O}}$  en (NIELSEN and GREEN, 1971 in JANKLER, 1974).
- Curva 23. Margarita = Anortita + Corindón + Agua (STORRE and NITSCH, 1973).
- Curva 24. Margarita = Calcita + Corindón +  $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Agua}$  (STORRE and NITSCH, 1973).

La margarita se forma al comienzo del grado bajo de metamorfismo de las margas cuando hay fluidos ricos en el agua según la reacción:

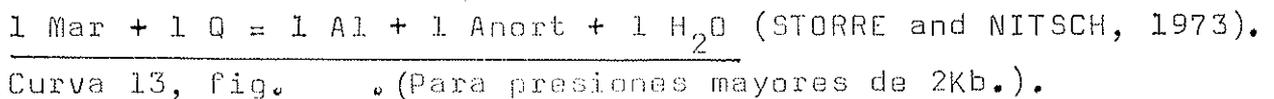


Este equilibrio es bivariante, pero sus condiciones no se conocen bien. La margarita puede también formarse en la siguiente isorreacción:

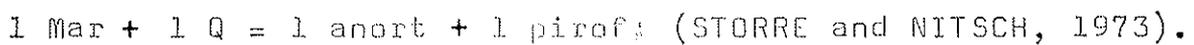


Esta isorreacción marca precisamente el límite entre metamorfismo de muy bajo grado y bajo grado.

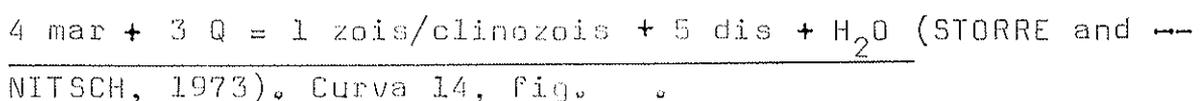
El límite superior de existencia de este mineral viene dado por las isorreacciones:



A presiones menores de 2 Kb. :



A presiones mayores de 9 Kb. , la isorreacción es:



Si el medio es pobre en cuarzo, la destrucción de

la margarita se produce a mayor temperatura según las isorreacciones:

1 Mar = 1 Anortita + 1 Corindón + 1 Agua (STORRE and NITSCH, 1973). Curva 23. ----

1 Mar = 1 Zoisita + 1 Corindón + 1 Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + 1 Agua (STORRE and NITSCH, 1973). Curva 24.

La margarita no existe pura en las rocas metamórficas, sino que puede tener hasta un 23% de moles de paragonita en solución sólida (STORRE and NITSCH, 1973). Las diferentes composiciones químicas de la margarita, pueden desplazar ligeramente las curvas de isorreacción dentro del diagrama presión-temperatura.

#### LAS FENGITAS

En facies de esquistos verdes de bajo grado (LAMBERT, 1959. FOSTER et al, 1960) y de esquistos con glaucofana (ERNST, 1963. BEARTH, 1959. VAN der PLAS, 1959. SWITZER, 1951. IWASAKI, 1960. KANEHIRA and BANNO, 1960. MIYASHIRO, 1962. VELDE, 1965. SASSI and SCOLARI, 1974), aparecen unas micas potásicas con tonalidades grisáceas o rosáceas debido a la presencia de hierro y magnesio fundamentalmente. Estas micas se denominan fengitas y su composición química y estructural es intermedia entre la moscovita - K (Al<sub>2</sub>) (Si<sub>3</sub>Al) O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub> - y la celadonita - K (R<sup>2+</sup> R<sup>3+</sup>) (Si<sub>4</sub>) O<sub>10</sub> (OH)<sub>2</sub> (SCHAELLER, 1950. FOSTER, 1956. MICHEL, 1953. VAN der PLAS, 1959. ERNST, 1963. VELDE, 1965. BROWN, 1968, etc.). (1)

---

(1) WINCHELL (1927-1949) definió dos términos extremos de

La variación entre los términos con carga tetraédrica (moscovita) y sin ella (celadonita) es completa en la naturaleza (FOSTER, 1956. VELDE, 1965), aunque el máximo de aparición de fengitas se encuentra más cerca del término moscovítico que del celadonítico (fig.16).

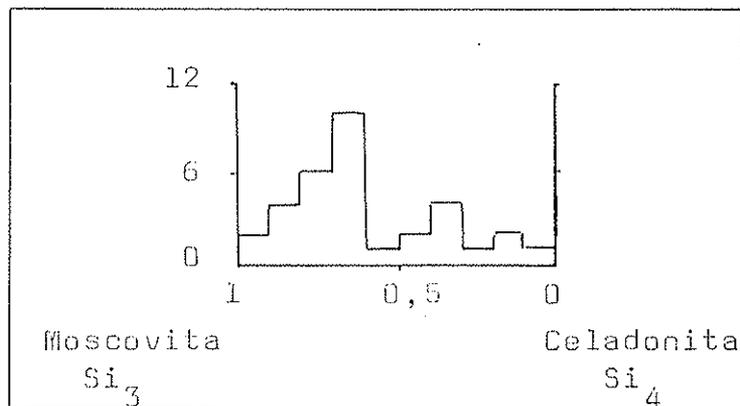
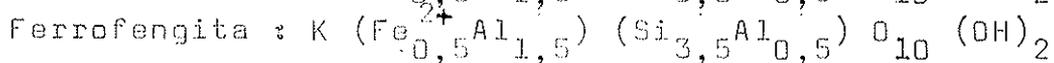
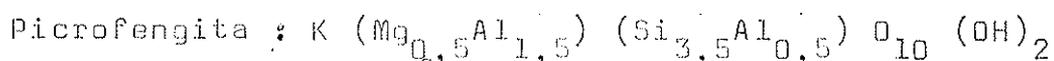


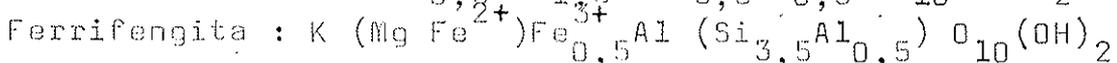
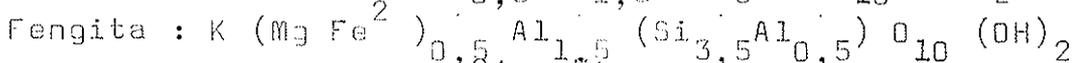
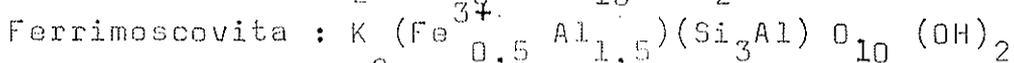
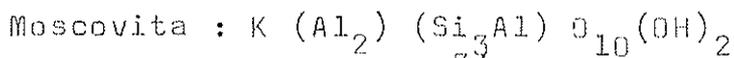
Fig. 16 . Aparición en la Naturaleza de los términos de la serie moscovita - celadonita (VELDE , 1965).

La fengita es una mica muy frecuente en los esquistos de glaucofana de los Alpes, en los que la biotita está ausente. En los esquistos azules (esquistos de glauc-

la serie de la fengita:



KANEHIRA and BANNO (1960) definieron cuatro términos finales:



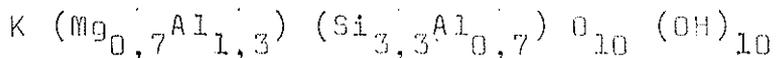
No obstante, hay concenso general en utilizar el término -- fengita para indicar una mica de composición intermedia entre moscovita y celadonita.

fana) de composición química adecuada, el conjunto fengita-clorita es equivalente a la asociación típica moscovita-biotita de los esquistos verdes (ERNST, 1963).

Las micas fengíticas se han descrito en rocas metamórficas de muchas localidades: Japón (BANNO, 1958. KANEHIRA and BANNO, 1960), California (ERNST, 1963), Carolina del Norte (FOSTER, BRYANT and HATHAWAY, 1960), Alpes (MICHEL, 1953. VAN der PLAS, 1959), Escocia (LAMBERT, 1959), etc. Aparecen en gneises y metapelitas. Pueden ser el producto directo de una fase metamórfica, aunque también puede formarse en retrometamorfismo, como indica VAN der PLAS (1959) en gneises fengíticos asociados a gneises con biotita y moscovita:

Moscovita + Biotita + Fel. potásico + Cuarzo + Agua = Fengita.

Esta reacción es reversible como nos demuestra VELDE (1967), que determina la estabilidad de la fengita



y obtiene unos resultados coherentes con los observados en afloramientos naturales (fig. 17).

El mismo autor determina las curvas de estabilidad para diferentes términos de la serie moscovita - celadonita (celadonita de composición  $K (MgAl) (Si_4) O_{10} (OH)_{10}$ ) (fig. 18).

Como se deduce de la fig. 18, los términos tetra-  
sílicos son estables a menor temperatura que los silícicos.

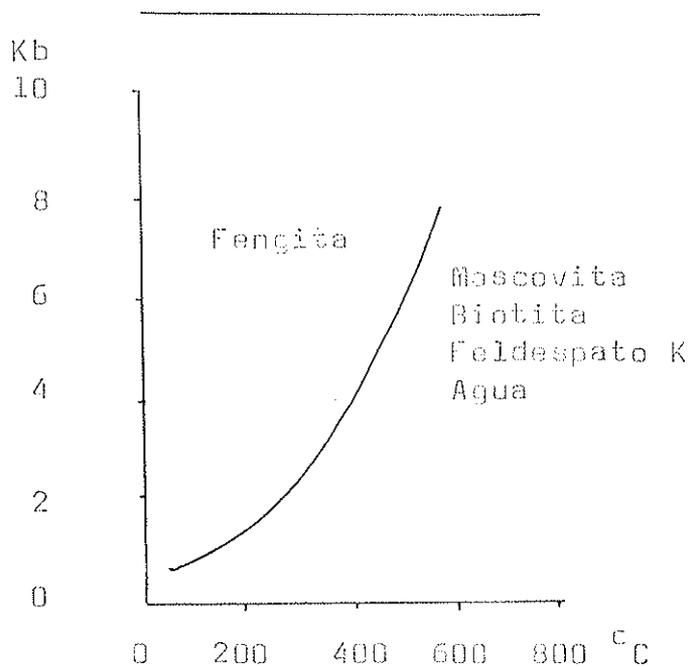


Fig. 17 . Curva de estabilidad de una fengita natural de composición  $K(Mg_{0,70}Al_{1,30})(Si_{3,30}Al_{0,70})O_{10}(OH)_2$  con presión total = presión de agua (VELDE, 1967).

Señala además que la composición de la capa tetraédrica de la mica es independiente de la cantidad de sílice presente en la roca, por lo que siempre podrá usarse el grado de fengitización en termometría y barometría geológica.

BROWN (1968) indica al respecto que si bien la máxima cantidad de silicio estable en micas de la serie fengítica es función de las condiciones de presión y temperatura en el momento de su formación, también depende de la composición global de la roca.

BOMLTER (1974) utiliza los datos obtenidos por VELDE para medir la presión de formación de fengitas que han sufrido tres etapas de deformación. Para ello mide la cantidad de silicio en micas de las diferentes generaciones mediante microsonda electrónica.

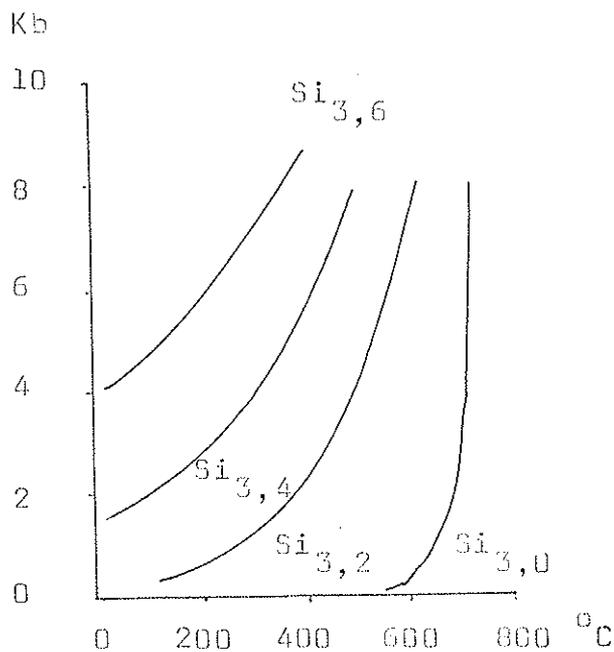


Fig.18. Curvas de estabilidad de varias fengitas de la serie  $K Al_2 Si_3 AlO_{10} (OH)_3 - K Mg AlSi_4 O_{10} (OH)_2$  bajo condiciones de  $P_{total} = P_{H_2O}$ . (VELDE, 1965).

Una fengita es en definitiva una moscovita en la que la proporción de Si/Al es mayor que 3 en la capa tetraédrica, donde se crea un déficit de carga que es compensado por la entrada en los huecos vacíos de la capa octaédrica de cationes (hierro y magnesio principalmente) en número suficiente para establecer el equilibrio electrónico --

Parte del aluminio octaédrico puede ser reemplazado además por magnesio y, o, hierro.

Las fengitas presentan espaciados basales menores que las moscovitas, debido a la especial composición de su capa octaédrica (ERNST, 1963). RADOSLOVICH and NORRISH (1962) señalan que las dimensiones de la celdilla unidad en las micas dependen casi exclusivamente de las variaciones de composición de la capa octaédrica.

El reemplazamiento de aluminio tetraédrico por silicio, con aumento de magnesio e hierro en la capa octaédrica, produce una reducción del giro de los tetraedros que trae como consecuencia una disminución de distancias entre dos capas tetraédricas sucesivas (menor espaciado basal) y una elongación del eje  $b_0$  al reorientarse los octaedros hacia la posición ideal (VEITCH and RADOSLOVICH, 1963. RADOSLOVICH, 1963, 1975). De hecho un aumento del grado de fengitización de la moscovita supone que la mica es cada vez mas trioctaédrica. El eje  $b_0$  evoluciona paralelamente al grado de sustitución octaédrica. Así, valores comprendidos entre 8,980 y 9,025 Å corresponden a moscovitas, entre 9,025 y 9,070 Å aproximadamente a fengitas (CIPRIANI et al, 1968). El máximo carácter trioctaédrico, en flogopitas por ejemplo, implica un valor de  $b_0$  cercano a 9,240 Å.

CIPRIANI et al (1968) indican que la sustitución de sodio por potasio no tiene ninguna influencia sobre la magnitud del eje  $b_0$ . RODRIGUEZ CALLEGO y MARTIN RAMOS (1975) han demostrado que existe una correlación positiva

entre el radio iónico del catión interlamilar y la magnitud del eje  $b_0$ , aunque la influencia es muy pequeña y solo ha podido comprobarse en montmorillonitas deshidratadas.

La reducción del espaciado basal a causa de la composición octaédrica en la fengita, es un efecto parecido al de la sustitución de potasio por sodio en moscovita, por lo que una medida de  $d_{001}$  ha de acompañarse de otras consideraciones a la hora de atribuir un origen determinado a la anomalía (por ejemplo análisis del perfil de curva, intensidades de reflexiones a 10 y 5 Å, correlación con medidas de  $b_0$ , análisis químico, etc.). ERNST et al (1970) no encontraron ninguna relación entre el grado de metamorfismo y el parámetro cristalográfico  $d_{001}$  de las micas blancas. Explican que al crecer el metamorfismo (aumenta la temperatura), se expulsa la fracción celadonítica, por lo que  $b_0$  disminuye y  $d_{001}$  crece. Al mismo tiempo al aumentar la temperatura se incrementa la cantidad de sodio de la intercapa, según se vió con anterioridad, por lo que  $d_{001}$  disminuye. Los dos efectos se contrarrestan y no se obtiene ninguna variación significativa del espaciado basal. (1)

---

(1) Hay que tener en cuenta que, como ocurre con otros filosilicatos, v.g. cloritas, puede haber una variación de  $c_0$  en función del reemplazamiento de Si por  $Al^{IV}$  (BAILEY, 1972).

### Conclusiones y aplicaciones

ERNST (1963) hace un estudio detallado del significado de las fengitas en ambientes metamórficos en el cual se refleja la importancia de estas micas en esquistos de glaucofanas (alta presión y temperatura baja-media) y en rocas de metamorfismo barrowiano de esquistos verdes (grado bajo, presión media-alta y temperatura baja).

VELDE (1965 y 1967) sintetiza y delimita el campo de estabilidad de fengitas naturales y encuentra que para una temperatura dada (un grado de metamorfismo determinado), la máxima cantidad de silicio estable en una mica de la serie moscovita-celadonita, aumenta con la presión. Esta regla es válida hasta una temperatura de  $700^{\circ}\text{C}$ , donde tiene lugar la desaparición de la fase de mayor temperatura de esta serie (moscovita s. str. ), en rocas de composición homogénea como indicó BROWN (1968).

CIPRIANI, SASSI and VITERBO-BASEANI (1968), CIPRIANI, SASSI and SCOLARI (1971), SASSI (1972), ATZORI and SASSI (1973), SASSI and SCOLARI (1974), demuestran en rocas pelíticas de bajo grado y de composición homogénea, que existe una correlación positiva entre presión de metamorfismo y magnitud del eje  $b_0$  (grado de fengitización) en micas blancas potásicas. Estos autores demuestran además que las rocas de composición diferentes dan micas con valores de  $b_0$  anómalos (cuarcitas, rocas con feldespatos potásicos como componente fundamental y esquistos ricos en clorita tienen  $b_0$  mayores, mientras que los mármoles cipolínicos tienen micas con  $b_0$  menores que los obtenidos en metapeli-

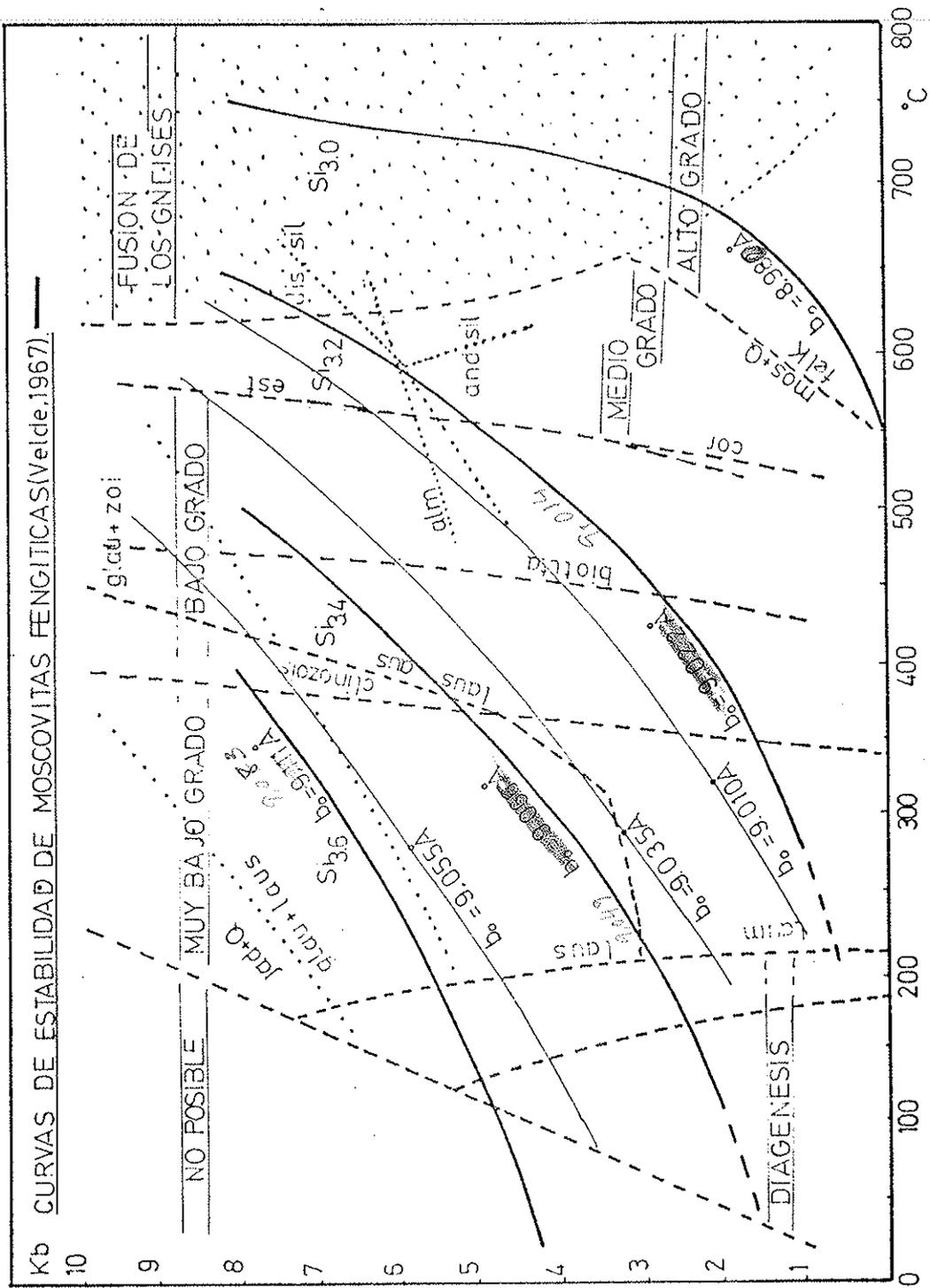
tas), de acuerdo con BROWN (1968).

GUIDOTTI (1973) indica que las variaciones del grado de fengitización son detectables en las facies de anfibolitas (como era de esperar del análisis de las curvas de VELDE, 1967).

VELDE (1967) indica que un aumento de temperatura trae consigo una desfengitización progresiva. Este hecho debiera traer como consecuencia una disminución de la magnitud del eje  $b_0$ . ATZORI and SASSI (1973) encontraron esta variación en micas metamórficas. MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (inédito) han demostrado que en facies de metamorfismo de contacto de corneanas hornbléndicas, el valor del eje  $b_0$  disminuye progresivamente con la temperatura hasta estabilizarse en un valor de 8,989 Å.

Concluimos que la medida del eje  $b_0$  de las micas blancas potásicas es un parámetro fácilmente cuantizable que puede ser de mucha utilidad en termometría y barometría geológica. Presenta las ventajas de ser fácil de obtener con los métodos habituales de difracción de rayos X y de poderse incluir en gráficas de presión-temperatura para obtener valores absolutos y comparables con los de otros laboratorios (no hay que olvidar que un valor determinado de  $b_0$  en una paragénesis pelítica, tiene el mismo valor que una isograda de metamorfismo).

En la fig. 23 se indica la relación que existe entre las curvas obtenidas por VELDE con los grados metamórficos de WINKLER (1974). A cada curva de VELDE se le ha --



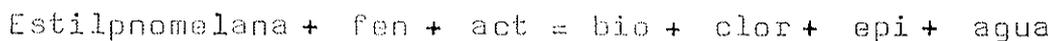
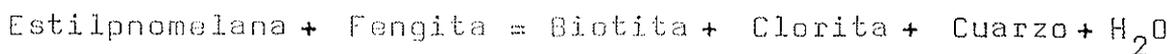
Figura, 23.

asignado un valor de  $b_0$  obtenidos por correlación con veinticuatro  
 cinco análisis químicos de moscovitas metamórficas de diversos grados correspondientes a paragénesis pelíticas (4 análisis sobre moscovitas de pegmatitas puras) según datos de ERNST (1963), VELDE (1967), KODAMA et al (1971) y HÖCK (1974). Los valores de  $b_0$  así obtenidos son ligeramente superiores a los que SASSI and SCOLARI (1974), sobre todo los correspondientes a los esquistos de glaucófana. Esta diferencia puede deberse a que la composición química de las micas sintetizadas por VELDE no fuera la adecuada para el tratamiento de complejos metamórficos. De todas formas, los datos presentados en la fig. 23 tienen un gran valor, pues nos muestran el trazado que deben seguir las curvas de igual grado de fengitización. Una corrección grosera basada en los datos de SASSI and SCOLARI podría ser la que aparece en la misma figura con un trazo más fino.

*cuarenta y cuatro*  
*son muy parecidos a los obtenidos de diversas tipos de esquistos*  
*no*

#### LA BIOTITA EN EL METAMORFISMO

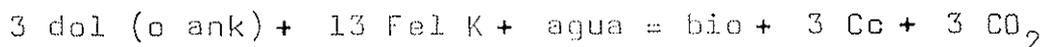
El comienzo de la cristalización de la biotita en las rocas metamórficas no es un proceso bien conocido. WINKLER (1974) menciona varias reacciones que estima posibles:



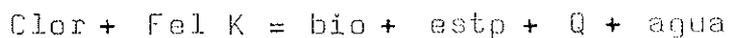
No obstante, la cantidad de estilpnomelana existente en la zona baja del grado bajo de metamorfismo, no es capaz de explicar por sí sola la cantidad de biotita --

presente por encima de la isograda de biotita + moscovita.

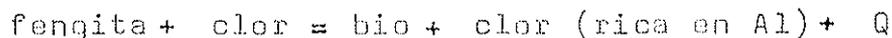
Otras reacciones sugeridas por THOMSON and NOR-  
TON (1968; in WINKLER 1974) son:



A temperaturas más bajas FREY (1973, in WINKLER,  
1974) ha probado que:



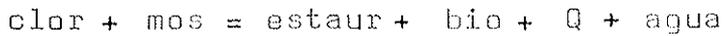
Todas las anteriores reacciones no son capaces de producir la cantidad de biotita presente en la zona de moscovita + biotita "in". WINKLER sugiere que la aparición de la biotita debe ocurrir a partir de los minerales más frecuentes de la zona metamórfica de muy bajo grado, desprovista de biotita, y propone la siguiente posibilidad.



Conviene recordar aquí que la paragonita es incompatible con la biotita (ALBEE, 1965), habida cuenta la probablemente baja estabilidad de una mica biotítica sódica (se formaría un anfíbol).

El límite superior del grado bajo de metamorfismo viene marcado por la aparición de la estaurolita o la cordierita (además de la desaparición del conjunto --

moscovita+ cuarzo). HOSCHEK (1969) establece experimentalmente las condiciones de la siguiente isorreacción (ver -- fig.10 , curva Staur in):



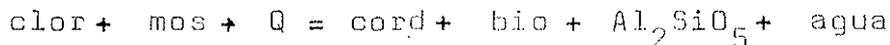
Otra reacción que puede crear estaurolita y biotita en detrimento de moscovita es:



De todas formas, la existencia de estaurolita no presupone que haya biotita formada en el mismo proceso:

clor + Q = est + clor (rica en Mg) + agua (HOFFER in WIN-- KLER, 1974). No aparece biotita.

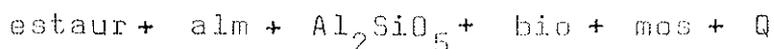
La biotita puede formarse también junto con la cordierita, en el paso del grado bajo al medio, cuando las cloritas existentes tengan Mg/Mg + Fe mayor de 0,25:



También en este caso hay una nueva formación de biotita en detrimento de la clorita y la moscovita.

Las siguientes paragénesis son típicas del medio grado de metamorfismo:

Medio grado de almandino:



Medio grado de almandino-cordierita:cor + alm + bio + mos + Q + plag.cor + alm + sil o and + mos + Q + plag.

cor + alm + sil o and + bio + mos + Q + plag.

La destrucción de la estaurolita suele ocurrir en la zona mas alta del grado medio de metamorfismo en presencia de moscovita y co. Formación de biotita (HOS--CHEK, 1969, isorreacción 21 de la fig.15 ):

est + mos + Q = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + bio + aqua

Recordamos aquí que el tránsito al alto grado de metamorfismo, viene marcado por la desaparición del conjunto moscovita + cuarzo y que en rocas con déficit de cuarzo, la moscovita acaba destruyéndose a temperaturas poco más altas (ver fig.10 ).

Se nos presenta pues la biotita como la mica típica del metamorfismo de alto grado, presente en casi todas las paragénesis:

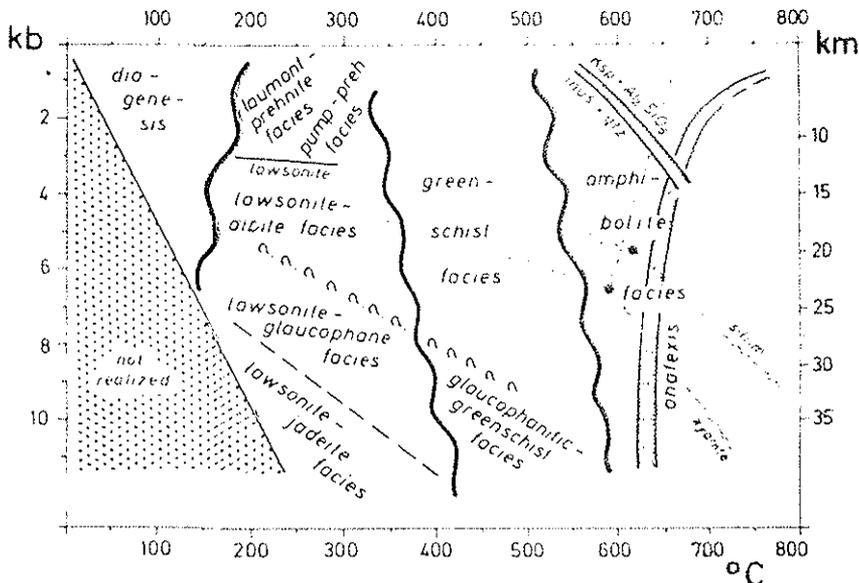
Alto grado de almandino:fel K + sil o dis + alm + bio + plag + Q.Alto grado de cordierita-almandino:fel K + bio + sil + cor + alo + plag + Q.

Fel K + bio + cor + alm + plag + Q. (1)

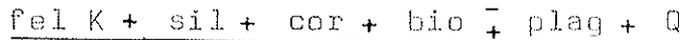
(1) Las divisiones de grados de metamorfismo utilizadas - aquí son las de WINKLER (1974):

Grado muy bajo	Grado bajo	Medio grado	Alto grado
Laumontita o wairaquita	Grado bajo	Cordierita	Cordierita
Lawsonita	Almandino	Cordierita-Almandino	Cordierita-Almandino
Glaucofana-lawsonita	Glaucofana-Clinozoi.	Almandino	Almandino
Jadeita-cuarzo			Almandino

Cada división admite otras subdivisiones de acuerdo con el polimorfo de  $Al_2SiO_5$  presente. En el esquema arriba indicado, la presión aumenta hacia abajo y la temperatura hacia la derecha.



Facies metamórficas.  $P_{total} = P_{H_2O}$ . No pueden considerarse en este esquema granulitas y eclogitas ( $P_{total} > P_{H_2O}$ ).

Alto grado de cordierita:

(WINKLER, 1974)

La biotita rica en Mg y Ti, es la única mica -- que puede existir en rocas de alto grado formadas con poca o nula presión de agua (granulitas) aunque por supuesto en cantidades muy limitadas.

El límite de estabilidad de las biotitas está -- muy alto y depende del contenido en magnesio, de tal forma que la temperatura máxima se consigue con una mica de composición flogopita en medios ultramáficos (figs 19 y 20.

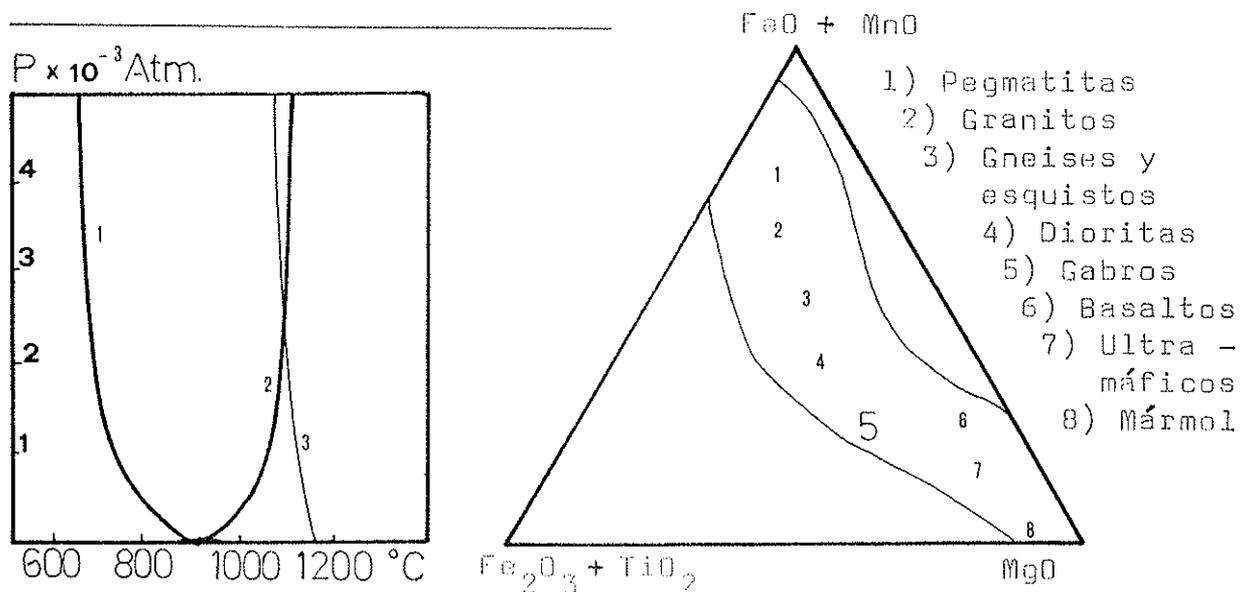


Fig.19 . 1) Curva de fusión del granito. 2) Límite superior de estabilidad de la flogopita. 3) Curva de fusión del basalto. (YODER and EUGSTER, 1954).

Fig. 20. Variación de la composición química de Flogopitas y Biotitas en relación con distintos tipos de roca (ENGEL and ENGEL, 1960).

Se han encontrado relaciones directas entre el color de la biotita y el grado de metamorfismo (ENGEL and ENGEL, 1960. MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO, 1975). Las biotitas de colores verde-amarillas y verdes pasan a marrón oscuro con el aumento de la temperatura. Las biotitas de hierro (lepidomelanas, siderofilitas, annitas) tienen colores verdosos que pasan a marrón rojizo al aumentar el contenido en titanio y magnesio su capa octaédrica.

La reflexión de  $2 \text{ \AA}$  de las biotitas (y flogopitas) son muy susceptibles de reflejar el contenido en hierro frente a magnesio de la capa octaédrica, por lo que puede usarse el cociente  $I_{004}/I_{005}$  ( $I_{005}$  no presenta variación y puede usarse como standard) en la gráfica de GOWER (1957) (fig. 21) para determinar fácilmente el contenido de Fe total de la mica.

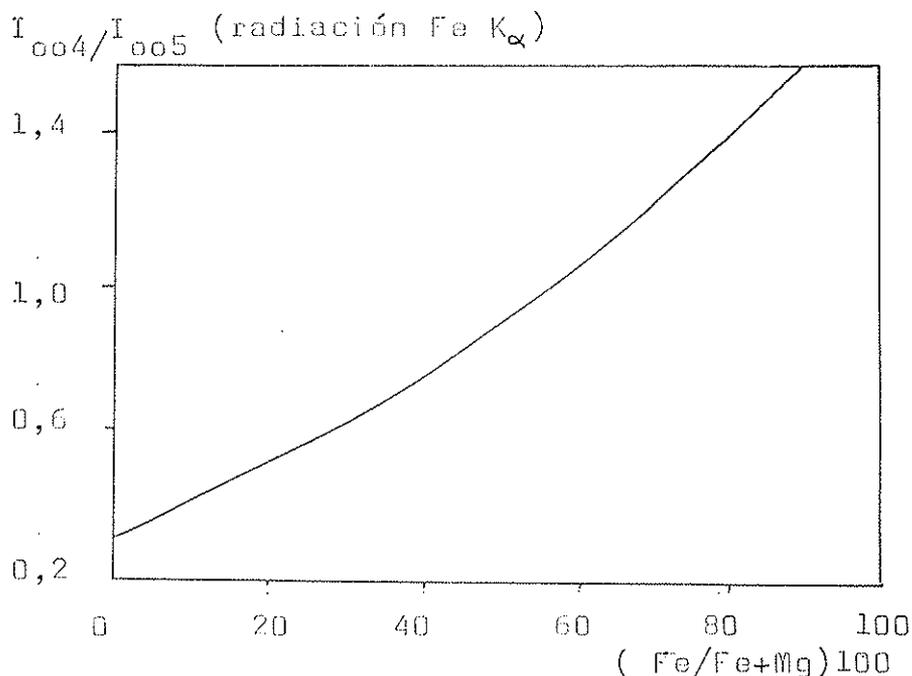


Fig.21 . Variación de  $I_{004}$  con el contenido de la capa octaédrica en la serie biotita-flogopita(GOWER,1957).

El parámetro  $b_o$  ( $= d_{060} \times 6$ ) es también muy sensible al contenido en hierro y magnesio de las biotitas y flogopitas. La fig.22 muestra la relación encontrada por EUGSTER and WONES (1958). En la misma figura se muestra además la relación entre el índice de refracción  $n_\gamma$  y el porcentaje de biotita (annita) en solución sólida con flogopita.

MIYASHIRO (1953) encontró además una variación sistemática del índice de refracción  $n_\gamma$  con el grado de metamorfismo (figura 22).

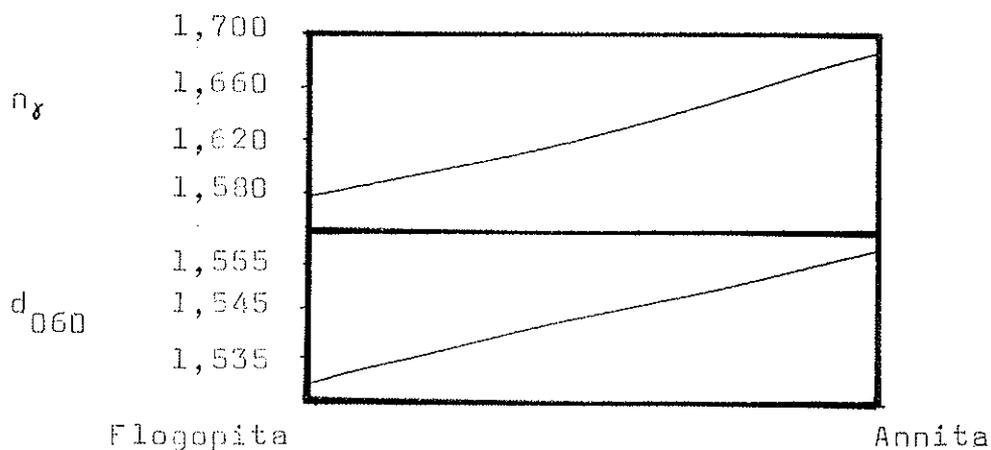


Fig.22 . Variación de  $n_\gamma$  (MIYASHIRO,1958) y  $d_{060}$  (EUGSTER and WONES,1958) con el contenido en hierro de la serie biotita(annita)-flogopita.

KWAK (1968) señala que el contenido en titanio de las biotitas (y las moscovitas) (1) es un indicador del grado de metamorfismo. OKI (1961) encontró esta misma relación en biotitas.

En resumen, un conjunto de parámetros que podemos utilizar como índices de metamorfismo en biotitas, - puede ser el siguiente:

- $I_{004}/I_{005}$  como medida del contenido en Fe/Fe + Mg

- $b_o = d_{060} \times 6$

-Índice de refracción  $n_\gamma$

-Color

-Contenido en titanio

-Contenido en magnesio, ferroso y férrico.

### Crítica

La razón  $I_{004}/I_{005}$  no presenta suficientes garantías en términos cuantitativos (como medida de Fe/Fe + Mg)

---

(1) DUNNOYER de SEGONZAC et DANIEL HICKEL (1972) en fengitas de cuarcitas micáceas, no encuentran una relación clara entre contenido en titanio y grado de metamorfismo.

pues las posibles proporciones  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  hacen variar la pendiente de la curva de GOWER (1957). Igualmente el método -- utilizado para la medida de intensidades puede producir -- errores de cálculo. La curva de GOWER asimismo es válida -- cuando se emplea radiación de  $Fe K_{\alpha}$ . Si se emplea otro -- tipo de radiación (por ejemplo  $Cu K_{\alpha}$ ) la variación de los factores de Lorentz-Polarización de las reflexiones (004) y (005) y del factor de absorción del Fe y Mg frente a la nueva radiación a lo largo de las ordenadas de la gráfica, hacen variar también la pendiente y curvatura de la línea de ajuste. Además influye la radiación de fluorescencia -- provocada en cada caso.

De todas formas la razón  $I_{004}/I_{005}$  es una medida fácil de obtener y que nos marca siempre variaciones relativas de  $Mg/Mg + Fe$  en una serie. Para la obtención de medidas absolutas, es conveniente hacer un ajuste previo de la curva de GOWER con micas de la serie a estudiar y en -- las condiciones de registro habituales empleadas en la obtención de agregados orientados.

- $b_0$  es una medida fácil de obtener con los métodos habituales de difracción de rayos X.

-El índice de refracción es una medida fácil de obtener -- aunque laboriosa.

-El color puede servir para distinguir biotitas a grandes rasgos, pero es una medida difícilmente cuantizable.

-El contenido en titanio de las micas en general, es casi

siempre muy difícil de obtener debido a los minerales incluidos en su interior (rutilo) o a los crecimientos epitáxicos de anatasa (¿exoluciones?) que dan proporciones de titanio superiores a las reales sin ninguna regla fija.

-El contenido en magnesio, ferroso y férrico es también un dato laborioso que exige un cuidado especial; sobretodo, - en el cálculo de los iones ferroso y férrico por la posibilidad de oxidación del ión ferroso durante la molienda del mineral.

CAPITULO TERCERO

LAS CORDILLERAS BETICAS EN  
SUS ZONAS INTERNAS.

L A S C O R D I L L E R A S B E T I C A S s. str.

El metamorfismo alpino, en las cordilleras Béticas, afecta únicamente las rocas triásicas (¿ y jurásicas?) y pre triásicas (¿antesilurianas?) de las zonas internas de la cordillera con una sola excepción, los denominados "mármoles conglomeráticos", de edad posiblemente eocena y de posición original incierta, que en la actualidad aparecen en afloramientos dispersos y discordantes entre materiales más antiguos y con más, y más importantes, etapas metamórficas. La literatura sobre estos mármoles es extensa y remitimos para su consulta a PUGA (1971), DIAZ DE FEDERICO Y PUGA (1974) y ESTEVEZ y PEREZ LORENTE (1974), como investigadores más importantes en los últimos años en la región que nos ocupa.

EGELER y SIMON (1969), han dividido la zona Bética s. str. en cuatro grandes unidades que se apilan de la siguiente forma:

- Complejo Meláguide (el más superior)
- Complejo Alpujárride
- Complejo Ballabona-Cucharón
- Complejo Nevado-Filábride (el más inferior).

En la figura 24, estos autores nos muestran una correlación muy esquemática entre estas cuatro grandes unidades (1).

---

(1) Pz en la figura 24, puede ser, muy probablemente, presiluriano.

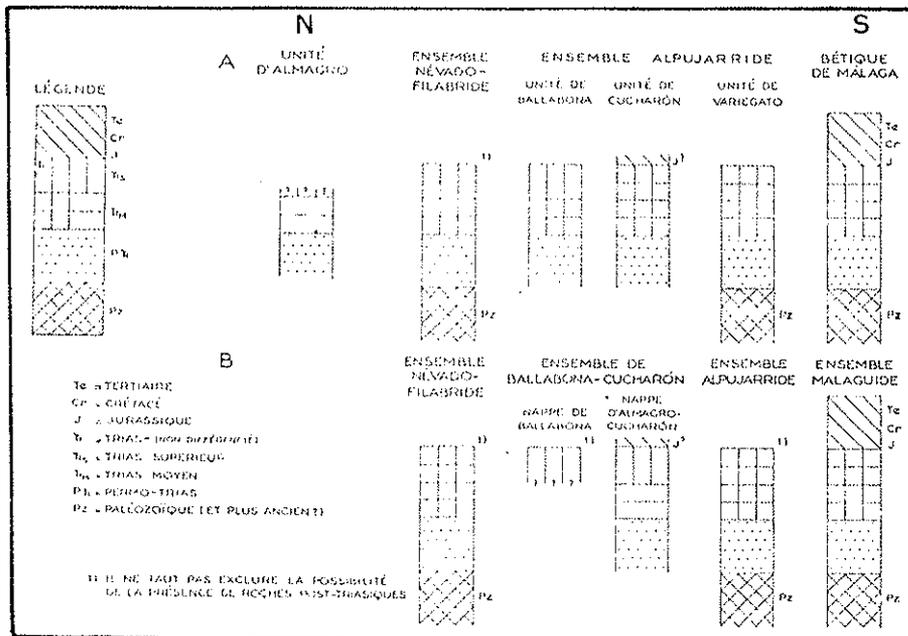


Fig. 24 . Encayo de correlación esquemática entre los grandes conjuntos tectónicos de la zona Bética y sus relaciones paleogeográficas (sin escala).

A). Según la interpretación de SIMON (1963)

B). Según EGELER et SIMON (1969)

No se representan las intrusiones básicas.

Por sus características petroclógico-litológicas y la finalidad del presente estudio, hemos insistido fundamentalmente en los complejos Nevado-Filábrides (ó complejo de Sierra Nevada, como veremos después) y Alpujárrides, posponiendo el estudio de las otras dos grandes unidades a ulteriores investigaciones.

#### COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (COMPLEJO DE SIERRA NEVADA)

En la parte occidental de Sierra Nevada, y de acuerdo con la nomenclatura establecida por la escuela de Geología de Granada, preferimos utilizar el término "Complejo de Sierra Nevada" en lugar de "Complejo Nevado-Filábride" de EGELER y SIMON (1969). Las razones aducidas para ello se encuentran muy bien expuestas en el trabajo de DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974) parte del cual transcribimos literalmente:

"Nosotros vamos a tratar de rocas que indudablemente, habrían de situarse dentro del Complejo nevado-filábride, al cual por las razones aducidas en una reciente publicación (PUGA, DIAZ DE FEDERICO Y FONTBOTE, 1975), preferimos denominar Complejo de Sierra Nevada". La causa del cambio propuesto reside en el hecho de que la definición de Complejo nevado-filábride (EGELER, 1964) se ha establecido sobre la base de que la formación infrayacente, la denominada por BROUWER (1926) "esquistos cristalinos de Sierra Nevada", está separada de las formaciones superiores del mismo complejo, las denominadas por BROUWER (1926) "Mischungszone", por una discordancia estratigráfica (Cfr. EGELER y SIMON, 1969)

(1) mientras que en la región estudiada por nosotros, la separación se efectúa por un contacto tectónico importante. Además de ésta existen otras diferencias entre las rocas descritas por los autores holandeses en la parte oriental de la Cordillera Bética y las rocas homólogas que hemos investigado nosotros en la parte central de la misma. Como es, por citar algún ejemplo notable, la inexistencia, en la parte oriental, del metamorfismo de contacto del que después trataremos.

Sería deseable una redefinición del término "nevado-filábride", de modo que pudiesen caer dentro de ellos, hechos que se observan tanto en la Sierra de Filabres, como en Sierra Nevada, ya que goza de las ventajas de estar ya extendido en la literatura de la Cordillera y de dar a entender que las rocas así denominadas se extienden por el ámbito de ambas Sierras.

En tanto no se quite la ambigüedad aludida, - preferimos utilizar, y así lo haremos en este trabajo, el término "Complejo de Sierra Nevada".

El Complejo de Sierra Nevada (ó Complejo nevado-filábride de los investigadores holandeses) ha sido dividido, a su vez por varios autores de la siguiente forma:

---

(1) Los autores holandeses consideran que las rocas, bajo y sobre la discordancia, se comportan como una sola unidad tectónica (EGELER et al. 1969). En Sierra de los Filabres ha sido bautizada con el nombre de Unidad de Nevado-Lubrin (NIJHUIS, 1964, a y b). Sobre esta unidad, se sitúan los mantos, también nevado-filábrides, de Chive-Macaol, Bédar y Almocaizar (el último es el más superior).

BROUWER(1926)	EGELER(1964)	EN SIERRA NEVADA OCCIDENTAL		
		PUGA(1971)	PUGA(1974)	
Mischungszone	Nevado- Filábride	Sabina.	Manto del Mulhacén.	Complejo de Sierra Nevada.
Cristalino de Sierra Nevada		Unidad de Sierra Ne- vada.	Manto del Veleta.	

### Materiales.

Establecer series en Sierra Nevada presenta muchas dificultades, debido a la extraordinaria complejidad histórica de sus elementos. Las series detalladas tienen únicamente validez local y la estimación de las potencias es una labor muy difícil, por no decir imposible, debido a que se establecen sobre la esquistosidad más visible (hay por lo menos tres esquistosidades de flujo y cuatro de fractura), que nada, o muy poco, tienen que ver con las superficies de estratificación.

Con estas condicionantes pasamos a describir los materiales que aparecen:

#### a) Manto del Veleta:

Es el más inferior del Complejo de Sierra Nevada y está compuesto de una serie potente y monótona de micasquistos, que pueden alcanzar una potencia de hasta seis mil metros, respecto de la esquistosidad más visible (puerto de la Ragua, DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1.974).

Los micasquistos son muy oscuros, debido a la impor

tante cantidad de grafito que presentan. Los hay con cloritoide y con feldespatos. Unos y otros presentan casi siempre granates que pueden ser visibles a simple vista. Los niveles de micacitas son muy escasos. Son frecuentes los bancos de cuarcitas, alternando con los micasquistos. En la parte alta de la serie, existe una formación importante de cuarcitas, (a veces puede faltar por acuñaamiento), que alcanza hasta cien metros de espesor. Hay además anfibolitas ricas en titanio, en afloramientos estratoidales, de origen posiblemente volcánico (PUGA, 1971. DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1974). Los filones y venas decimétricas de cuarzo microplegados son muy abundantes.

#### b) Manto del Mulhacén:

En la zona que nos ocupa, está separada del manto del Veleta, por una superficie de corrimiento. PUGA (1971) diferenció dentro de este manto dos unidades: Caldera, la inferior y Sabinas, encima. La litología e historia geológica es en general muy similar en ambas, por lo que no todos los autores están de acuerdo en <sup>esta ~~separación~~ <sup>separación</sup></sup> punto. DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974) estiman que ambas unidades pueden estar separadas por contacto mecánico en algunos lugares. Los criterios de que se sirven para esta apreciación son la existencia de milonitas entre ambas, por una parte, y la aparición de los mármoles conglomeráticos, a que antes se aludió, discordantes, entre ellos (Fig.25 ).

ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE (1974) no encuentran, por el contrario, una diferenciación clara entre ambas unidades (Fig. 26 ).

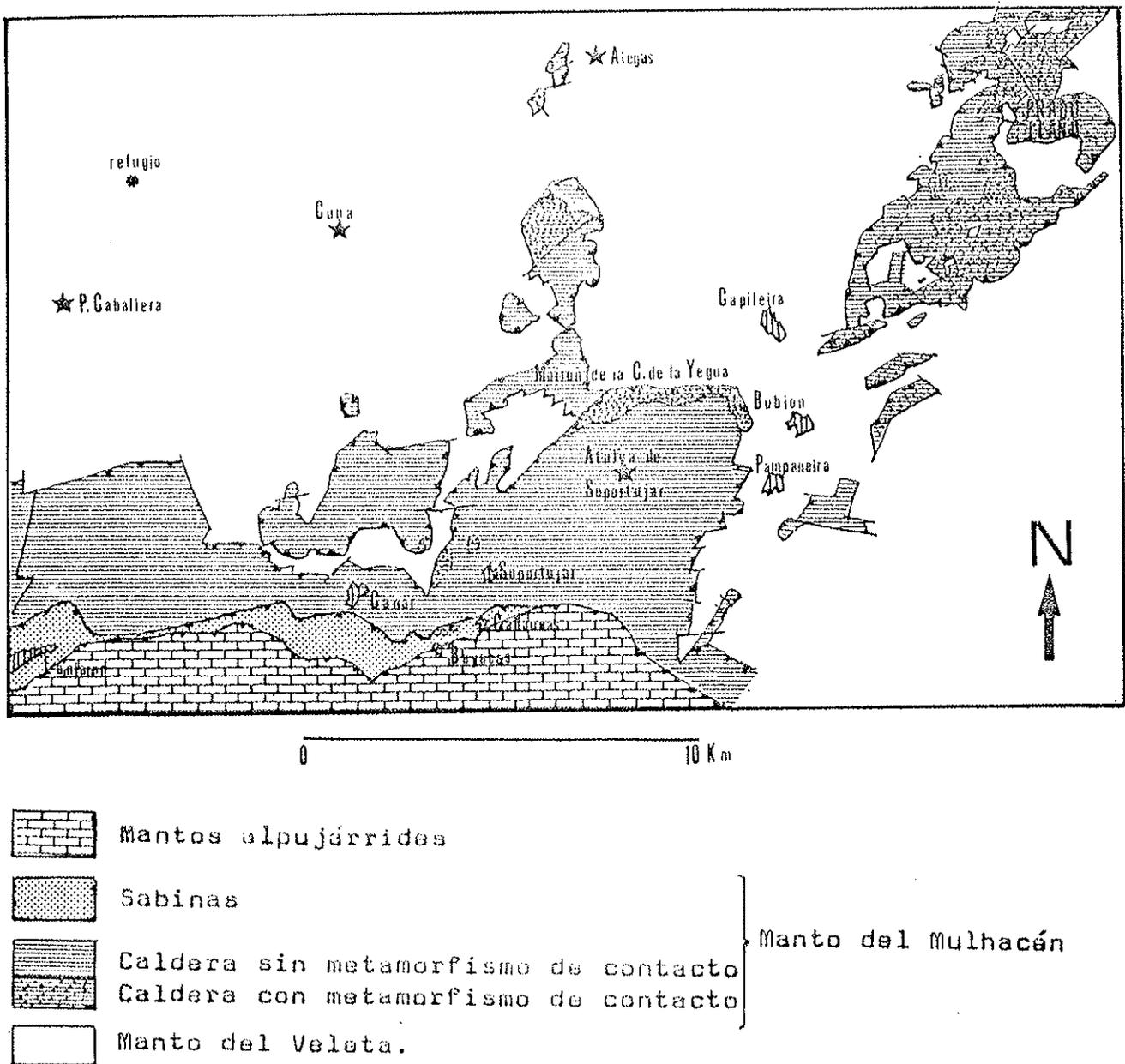


Fig.25 . Cartografía del sector de Cádiz-Prado Llano basada en la de DIAZ de FEDERICO y PUGA, 1976. (Contactos y litología muy simplificados).

pero admiten la posibilidad de distinguir la parte baja de la unidad de la Caldera, que presenta una mineralogía típica de metamorfismo de contacto en una de sus fases y una litología diferente del resto de la unidad, como unidad independiente.

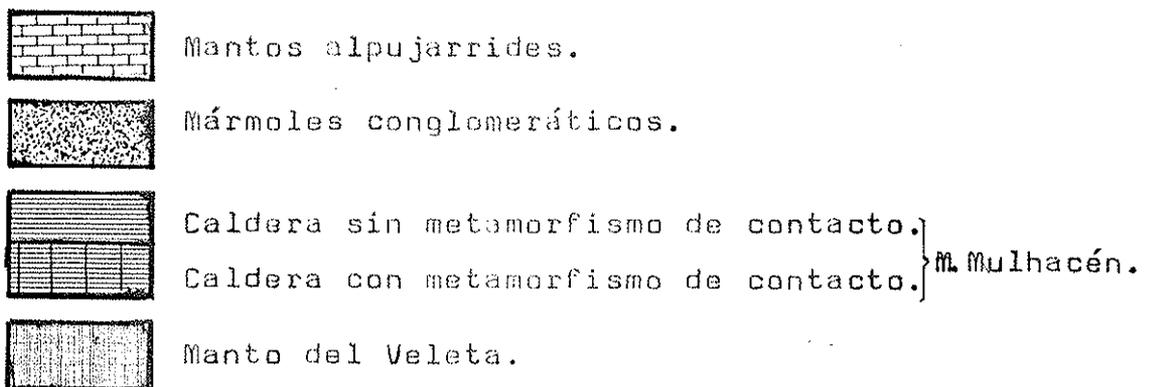
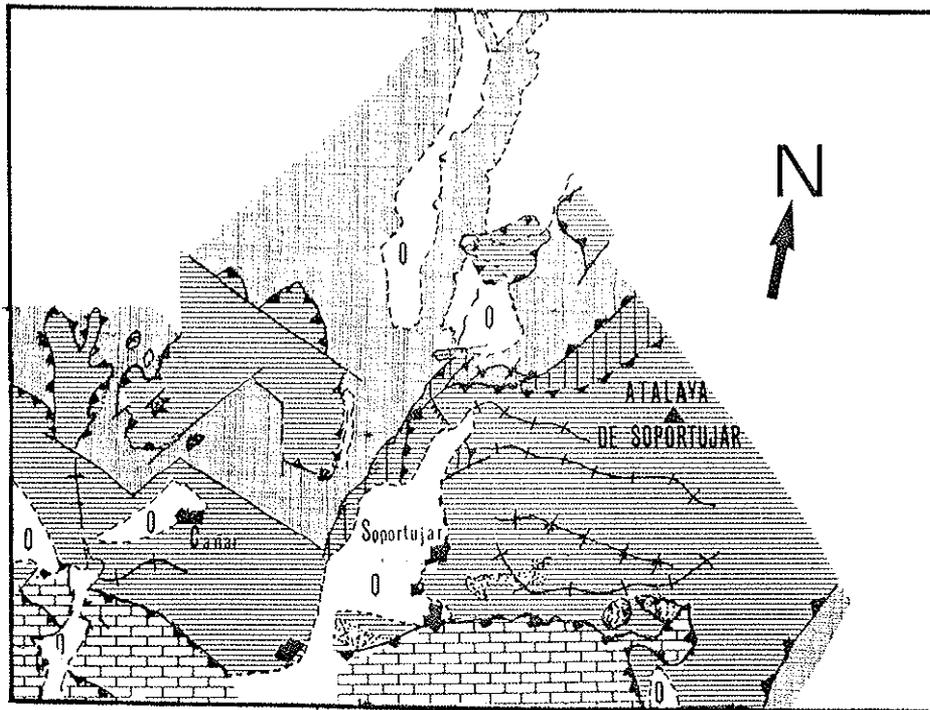


Fig.26 . Cartografía del sector de Cádiz-Soportujar basada en la de ESTEVEZ y PEREZ - LORENTE(1974). La terminología de las unidades según PUGA et al ,1975.

### Evolución Tectónica.

El conjunto de circunstancias que ha dado lugar al actual estado de Sierra Nevada, constituye un mecanismo muy complejo cuya interpretación no es nada fácil de realizar a la vista de los datos que han quedado grabados en sus rocas y minerales (1).

---

(1) Las interpretaciones de texturas en complejos polimetamórficos llevadas hasta la frontera de la objetividad, da lugar a multitud de interpretaciones por parte de cada investigador, cuando se quiere hacer una avanzadilla en el conocimiento. Después ha de venir la labor de síntesis, de la que se extraen los resultados verdaderamente objetivos y se formulan las nuevas hipótesis de trabajo, a partir de las que se iniciarán las nuevas experiencias. Y así avanza la Ciencia.

Los datos petrográficos sobre los que apoyamos nuestros estudios son confusos, en parte debido al estado poco avanzado de las investigaciones petrológicas y estructurales sobre Sierra Nevada, en parte a la interpretación no sistematizada que han dado diversos autores a unos hechos reales y en parte a la validez dudosa de algunos criterios de aplicación general de Petrografía (CHADWICK, 1976). No hay duda de que un hecho tangible puede interpretarse a través de una hipótesis determinada; pero no es menos cierto que la mayoría de las veces puede hacerse igualmente por la contraria, por convergencia. Y es aquí donde entra la interpretación no objetiva de los datos.

En general todas las rocas del complejo de Sierra Nevada han seguido la misma secuencia geológica, con ciertas matizaciones que diferencian claramente los mantos del Mulhacen y del Veleta. A saber:

- a) Diferencias litológicas (ya señaladas).
- b) Volumen de materiales. El manto del Mulhacen en la zona occidental de Sierra Nevada es una capa muy delgada comparada con el total.
- c) Metamorfismo térmico de bajas presiones (¿metamorfismo de contacto?) ampliamente extendido en la base del manto del Mulhacen en una de las fases metamórficas que no existe en el resto de los materiales.
- d) Abundancia de gneises (ortogneises) en el manto del Mulhacen (¿causantes del metamorfismo de contacto?).
- e) Mayor grado de metamorfismo en el manto del Mulhacen en algunas de sus fases.

A los materiales sedimentarios originales del manto del Veleta se les atribuye una edad paleozoica, y a los del Mulhacén paleozoica o triásica.

Existen dos esquistosidades de flujo principales que corresponden a los acontecimientos metamórficos más importantes de Sierra Nevada (además del metamorfismo térmico de la base del manto del Mulhacén) el último de los cuales parece tener edad paleoceno medio (PUGA, 1971). (1)

---

(1) Estos acontecimientos son anteriores al depósito de los

Además de estas dos esquistosidades principales de flujo (1), existe una tercera (con formación de clorita) que es discontinua y en gran parte de fractura.

Hay dos importantes mineralizaciones sincinemáticas - de las esquistosidades principales de flujo y además otras - pre y postcinemáticas. En las figuras 27 y 28 se esquematizan las interpretaciones dadas por diversos autores sobre la evolución de las fases metamórficas en una zona representativa correspondientes respectivamente a las cartografías presentadas en las figuras 25 y 26.

---

mármoles conglomeráticos (ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE, 1974) de edad oligoceno superior probablemente y al apilamiento de los mantos de corrimiento de las zonas internas ocurrido después del oligoceno superior (DURAND-DELEA y FONTBOTE, 1960). ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE (1974), señalan además que los mármoles conglomeráticos están cepillados en el sector de Cáñar-Sopor tujar por los mantos alpujarridos. PUGA (1976), relaciona las dos esquistosidades principales con los movimientos de mantos de corrimiento ocurridos en el Cretáceo superior en la zona subbética y con un segundo apilamiento producido durante el mioceno inferior. Indica además que los mármoles con yeso cepillados por los Alpujarridos no son asimilables a los mármoles conglomeráticos.

(1) La primera esquistosidad principal de flujo indicada, rodea con frecuencia a granates y plagioclasas que fosilizan una esquistosidad de flujo más antigua, generalmente plegada.

Igualmente los minerales formados en la fase de metamorfismo térmico, guardan en su interior restos de esquistosidades anteriores sin que esté clara por el momento su asig



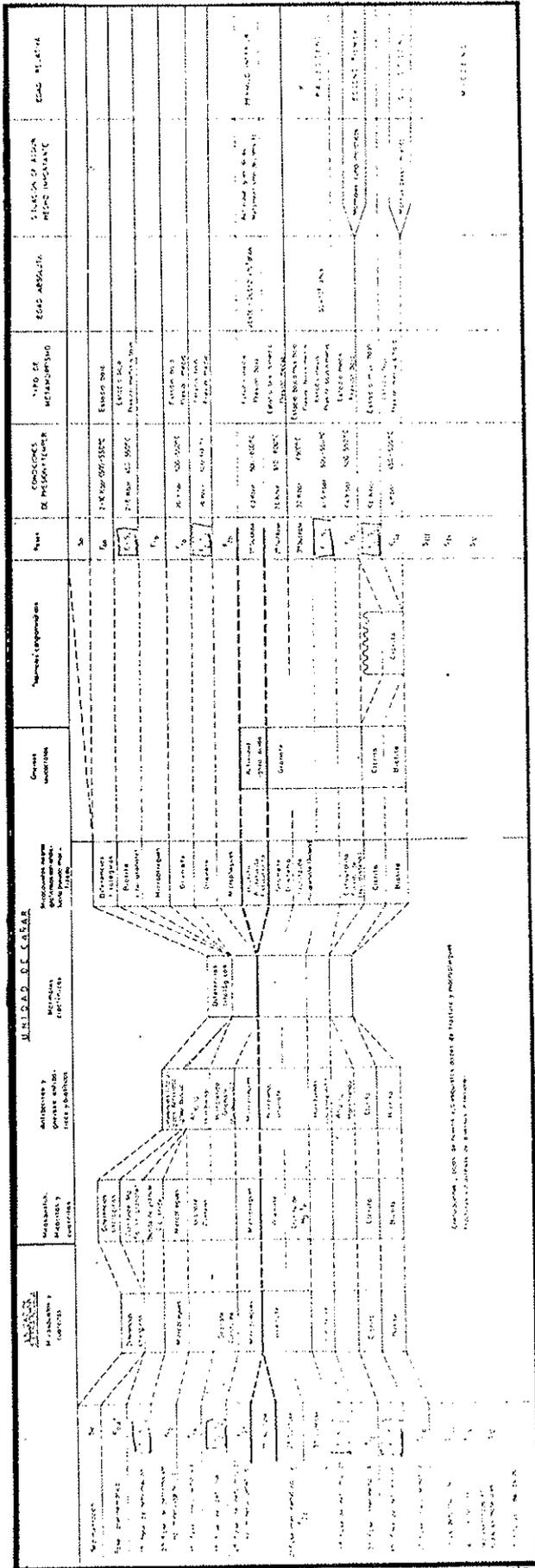


Figura 28. ESTEVEZ y PEREZ- LORENTE (1974)

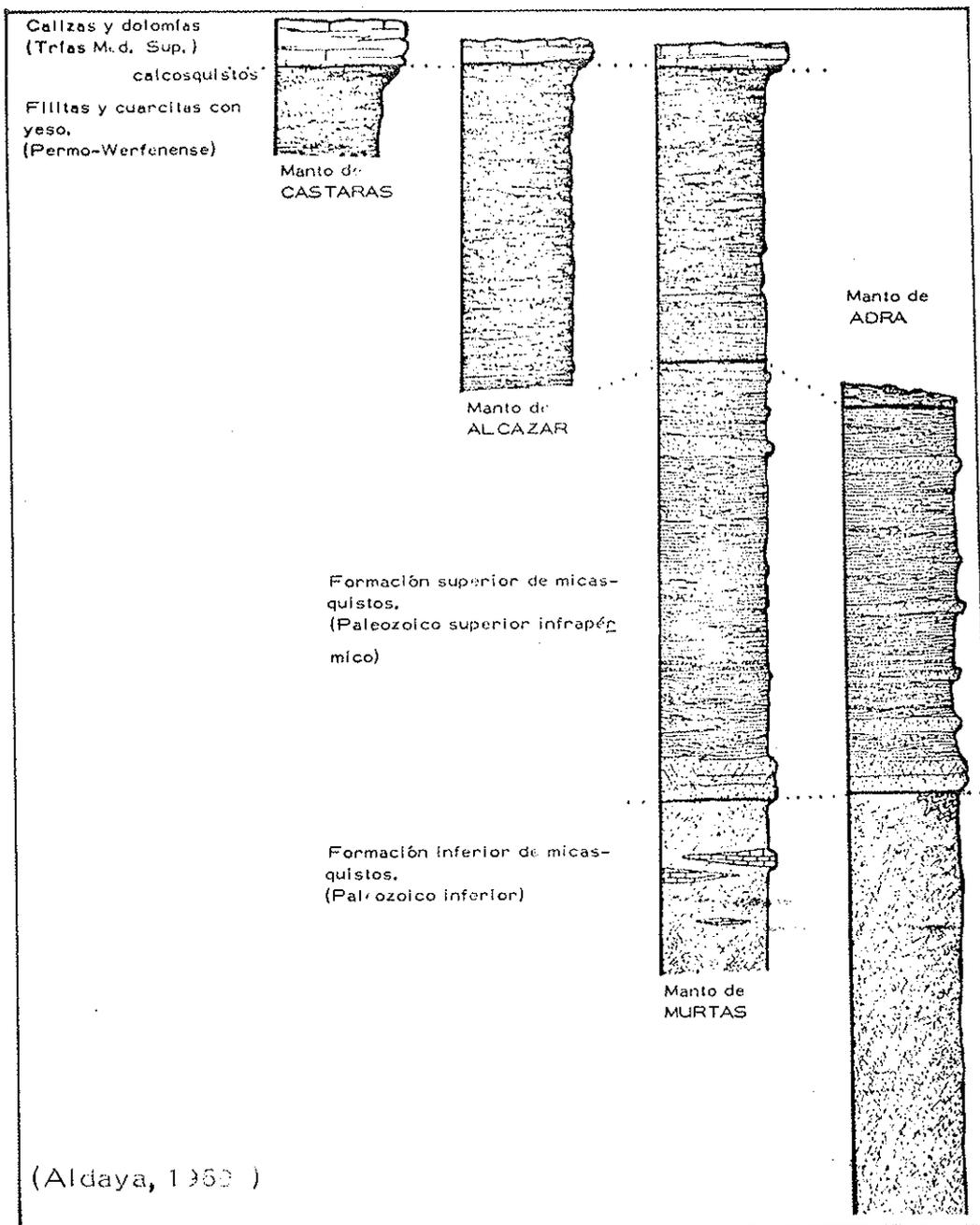


Fig.29 .

nación a fases precedentes.

En cuanto a la edad de los ortogneises (y el posible metamorfismo de contacto consiguiente), PRIEM et al. (1966) les atribuyen de  $273 \pm 10$  a  $238 \pm 10$  millones de años mediante métodos de Rb/Sr, y de  $261 \pm 7$  millones de años con métodos de K/A (datación sobre moscovita).

PUGA (1971) cita una edad de  $215 \pm 10$  millones de años mediante métodos de Rb/Sr.

215 ± 10 67

COMPLEJO ALPUJARRIDE.

Se supone tectónica y de forma indiferente al complejo de Sierra Nevada, complejo de Ballabona-Cucharón y zonas subbéticas más internas.

Los últimos estudios y síntesis regionales sobre este complejo han sido llevados a cabo por COPPONEX (1958), DURAND-DELGA y FONTBOTE (1960), SIMON (1963), RONDEEL (1965), DE VRIES y ZWAAN (1967), BOULIN (1968), ALDAYA (1969), EGELER y SIMON (1969), JACQUIN (1970), OROZCO (1972), KAMPSCHUUR (1972) y GALLEGOS (1975).

Todos estos autores coinciden en atribuir una estructura general en mantos de corrimiento con vergencia hacia el norte. En la zona que hemos estudiado, ALDAYA (1969) encontró cuatro unidades tectónicamente independientes (Fig. 29)

- a) Manto de Adra (el más superior)
- b) Manto de Murtas
- c) Manto de Alcazar
- d) Manto de Cástaras (el más inferior).

Además se incluyen en este estudio materiales de las series de Almuñecar (punta Velilla) y de la Mona (entre Almuñecar y Jete e Itrabo y Molvizar) de BOULIN (1968), (Fig. 30). Es muy interesante el trabajo que sobre estas mismas unidades ha efectuado TORRES-ROLDAN (1974) en la zona de la Herradura, al oeste de Almuñecar.

### Materiales.

Con matizaciones para cada unidad, el complejo alpujárride presenta tres conjuntos litológicos diferentes:

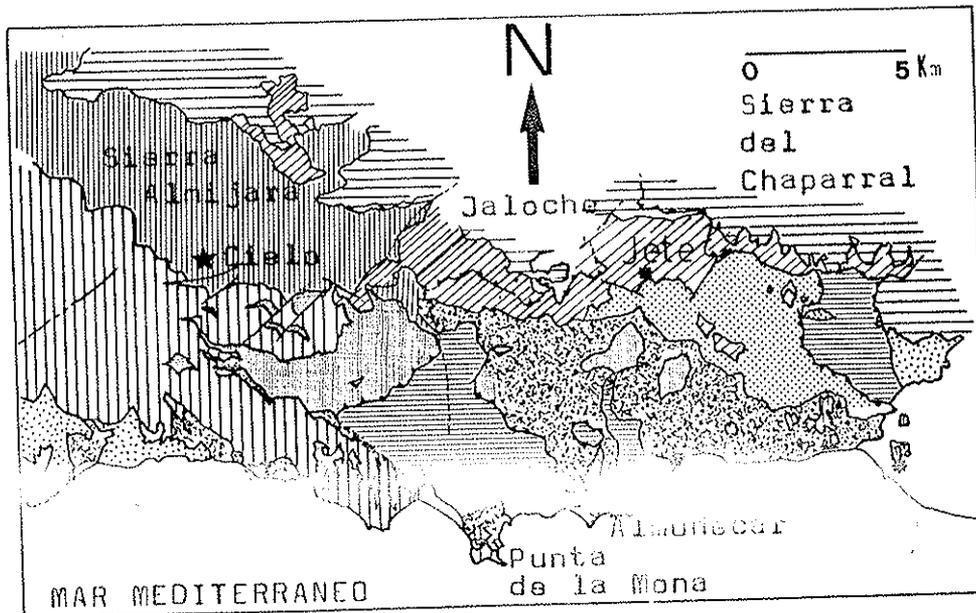
- a) Calizas y dolomías (el más superior).
- b) Filitas y cuarcitas.
- c) Micasquistos y cuarcitas (el más inferior).

Unicamente hablaremos de los conjuntos inferiores.

#### Micasquistos y Cuarcitas.

Presentan por lo menos dos esquistosidades de flujo - alpinas (además de una posible más antigua), con fuerte recristalización metamórfica (a veces llega a la isograda de - silimanita-feldespato potásico, (TORRES-ROLDAN, 1974) e incluso a la migmatización (GARCIA DUEÑAS Y AVIDAD in PUGA et al, 1974). Además hay una recristalización estática sin formación de esquistosidad que da lugar a biotita, moscovita, oligoclasa, estauroлита, granate y andalucita que puede llegar a camuflar incluso totalmente los niveles anteriores. Estos acontecimientos tienen lugar antes del empilamiento de mantos y al abombamiento general que dió lugar a las mesoestructuras regionales.

La edad de los sedimentos originales es muy posiblemente paleozoica. COPPONEX (1959), suponen que existen materiales presilúricos (Paleozoico antiguo) y otros paleozoicos más recientes ("esquistos de Jete" y zona superior de la serie de -



- |    |                                                        |
|----|--------------------------------------------------------|
| 1  | Calizas metamórficas oscuras                           |
| 2  | Calizas y dolomías metamórficas claras                 |
| 3  | Micasquistos oscuros con fenoblastos y silimanita      |
| 4  | Micasquistos oscuros con biotita, fenoblastos y sil.   |
| 5  | Micasquistos oscuros con fenoblastos sin silimanita    |
| 6  | Esquistos y cuarcitas filitosas bajo calizas per-werf. |
| 7  | Rocas carbonatadas triásicas                           |
| 8  | Micasquistos y anfibolitas permo-werfenienses(?)       |
| 9  | Calizas y dolomías triásicas                           |
| 10 | Plioceno de Nerja, Maro y de la Rambla de Molvizar     |

1,2,3,4,5,6 y 7: Serie de la Mona(1,2,3,4 y 5 :conjunto inferior presilúrico posiblemente).  
 8 y 9 : Serie de Almuñécar.

Fig. 30 . Esquema geológico del Macizo de Almuñécar y de Macizo del Cielo(BOULIN,1968).

"La Mona" de BOULIN, 1968), SIMON (1963), RONDEEL (1965), de VRIES y ZWAAN (1967), ALDAYA (1969 y 1970) suponen que existe una discordancia entre los micasquistos inferiores (sin granates) y los inferiores, (con granates) que representaría una orogenia prehercínica como mínimo. En este caso, los esquistos inferiores serían presilúricos, los micasquistos situados encima de la discordancia, serían en este caso Silúrico-Devónico-Carboníferos, ya que el paquete superior de filitas y cuarcitas tiene una edad permo-werfenense .

#### Filitas y Cuarcitas.

Aunque algunos autores hablan de una discordancia estratigráfica que separa las filitas de los micasquistos, -- EGELER y SIMON (1969) admiten la posibilidad de que ésta falte. Si realmente existiera, habría que atribuirla a la orogenia hercínica.

La edad atribuida a este conjunto es permo--werfenense, a causa de la presencia de yeso y niveles rojizos (FALLOT, 1948 ) , propios de la cuenca triásica. Además se encuentran normalmente debajo de las calizas y dolomías del triás medio superior (¿y liás inferior?), dotados mediante fósiles (las primeras dataciones las hizo LUCAS - MALLADA, in GONZALO y TARIN, 1982).

El conjunto está afectado por un metamorfismo alpino de epizona, anterior a los cantos de corrimiento,

CAPITULO CUARTO

MICAS: DESCRIPCION DE LAS  
ESPECIES.

L A S M I C A S D E L A S U N I D A D E S B E T I C A S

Prolegómenos: En este trabajo hemos efectuado una simplificación de carácter operativo en la denominación y definición de acontecimientos metamórficos:

SIERRA NEVADA

En principio distinguimos:

- a) Paragénesis de metamorfismo regional.
- b) Paragénesis ígneas y de metamorfismo térmico.

Denominamos  $S_0$  a las superficies de estratificación marcadas por diferencias litológicas.  $S_1$  a la esquistosidad de flujo de carácter regional, marcada principalmente por micas, que aparece en lámina delgada (corresponde aproximadamente a la  $S_2$  de ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE, 1974 y a la  $S_1$  de PUGA, 1971).  $S_2$  es la denominación que damos a una esquistosidad de flujo, marcada asimismo por micas fundamentalmente, y que corta o crenula a  $S_1$  (corresponde aproximadamente a las denominadas  $S_1$  por ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE, 1974 y  $S_2$  de PUGA, 1971).  $S_3$  es una esquistosidad de fractura (que puede contener clorita) que atraviesa a  $S_1$  y  $S_2$  (es la denominada  $S_{11}$  por ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE, 1974 y que corresponde aproximadamente a las fases  $D_3$  y  $D_4$  de PUGA y DIAZ de FEDERICO, 1976).

Distinguimos además paragénesis estática (sin formación de esquistosidad) entre los acontecimientos  $S_1$  y  $S_2$  (que denominamos  $F_{+1}$ ), posterior a  $S_2$  (que denominamos  $F_{+2}$ ) y posterior a  $S_3$  (que denominamos  $F_{+3}$ ).

Dejamos en un tercer apartado las esquistosidades que aparecen dentro de granitos, cloritoides y plagioclasas fundamentalmente ( $S_2$  de ESTEVEZ y PEREZ-LORENTE, 1974 y  $S_{-1}$  de PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976), debido a que los restos micáceos formados en estas posibles fases, si los hay, no permiten su estudio más allá de la mera observación. Tampoco señalamos las fases de deformación (como la inmediatamente posterior a  $S_1$ ) y relajamiento, que no producen mineralizaciones de micas. En resumen distinguimos:

$S_1$ : Metamorfismo regional dinamotérmico con formación de moscovita, paragonita, biotita verde y, o, marrón.

$F_{+1}$ : Metamorfismo estático con formación de moscovita y paragonita.

$S_2$ : Metamorfismo regional dinamotérmico con formación de moscovita, paragonita, biotita verde y, o, marrón.

$F_{+2}$ : Metamorfismo estático con formación de moscovita y paragonita.

$S_3$ : Metamorfismo regional dinamotérmico con formación de clorita y eventualmente alguna mica.

$F_{+3}$ : Metamorfismo estático con formación de biotita y sericita eventualmente (ver figuras 31 a 46).

Además existen micas, como se dijo anteriormente, de características ígneas en rocas de composición granítica y pegmatítica, básicas y ultrabásicas y de metamorfismo térmico (en la base del Manto del Mulhacén).

En definitiva, las micas que incluimos en esta memoria son:

Moscovita  $2M_1$ : Ligadas a las fases  $S_1$ ,  $F_{+1}$ ,  $S_2$ ,  $F_{+2}$  y a los gneises ojerosos y pegmatoides del Manto del Mulhacén. Además como producto de alteración de feldespatos y de transformación de andalucitas (sericitas  $2M_1 + 1M?$ ). A veces puede tener una composición más o menos fengítica.

Moscovita oechaterítica  $2M_1$ : Se ha encontrado en un afloramiento de anfibolitas (ortoanfibolitas?) que aparece al oeste de Capileira. Su relación con las fases de metamorfismo antes indicadas, no es clara.

Fuchsita: El politipo estructural es posiblemente  $2M_1$ . Se ha encontrado en mármoles de la Unidad de La Caldera, entre peridotitas casi sin alterar y serpentinitas (BURGOS, com. pers.) en la hoja de Aldeire. También ha sido citada por PUGA (1971) en la misma unidad en la zona Occidental de Sierra Nevada.

Moscovita  $3T$ : Encontrado en los gneises porfiróides de

dos micas de la Unidad de La Caldera del Manto del Mulhacén, ligado a paragénesis ígneas. Una veces este politipo se encuentra en láminas aisladas y otras mezclado con el  $2M_1$ .

Paragonita  $2M_1$ : Ligada a la moscovita  $2M_1$  en casi todos los afloramientos. No aparece en gneises ni en las cuarcitas micáceas del techo del Manto del Veleta. En el resto de la cuarcitas micáceas no suele aparecer.

Biotitas: Su politipo estructural no ha podido ser determinado. En general los cristales de biotita están muy mal representados en Sierra Nevada. Unas veces son productos de alteración de granates, moscovitas o cloritas y otras se encuentran parcial o totalmente transformados en granates y cloritas. Fundamentalmente hay tres tipos de biotitas, aunque se han observado al microscopio términos no encasillables dentro de ninguno o que presentan caracteres comunes a todos ellos, incluso en un mismo cristal. Estos son:

a) Biotita roja: Ligada fundamentalmente a gneises del Manto del Mulhacén y posiblemente a paragénesis ígneas.

b) Biotita marrón: Ligada a metamorfismo regional, retrometamorfismo (en micasquistos del Manto del Veleta, y micasquistos y gneises del Manto del Mulhacén). En el Manto del Veleta, la mayoría de las biotitas se encuentran desorientadas y proceden de cloritas de  $S_3$  re-

cristalizadas en la fase  $F_{+3}$ .

c) Biotita verde: Fundamentalmente se ha encontrado en gneises del Manto del Mulhacén.

### ALPUJÁRRIDES

Atendiendo a las rocas de edad posiblemente - más antigua, hemos distinguido las siguientes fases en las que se forma mica (seguimos la terminología propuesta por TORRES ROLDAN, 1974).

$D_1$ .- Formación de esquistosidad  $S_1$  de flujo - con filosilicatos (¿moscovita, paragonita, biotita?).

$D_2$ .- Formación de esquistosidad de flujo  $S_2$  - con moscovita y biotita. No se ha encontrado restos de paragonita.

Inter  $D_1$ - $D_2$ .- Metamorfismo estático sin formación de esquistosidad. Las micas formadas son fundamentalmente moscovitas. No se han encontrado restos de paragonita.

$D_3$ .- Fase de formación con micropliegues que dan lugar a una esquistosidad de crenulación  $S_3$ . No se han observado formación de micas.

Post  $D_3$ .- Metamorfismo estático que da lugar a peciloblastos de moscovita y biotitas (rojas, marrones y verdes). No se ha observado paragonita.

Las relaciones estructurales correspondientes pueden observarse en las figuras 47 a 56 . Dejamos -- de señalar otras fases posteriores que no dan lugar a mineralizaciones.

Conviene indicar, que TORRES-ROLDAN (1974) ha determinado que las fases  $D_1$  y  $D_2$  llegan hasta la isograda del feldespató potásico, con metamorfismo progresivo, aunque las relaciones paragenéticas entre ambas fases y con las intercinemáticas no están claramente definidas -- aún.

En unidades más superiores, situadas más al -- norte, las fases metamórficas indicadas no tienen la misma representación que aquí (los esquemas corresponden a micasquistos de la serie de La Mona de BOULIN, 1968 procedentes del norte de Almuñecar y sur de Jete), pero el esquema propuesto es bastante completo y puede generalizarse. En cuanto a las filitas alpujárrides, hay que indicar que presentan dos esquistosidades de flujo que no pasan de la zona de la clorita y que presentan siempre -- moscovita y paragonita.

Fig. 31 .- Unidad de La Caldera (Manto del Mulhacén). --- Micasquisto grafitoso. Haces flexuosos de micas blancas alternantes con láminas de grafito. Puede observarse sus relaciones con  $S_2$ , en que también se forma mica blanca - en menor cuantía que en  $S_1$ . (Ver el esquema de la figura 35 ).

Fig. 32 .- Unidad de La Caldera (Manto del Mulhacén). -- Micasquisto. Láminas de micas de  $F_{+2}$  que han crecido sobre  $S_1$  y  $S_2$ . Puede observarse una fase de deformación posterior a  $S_1$  y anterior a  $F_{+1}$  que no se tiene en cuenta - en esta memoria. (Ver el esquema de la figura 36).

Fig. 33 .- Unidad de La Caldera (Manto del Mulhacén). -- Micasquisto. Láminas de micas formadas en  $F_{+2}$ . (Ver el - esquema de la figura 37 ).

Fig. 34 .- Unidad de La Caldera (Manto del Mulhacén). -- Micasquisto. Idem figura anterior. (Ver el esquema de la figura 38 ).

Fig. 35 .- Esquema simplificado de la figura 31 .

Fig. 36 .- Esquema simplificado de la figura 32 .

Fig. 37 .- Esquema simplificado de la figura 33 .

Fig. 38 .- Esquema simplificado de la figura 34 .



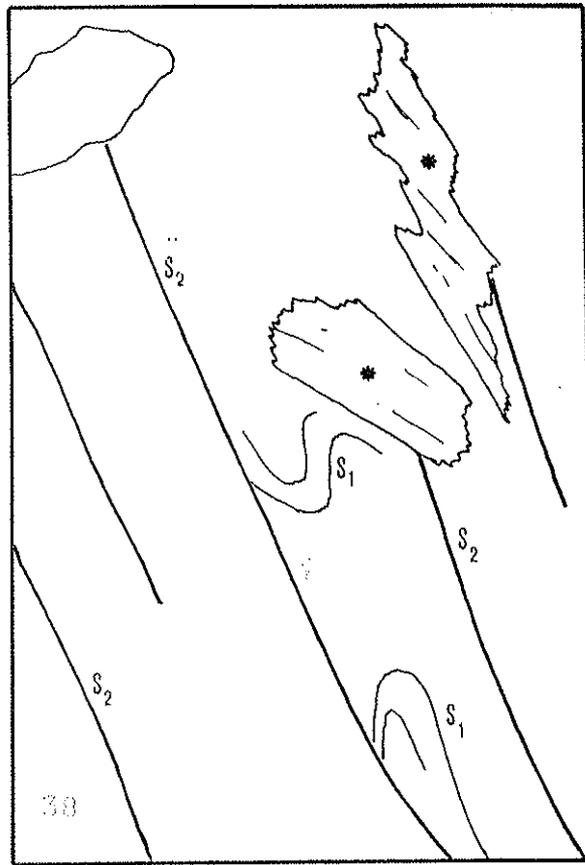
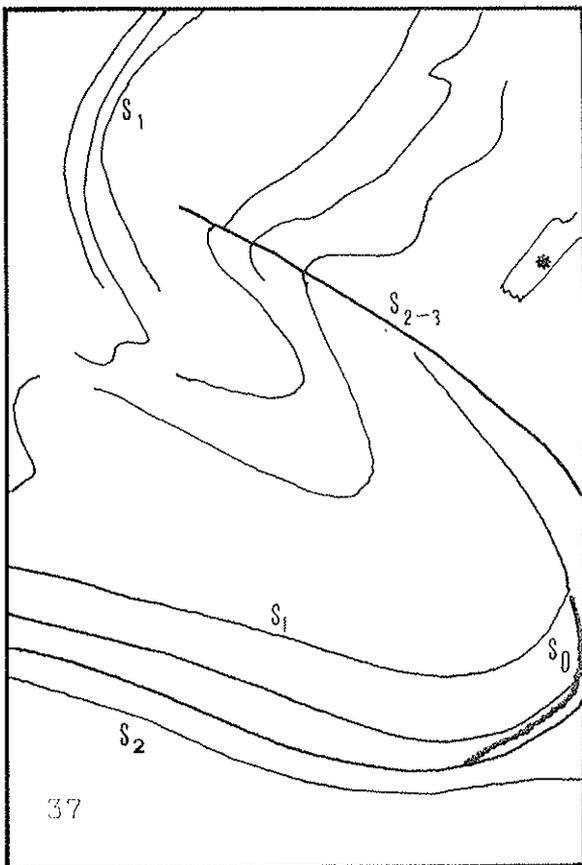
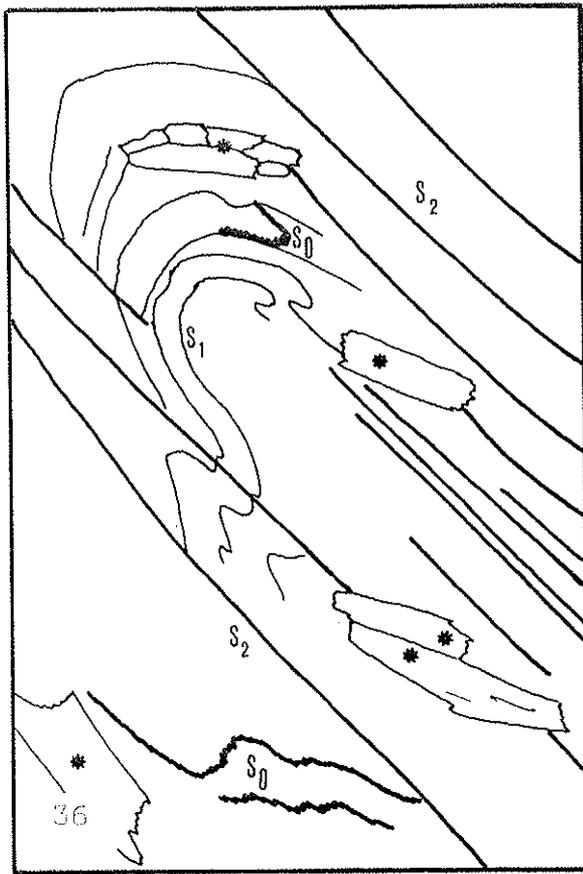
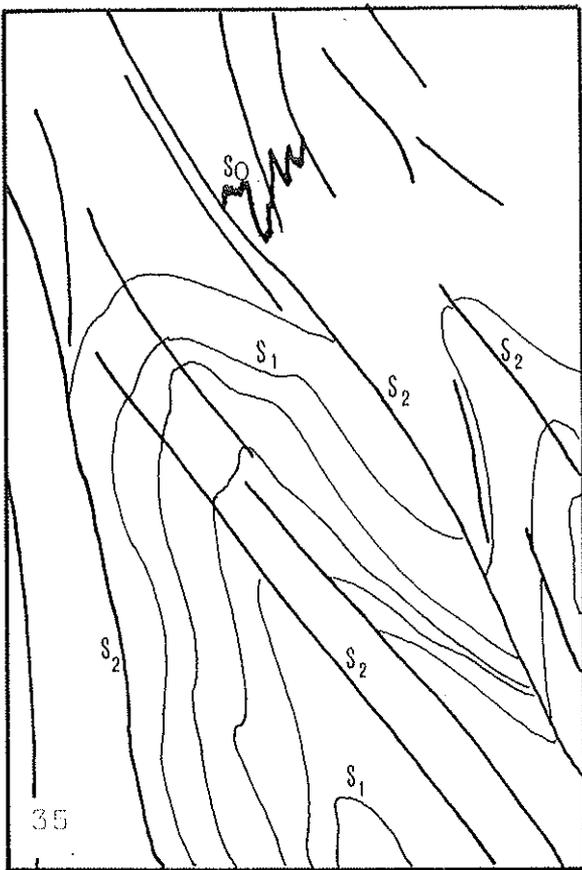


Fig. 39 .-Unidad de Las Sabinas (Manto del Mulhacén).  
Micasquisto. Micas blancas de  $F_{+2}$  (y de  $S_2$ ?). (Ver el -  
esquema de la figura 43 ).

Fig. 40 .-Unidad de Las Sabinas (Manto del Mulhacén).  
Micasquisto. Micas blancas de  $F_{+2}$ . (Ver el esquema de -  
la figura 44 ).

Fig. 41 .-Unidad de Las Sabinas (Manto del Mulhacén).  
Micasquisto. Micas blancas de  $S_2$  y  $F_{+2}$ . (Ver el esquema  
de la figura 45 ).

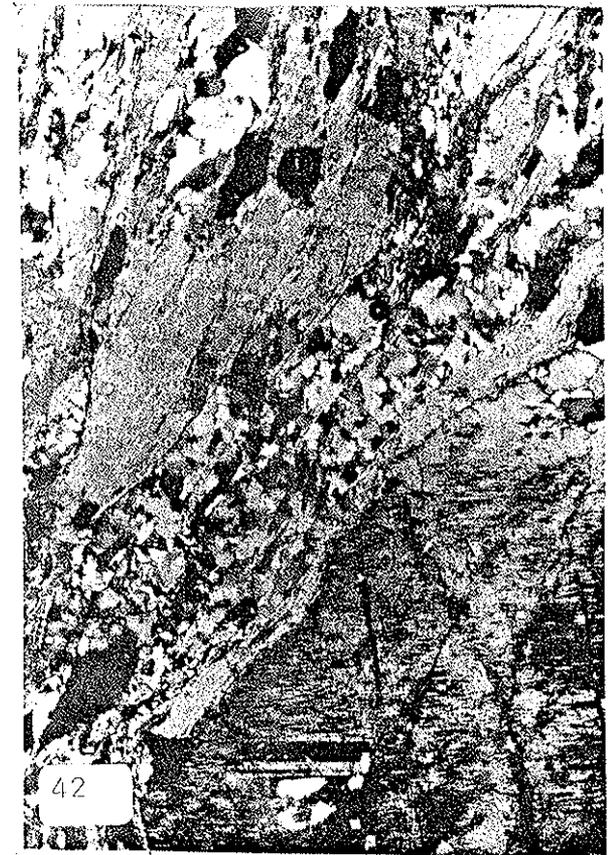
Fig. 42 .-Unidad de Las Sabinas (Manto del Mulhacén).  
Micasquisto. Moscovitas de  $F_{+2}$  y sericitas de alteración  
de feldspatos. (Ver el esquema de la figura 46 ).

Fig. 43 .- Esquema simplificado de la figura 39 .

Fig. 44 .- Esquema simplificado de la figura 40 .

Fig. 45 .- Esquema simplificado de la figura 41 .

Fig. 46 .- Esquema simplificado de la figura 42 .



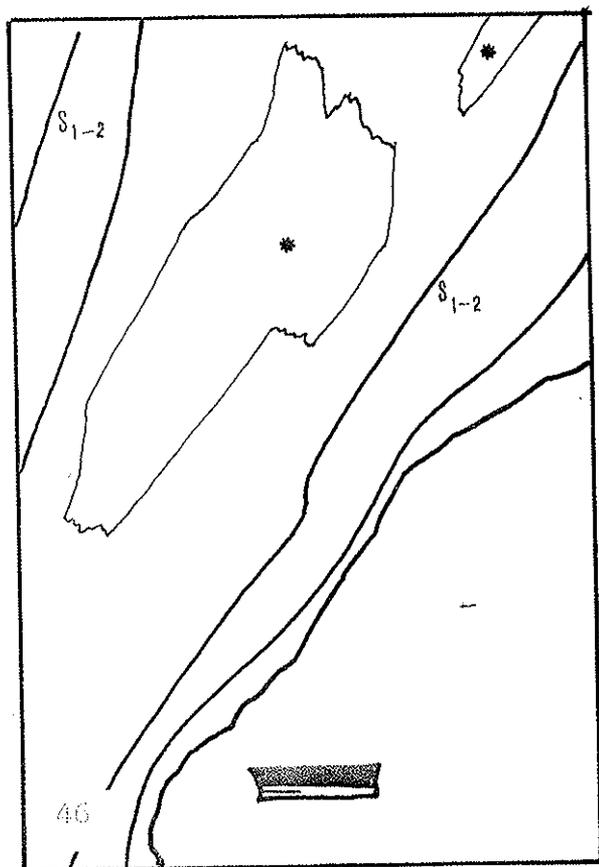
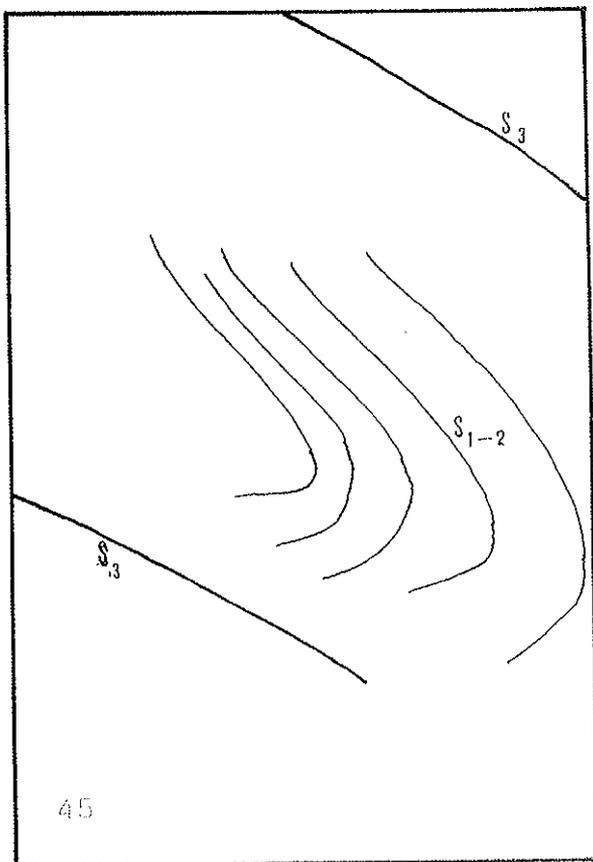
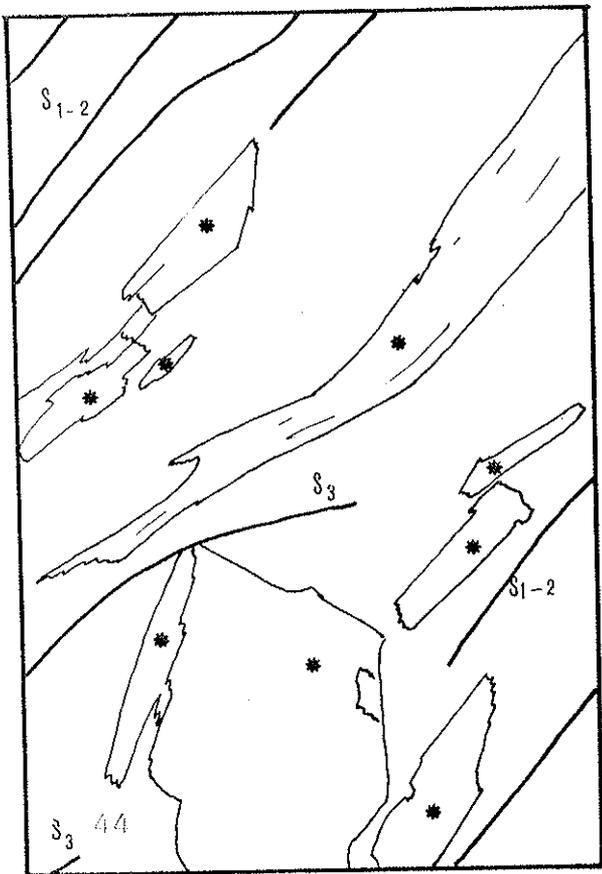
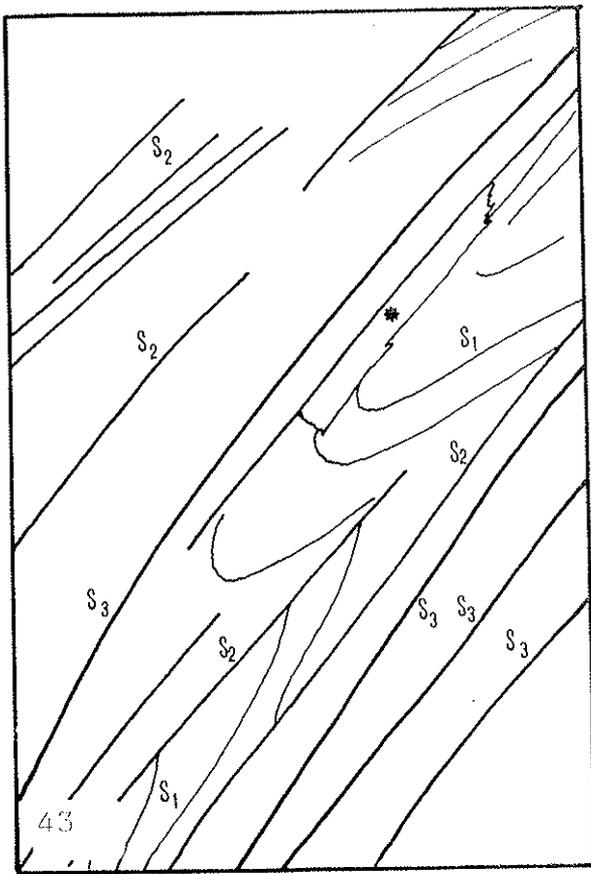


Fig. 47 .- Moscovitas formadas principalmente durante la fase  $D_2$  (posiblemente queden trazas de micas de  $D_1$ ). También existen algunas moscovitas y biotitas de la fase intercinemática  $D_2-D_3$ .

Fig. 48 .- Moscovitas de la fase intercinemática  $D_2-D_3$ .

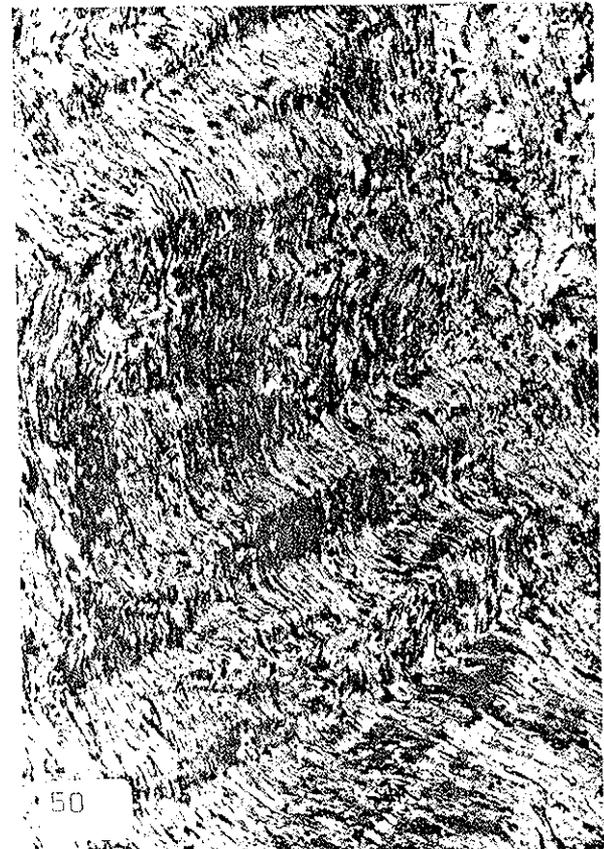
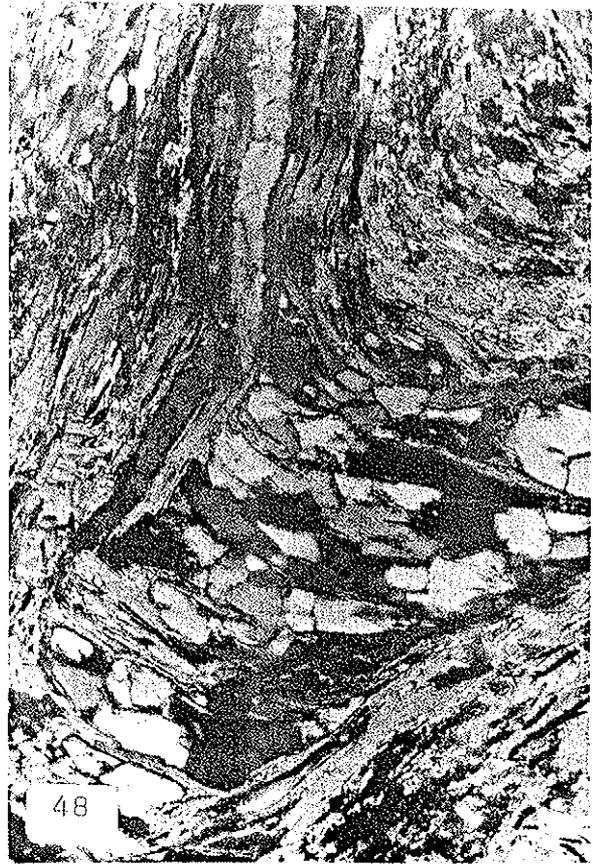
Fig. 49 .- Moscovitas de la fase intercinemática  $D_2-D_3$  y biotitas de la fase estática posterior a  $D_3$ . El fenocristal que se observa es de albita y paragenético con la biotita.

Fig. 50 .- Micas de la fase intercinemática post  $D_2$  plegadas en  $D_3$ .

Figs. 51, 52, 53 y 54.-Esquemas explicativos de las fotografías de las figuras 47, 48, 49 y 50 respectivamente.

Fig. 55 .- Biotitas verdes, biotitas marrones, moscovitas, estaurolitos y sillimanitas de la fase estática posterior a  $D_3$  (solo polarizador).

Fig. 56 .- Idem Figura 55, con los polarizadores cruzados.







DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES

MOSCOVITA  $2M_1$

Propiedades ópticas

$$n_p = 1,562 - 1,570.$$

$$n_m = 1,582 - 1,596.$$

$$n_g = 1,595 - 1,608.$$

$$\text{Birrefringencia} = 0,045.$$

$$2V_{\alpha} \text{ máximo} = 41^{\circ}.$$

$$2V_{\alpha} \text{ más frecuente} = 37^{\circ} \text{ (Ver fig. 57).}$$

Dispersión :  $r > v$

Exfoliación: (001) perfecta.

Maclas: Polisintética con plano de composición (001) y otros con eje de macla  $[310]$  que hace disminuir el ángulo de ejes ópticos hasta valores próximos o iguales a cero.

Pleocroísmo: No presenta casi nunca excepto en algunas micas fenólicas procedentes de gneises de la Unidad de La Caldera.

Dimensiones reticulares

$d_{(001)} =$	Unidad de Las Sabinas....	19,90 - 20,00 Å
	Unidad de La Caldera....	19,85 - 19,97 Å
	Manto del Veleta.....	19,94 - 19,99 Å
$b_0 =$	Unidad de Las Sabinas....	8,970- 9,025 Å
	Unidad de La Caldera....	8,973- 9,040 Å
	Manto del Veleta.....	8,984- 8,993 Å

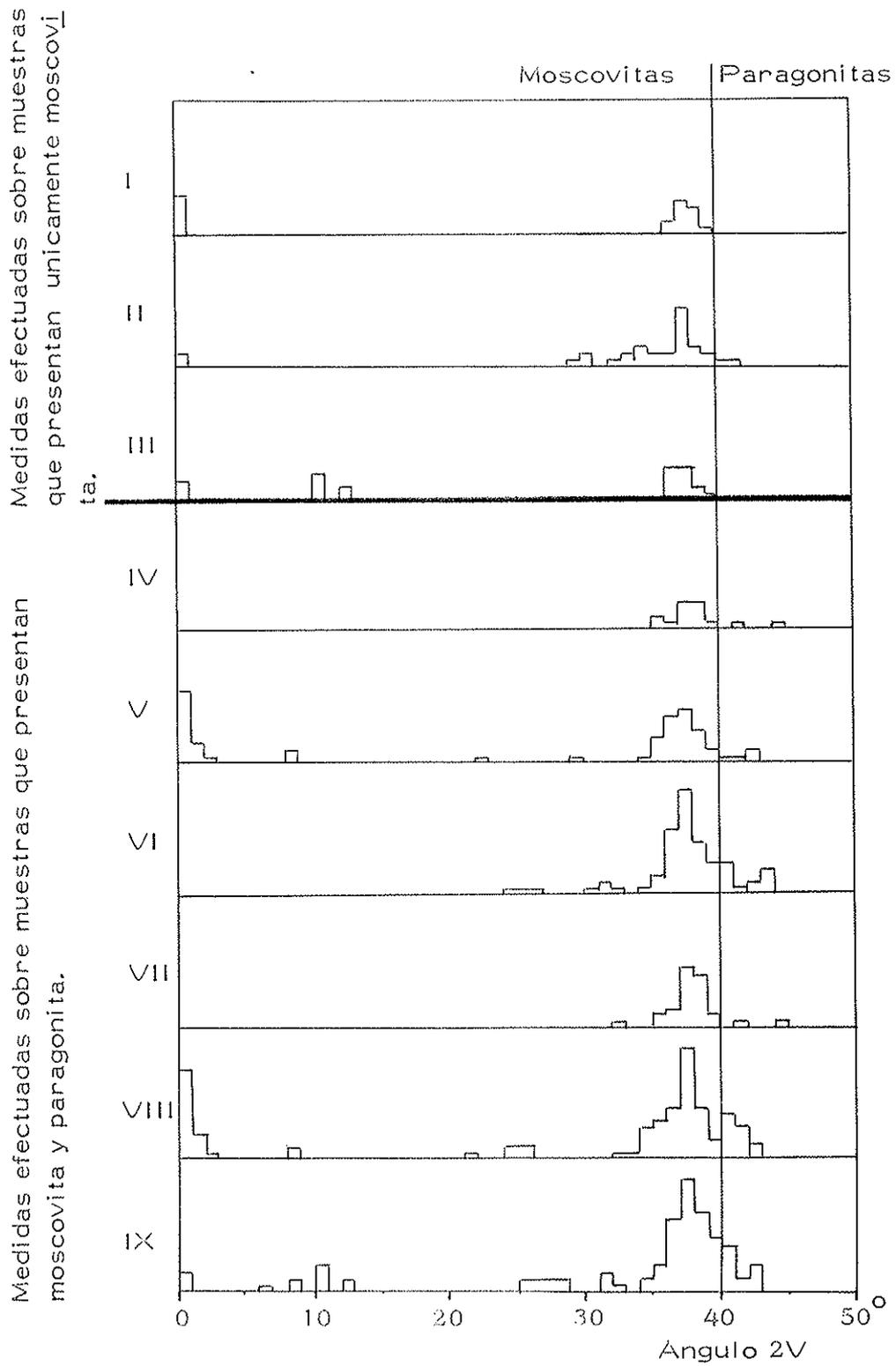
$$a_0 = \begin{cases} \text{Unidad de Las Sabinas} \dots 5,179 - 5,211 \text{ \AA} \\ \text{Unidad de La Caldera} \dots 5,181 - 5,216 \text{ \AA} \\ \text{Manto del Veleta} \dots 5,187 - 5,192 \text{ \AA} \end{cases}$$

Grupo espacial: C 2/c.

---

Fig. 57 .Histogramas de valores de  $2V$  medidos en micas blancas de Sierra Nevada. Los valores de  $2V = 0^\circ$  se deben en parte a micas 3T como ya indicaron HENDRIKS ---- (1939) y AXELROD (1949) y en parte a micas con apilamiento turbostático (comprobado con métodos de cristal único en cámara plana). El valor de  $2V$  más frecuente en moscovita  $2M_1$ , es de  $37^\circ$ . Los valores intermedios se deben a diferentes grados de maclaje con eje  $[310]$  que hacen aumentar la simetría, el mismo apilamiento turbostático, a la mezcla de micas 3T y  $2M_1$  (DONALD BLOSS, 1965. KIHORA, 1975). Si se colocan sobre un portaobjetos láminas de mica apiladas en forma de hélice y unidas por un bálsamo (o glicerina) puede observarse como el ángulo  $2V$  disminuye progresivamente incluso hasta un valor cero.

Puede observarse la ausencia de este fenómeno en las micas de la Unidad de Las Sabinas. En la Unidad de La Caldera este hecho ocurre pero es muy poco frecuente. Sin embargo en el Manto del Veleta es un hecho casi general.



I, IV y VII :Sabinas  
 II, V y VIII: Caldera  
 III, VI y IX: Manto del Veleto

Fig. 57.

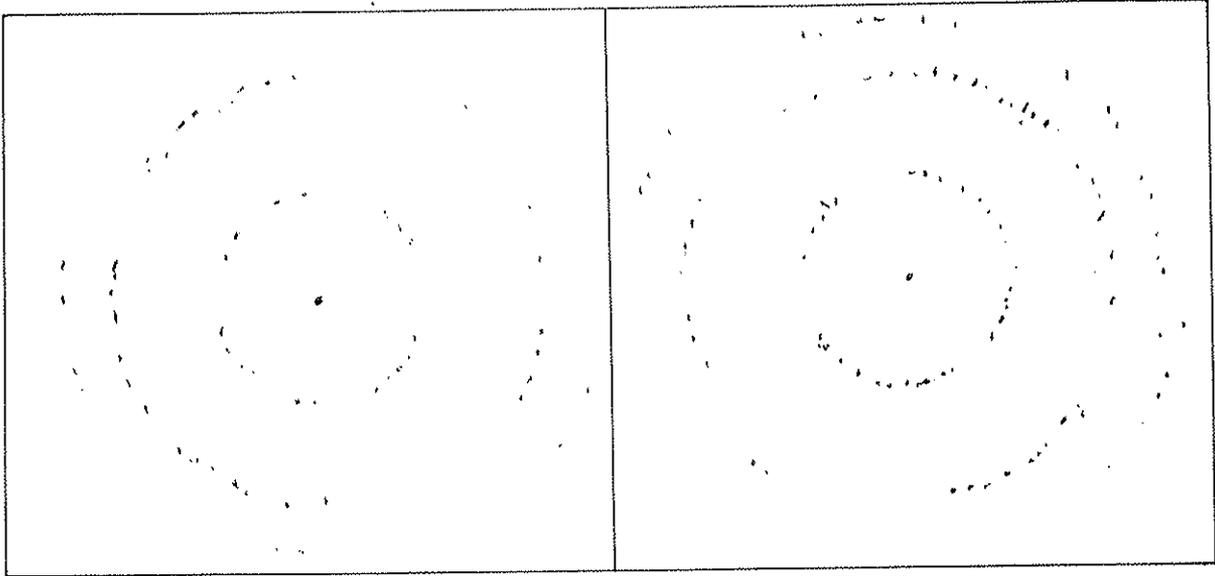


Figura 58

Figura 59

Figuras 58, 59 y 60. Diferentes grados de empilamiento turbostático de moscovitas  $2M_1$  con ángulo  $2V$  máximo de 37 grados. Se ha utilizado una cámara plana y radiación de  $\text{Cu K}_\alpha$ .

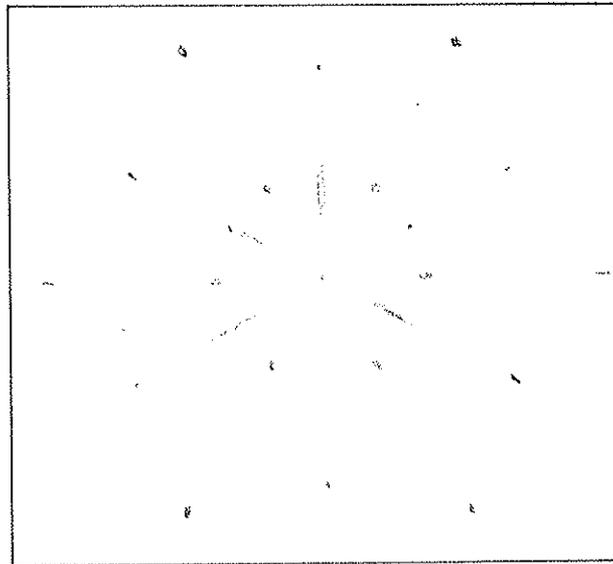


Figura 60.

Datos químicos

	1	2	3	4
K <sub>2</sub> O	9,15	8,92	7,93	8,04
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,45	0,55	0,00
Rb <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,05	0,02
CaO	0,21	0,25	0,08	0,19
BaO	0,04	0,09	0,07	0,05
MgO	1,19	2,14	1,09	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (A)	0,43	3,14	4,46	5,40
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,38	0,61	0,60
SrO	0,00	0,01	0,01	< 0,01
Li <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,01	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,86	31,58	29,40	29,19
SiO <sub>2</sub>	50,20	50,91	50,11	49,93
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,48	3,05	4,76	5,72
TOTAL	99,41	100,09	99,12	99,50

Número de iones en base a 48 O<sup>-2</sup>:

K	3,09	2,92	2,69	2,69
Na	0,12	0,22	0,28	0,00
Rb	0,00 3,37 ★	0,00 3,31 ★	0,01 3,05 ★	0,00 2,80 ★
Ca	0,06	0,07	0,02	0,04
Ba	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,47	0,82	0,43	0,09
Fe	0,09	0,61	0,89	1,09
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00 23,39 ★	0,00 23,61 ★	0,00 23,63 ★	0,00 23,89 ★
Ti	0,17	0,07	0,12	0,12
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,00	0,00	0,02
Al	7,24	6,57	6,53	6,65
Al	2,71 61,29 *	2,92 61,08 *	2,68 61,32 *	2,69 61,31 *
Si	13,29	13,08	13,32	13,31
b <sub>0</sub> (Å)	9,000	8,999	9,028	9,026
d <sub>002</sub> (Å)	9,965	9,975	9,966	9,960
2V	35,9°	39,5°	36,8°	0 y 31,0°

1. - Mármol cipolínico: Calcita-dolomita-cuarzo-hematites-moscovita, Unidad de Las Sabinas (Atiquife).

2. - Micasquisto feldespático: Cuarzo-moscovita-microclina-oligoclasa-granate, Unidad de Las Sabinas (Collado de Las Sabinas).

3. - Cuarzo feldespático: Cuarzo-tendquite-granate-turmalina-moscovita, Manto del Veleta (Prado Llano).

4. - Micasquisto feldespático: Cuarzo-microclina-oligoclasa-granates-moscovita, Unidad de Las Sabinas (Collado de Las Sabinas).

(1) Todos los análisis de Fe de este mineral se expresaron como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sin perjuicio de que lo mayoré el mismo está en forma de FeO.

	5	6	7	8
K <sub>2</sub> O	8,00	6,92	8,27	8,28
Na <sub>2</sub> O	1,31	0,66	1,07	0,83
Rb <sub>2</sub> O	0,02	0,10	0,02	0,02
CaO	0,33	0,19	0,18	0,29
BaO	0,11	0,05	0,05	0,11
MgO	1,83	0,13	1,19	0,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	4,30	3,81	3,95
MnO	0,04	0,05	0,07	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,36	0,32	0,35
SrO	0,01	0,01	0,00	0,02
Li <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,27	31,31	30,78	32,63
SiO <sub>2</sub>	50,56	53,50	49,92	49,71
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,12	4,31	3,91	3,38
<b>TOTAL</b>	<b>100,68</b>	<b>100,01</b>	<b>99,59</b>	<b>101,37</b>
Número de fones en base a 48 O <sup>2-</sup> :				
K	2,64	2,32	2,77	2,71
Na	0,66	0,04	0,54	0,41
Rb	0,00 3,51 ★	0,02 2,79 ★	0,00 3,43 ★	0,00 3,31 ★
Ca	0,09	0,05	0,05	0,08
Ba	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,71	0,05	0,47	0,68
Fe	0,92	0,85	0,75	0,76
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr	0,00 23,41 ★	0,00 23,93 ★	0,00 23,945 ★	0,00 23,91 ★
Ti	0,07	0,07	0,06	0,07
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	6,37	6,99	6,66	6,66
Al	2,92 61,08 *	2,72 61,28 *	2,88 61,11 *	3,23 60,78 *
Si	13,08	13,28	13,12	12,77
b <sub>0</sub> (Å)	9,013	8,989	8,999	8,999
d <sub>002</sub> (Å)	9,960	9,961	9,966	9,965
2V	39,6°	39,1°	40,6°	38,0°

5. - Micasquisto con granate: Cuarzo-moscovita-paragonita-granate-estaurofita-grafito. Unidad de La Caldera (Mulhacén).

6. - Micasquisto con granate: Cuarzo-moscovita-paragonita-biotita-grafito. Manto del Veleta (Prado Llano).

7. - Micasquisto con granate: Moscovita-paragonita-turmalina-clorita. Unidad de Las Sabinas (Collado de Las Sabinas).

8. - Micasquisto: Cuarzo-moscovita-paragonita-calcita-clorita-magnetita. Unidad de La Caldera (Prado Llano).

	9	10	11	12
K <sub>2</sub> O	8,23	7,80	9,90	9,98
Na <sub>2</sub> O	1,60	0,46	0,50	0,31
Rb <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,00
CaO	0,54	0,11	0,06	0,03
BaO	0,07	0,05	0,02	0,01
MgO	1,78	0,90	0,63	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	2,80	5,46	8,12
MnO	0,06	0,01	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,33	0,52	0,32
SrO	0,02	0,01	0,00	0,02
Li <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,96	30,84	28,57	28,22
SiO <sub>2</sub>	48,29	53,61	50,20	50,63
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,25	3,27	4,30	3,77
TOTAL	100,24	101,23	100,21	101,57
Número de iones en base a 48 O <sup>2-</sup> :				
K	2,34	2,71	3,35	3,34
Na	0,69	0,45	0,26	0,16
Rb	0,00 3,31 ★	0,00 3,20 ★	0,00 3,65 ★	0,00 3,52 ★
Ca	0,13	0,03	0,02	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,59	0,34	0,25	0,04
Fe	0,66	0,29	1,09	1,60
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00 24,92 ★	0,00 23,06 ★	0,00 23,03 ★	0,00 23,20 ★
Ti	0,08	0,06	0,10	0,06
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,01	0,04	0,04
Al	6,80	7,07	6,26	6,00
Al	2,90 59,78 *	2,25 61,74 *	2,67 61,33 *	2,72 61,28 *
Si	12,77	13,75	13,33	13,28
b <sub>0</sub> (Å)	8,999	8,989		
d <sub>002</sub> (Å)	9,975	9,960		
2V	2 y 37°	40,0°		

9. - Micasquisto feldespático con granates: Cuarzo-moscovita-paragonita-clorita-epidota-feldespato-calcita. Unidad de Las Sabinas (Collado de Las Sabinas).

10. - Micasquisto con granate: Cuarzo-moscovita-paragonita-granate-estauroilita-grafito, Unidad de La Caldera (Prado Llano).

11. - Gneis: Cuarzo-oligoclasa-microclina-moscovita-biotita-turmalina-magnetita. Unidad de Las Sabinas (Pitetas).

12. - Gneis: Cuarzo-oligoclasa-feldespato potásico-moscovita-turmalina-granate-magnetita. Unidad de La Caldera (Cañar).

★ Suma de cargas de los cationes interlaminares. ★ Idem cationes octaédricos. ✱ Idem cationes tetraédricos.

De acuerdo con estos datos de análisis químicos, todas las moscovitas tienen un cierto componente celadonítico, que de acuerdo con el límite de 12,5 de  $Fe^{2+} + Mg$  propuesto por GRAESER et NIGGLI (1967) para las moscovitas y fengitas y con la consideración de que la mayoría del hierro es ferroso, resultan ser moscovitas en sentido estricto las micas señaladas con los números 1, 6 y 10 y fengitas las señaladas con 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 11 y 12 .

Es interesante destacar el elevado déficit de carga que presentan todas las láminas, pues raramente --llegan los cationes interlaminares a totalizar cuatro --cargas. Asimismo, como se verá después, hay que indicar que el espaciado  $d_{(002)}$  es más pequeño del normal, debido a la capa octaédrica fundamentalmente, más que a la paragonita en solución sólida que puedan presentar.

La muestra número cuatro presenta el interés --especial de carecer de sodio. Por el contrario las indicadas con los números cinco, seis, siete, ocho, nueve y diez, presentan sodio en exceso que da lugar a paragonita como fase independiente (no más de un diez por ciento en moles, según análisis semicuantitativos).

En las figuras 61 a 64 se indican las relaciones entre los cationes mayoritarios y minoritarios de las capas octaédricas y de los cationes interlaminares.

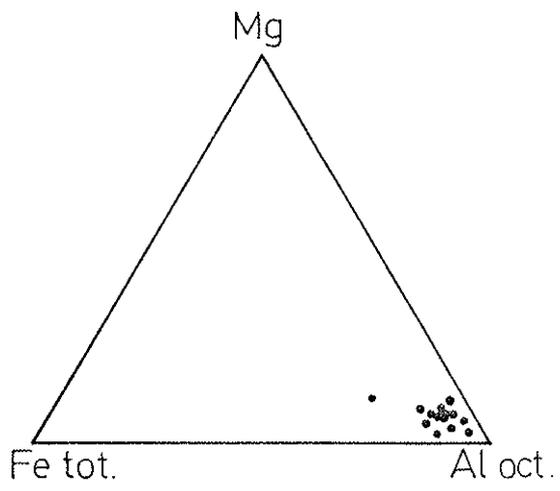


Figura 61

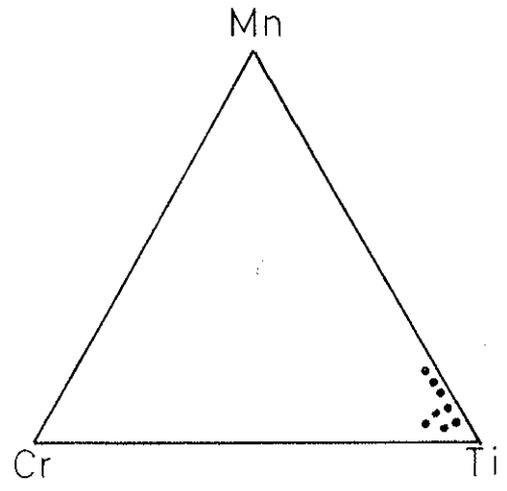


Figura 62

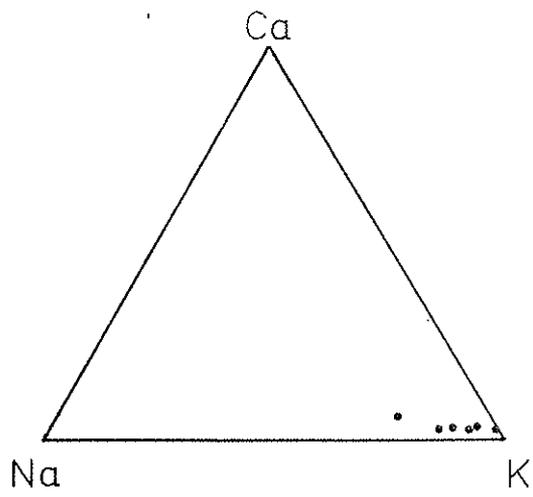


Figura 63

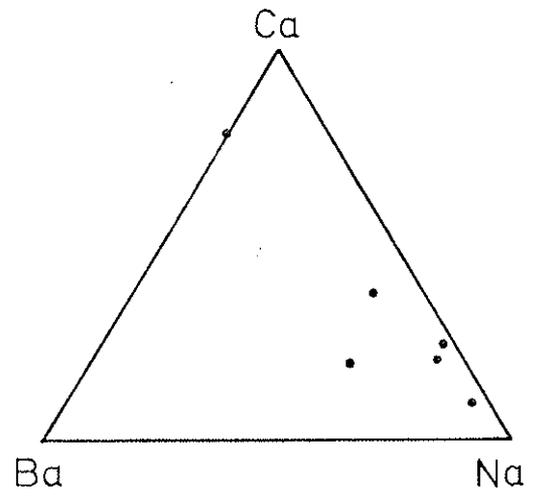
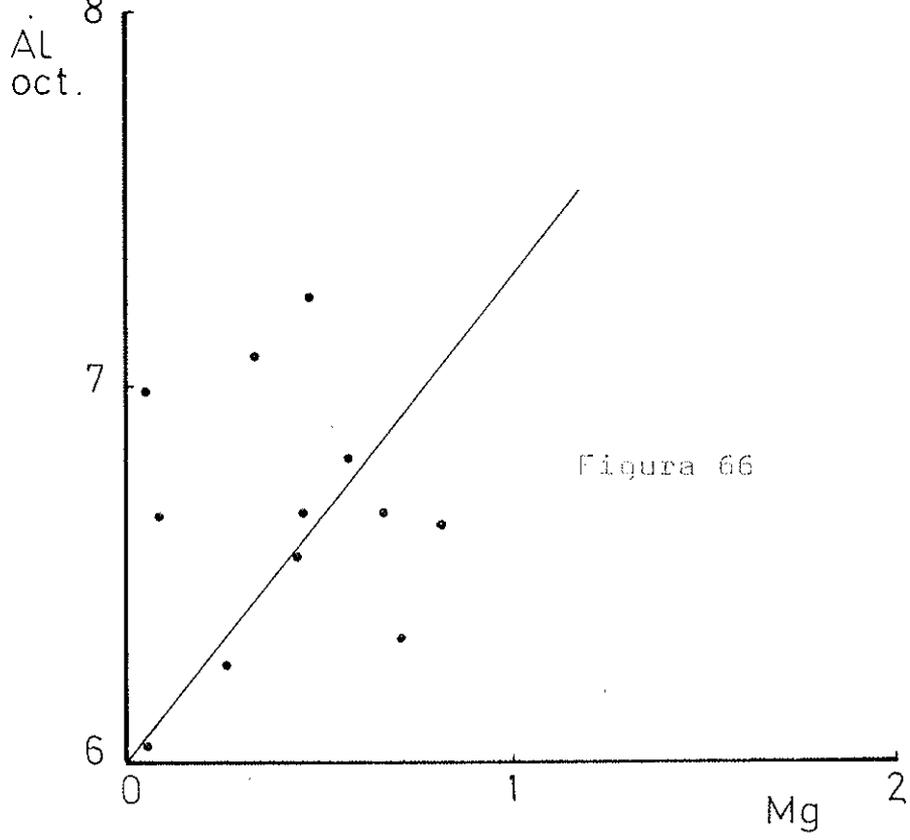
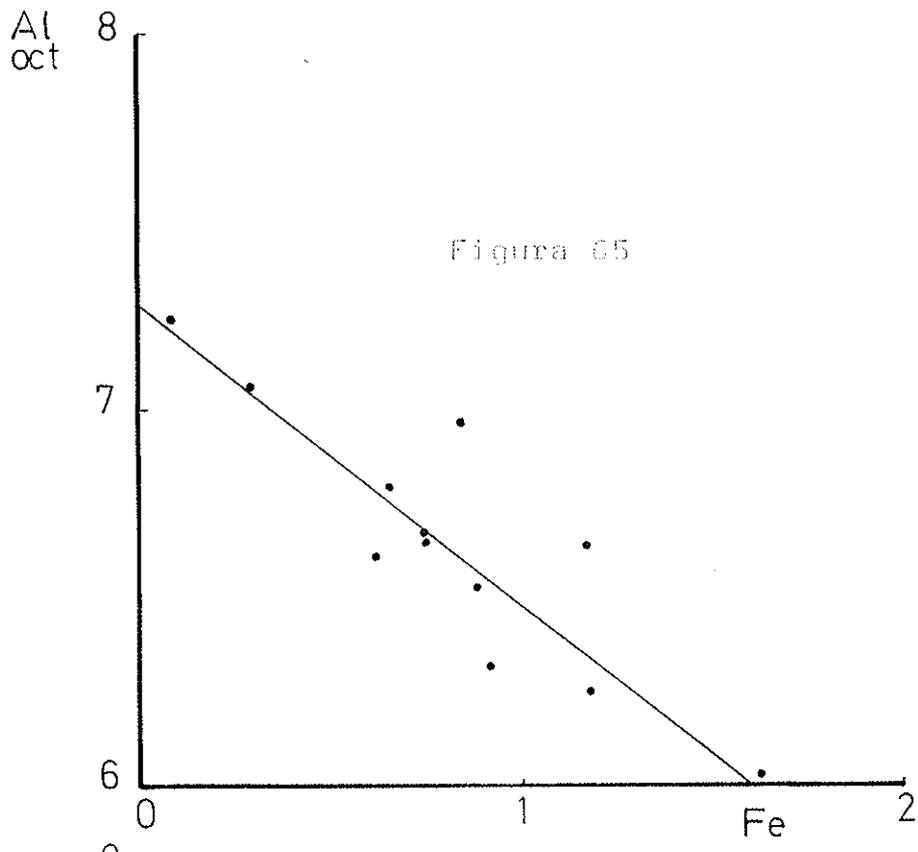
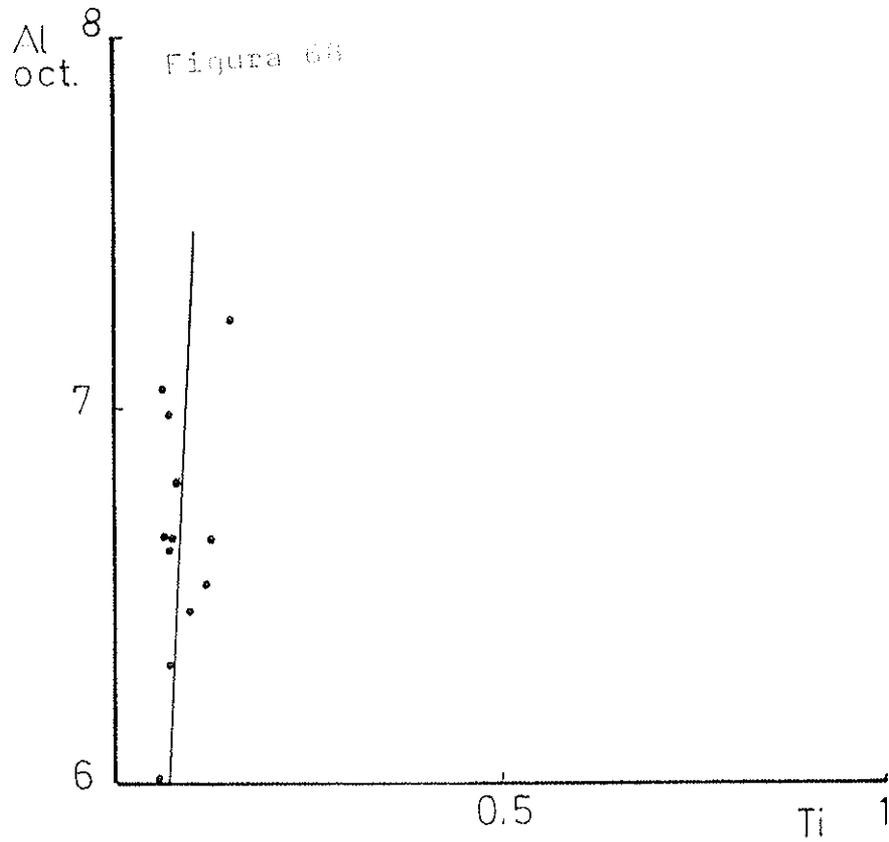
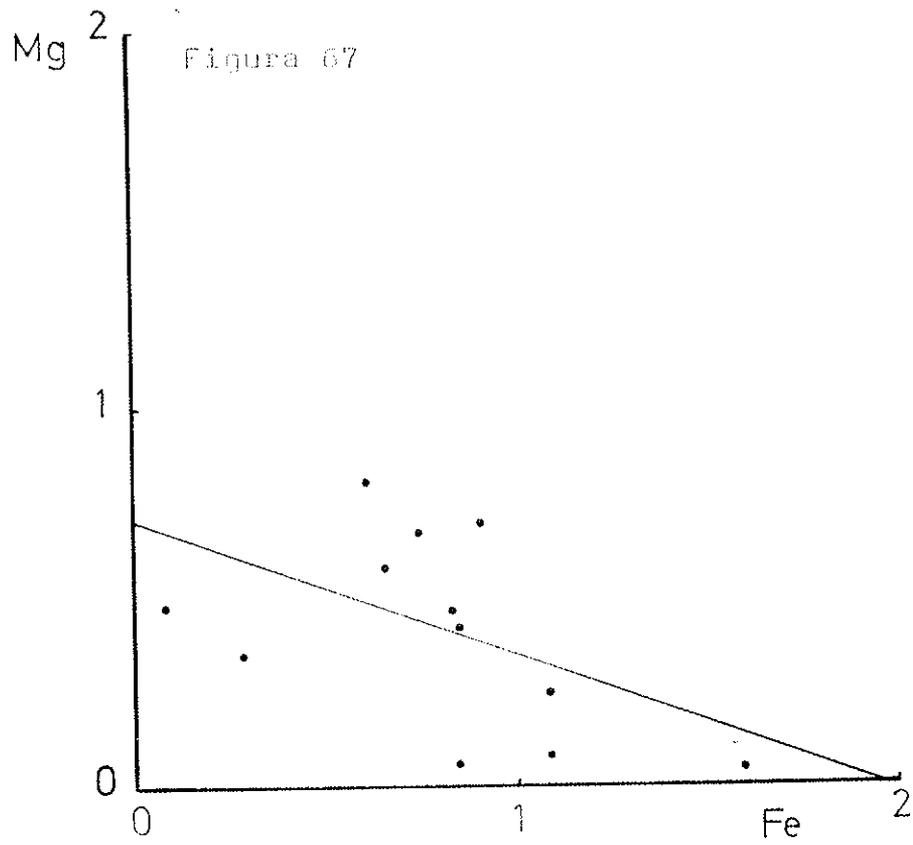


Figura 64

En la figura 65 se observa como la desviación de la composición moscovítica en sentido estricto hacia términos más trioctaédricos (o más fengíticos en su caso) se realiza con pérdida de  $Al^{VI}$  en beneficio de hierro en forma aproximadamente lineal, de acuerdo además con CIPRIANI et al (1971). Sin embargo, parece ser que el magnesio tiene un comportamiento similar al aluminio en cuanto a su participación en la estructura de la moscovita, aunque esta relación no está nada clara como -- puede verse en la figura 66 .

De hecho se ha obtenido una correlación negativa entre los contenidos de hierro y magnesio de las moscovitas fengíticas analizadas, lo que nos habla ya -- de un comportamiento opuesto de estos dos elementos en cuanto al metamorfismo de esta región. Por el contrario CIPRIANI et al (1971), DUNDYER de SEGONZAC et al (1972) y GUIDOTTI (1973) señalan un comportamiento similar del hierro y del magnesio frente al aluminio en las micas -- cuando aumenta el grado de metamorfismo. (A mayor temperatura, más aluminio, menos hierro y menos magnesio. A mayor presión más hierro y magnesio y menos aluminio). No obstante, nosotros creemos que el mayor grado de empresibilidad del hierro frente al magnesio debe producir diferencias en cuanto a su comportamiento al aumentar la entalpía, por lo que a mayor presión de metamorfismo debe favorecerse la entrada del hierro frente al aluminio y al magnesio en la red de la moscovita (figura 67).





La sustitución de aluminio octaédrico por titanio, no parece guardar ninguna correlación significativa en las micas analizadas, como se observa en la figura 68 .

### Grupo espacial

Se ha determinado mediante métodos de cristal único según el siguiente esquema:

a) Orientación del cristal mediante la figura de interferencia. Se ha deducido que el eje  $b_0$  coincide con el plano de los ejes ópticos (micas de primer orden). La elección de los cristales para la determinación del grupo espacial, se ha hecho después de un proceso de eliminación sistemática de especímenes de acuerdo con criterios como:

- ausencia de maclas
- ausencia de empilamientos turbillonarios
- ausencia de inclusiones y
- ausencia de dobleces.

b) Ajuste del cristal mediante un capilar a una cabeza goniométrica. El eje de giro principal es paralelo a  $a_0$ .

c) Diagramas de oscilación, con giros de  $\pm 15^\circ$  alrededor de  $a_0$  para reajustar la orientación del cristal.

d) Diagramas de cristal rotatorio alrededor de

$a_0$  para determinar el período de repetición según [100].

e) Diagramas de Weissenberg del nivel cero - (conteniendo a  $b^*$  y  $c^*$ ) mediante rayos X normales al - eje  $a_0$ .

f) Diagramas de Weissenberg por el método de equi-inclinación de los demás niveles de difracción.

g) Normalización de la red en los diferentes - niveles.

En las figuras 69 , 70 , 71 , 72 , 73 y 74 , se han esquematizado los resultados obtenidos. No se han - incluido las reflexiones con el índice  $k$  negativo por ser los diagramas centrosimétricos.

Puede observarse que el espaciado basal (se-- gún la dirección de  $c^*$ ) es de  $20 \text{ \AA}$ . No aparecen las re-- flexiones (001), (003), (005), (007), etc. Tampoco las -- (010), (030), (050), (070), etc. La condición general para que exista reflexión es que  $h + k = 2n$ .

De acuerdo con estos datos, y según las condi-- ciones para cada tipo de red, el grupo espacial debe -- ser  $C 2/c$ . El plano de deslizamiento ha de ser paralelo a (010), por lo que el politipo estructural es el  $2M_1(1)$ .

(1) Para esta deducción se han utilizado las tablas de BLOSS (1971), páginas 504, 508 y 509.

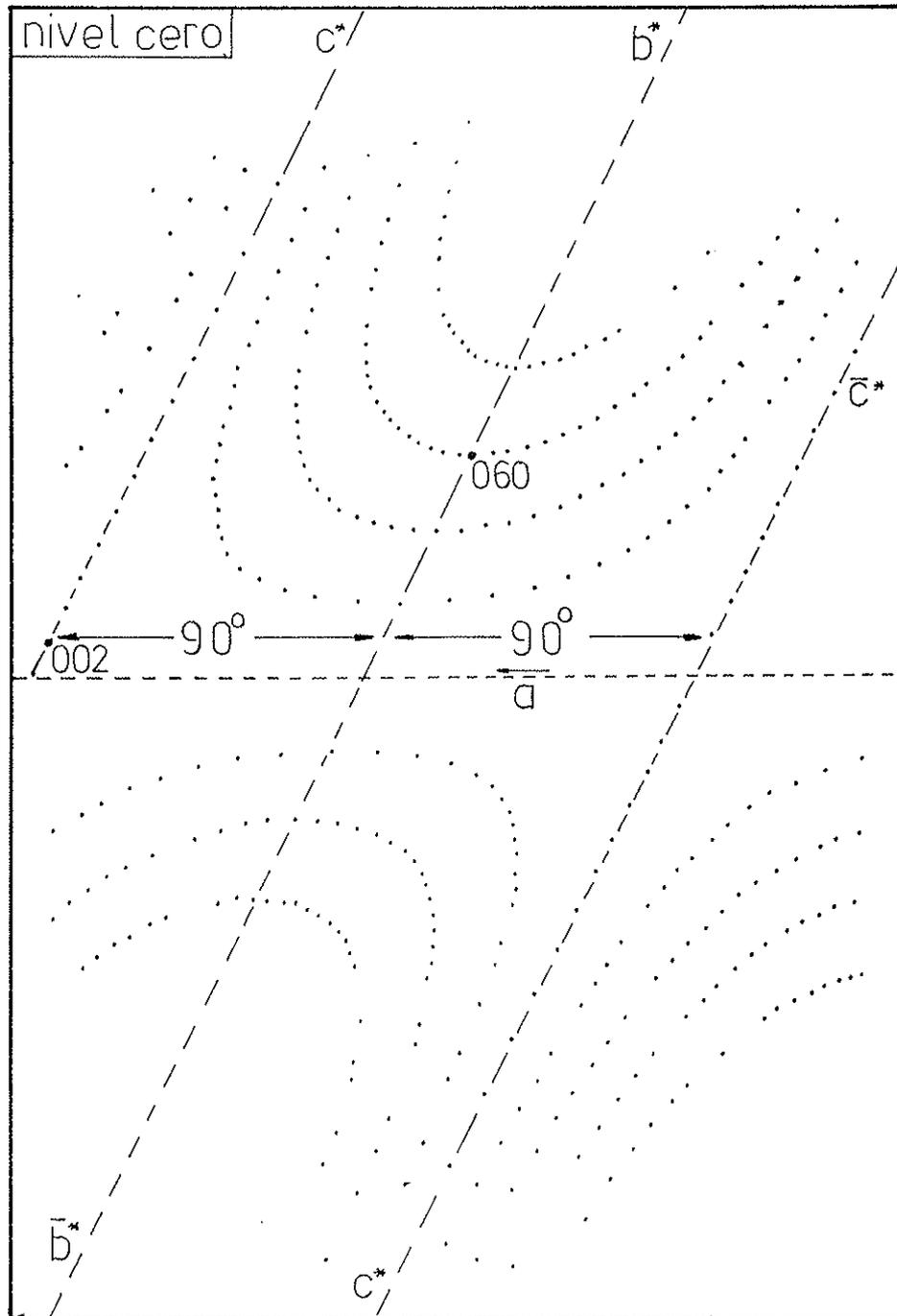


Fig. 69 : Nivel cero de una moscovita  $2M_1$ . Contiene las reflexiones  $(0kl)$ . El eje de giro del cristal coincide con  $\vec{a}$ . La radiación empleada ha sido la  $\text{CuK}\alpha$ . En el esquema se ha prescindido de las manchas correspondientes a  $\text{CuK}\alpha_2$  y a la radiación blanca. El eje de giro coincide con  $\vec{a}$ .

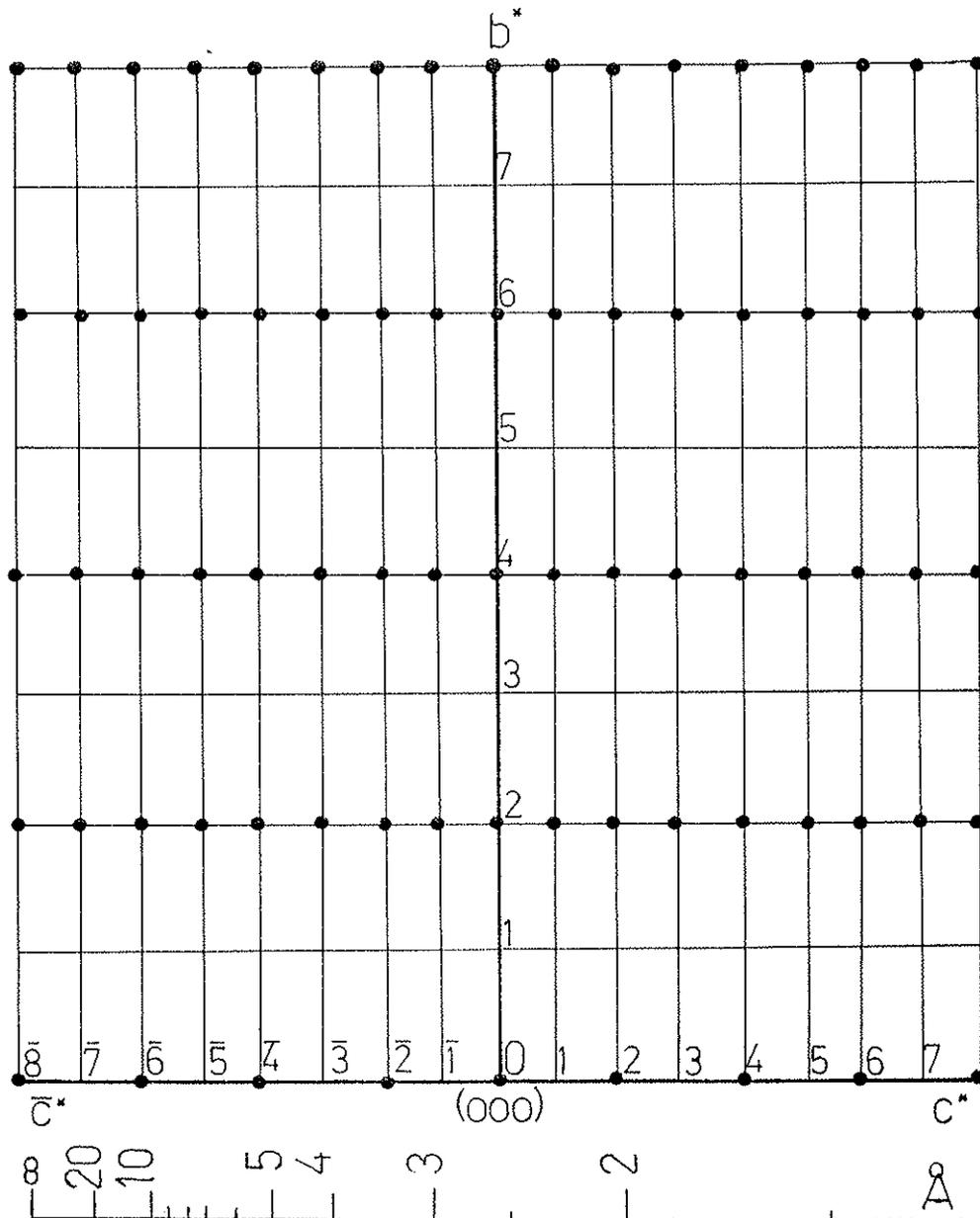


Fig.70 : Red recíproca de una mica  $2M_1$  en el plano  $(0kl)$ . Como la red es centrosimétrica, no se han representado las reflexiones  $(0\bar{k}l)$ .

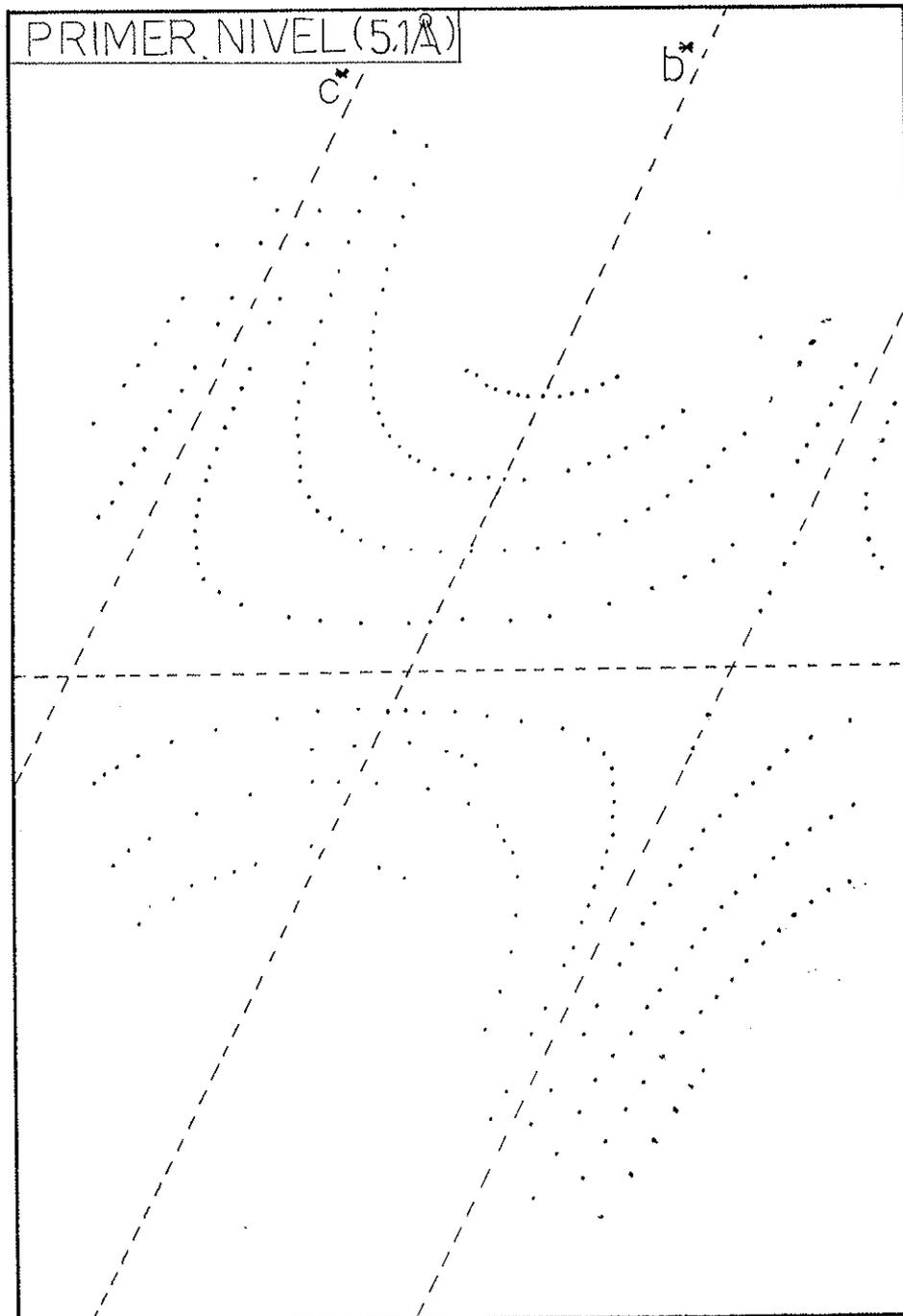


Fig. 71 : Primer nivel de una moscovita  $2M_1$  obtenido por el método de equi-inclinación. Caben hacer las mismas consideraciones que en la figura 69.

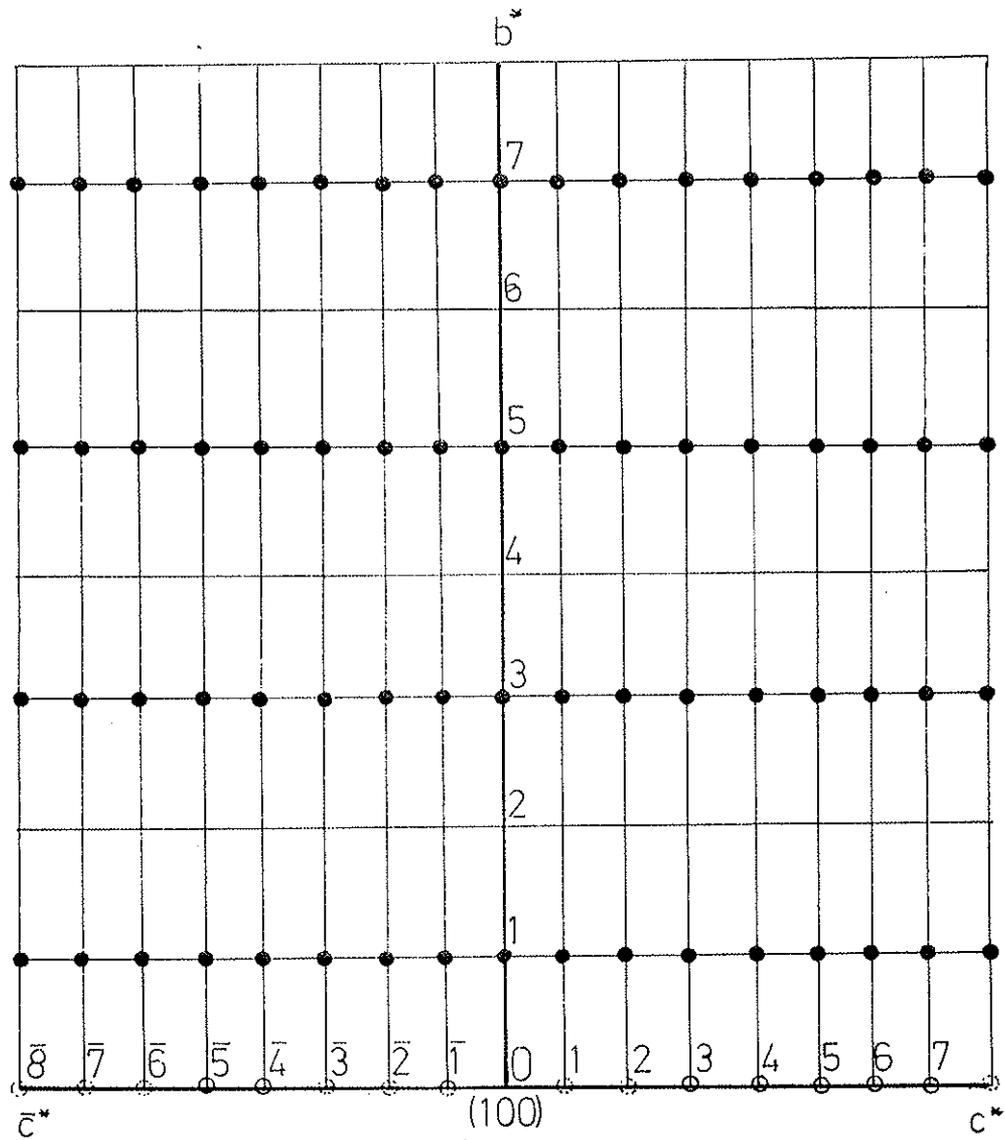


Fig.72 : Red recíproca de una moscovita  $2M_1$  en el plano  $(hk\ell)$ . Aparecen reflexiones de tipo  $(10\ell)$  muy débiles -- producidas probablemente por efectos de maclado  $[310]$ .

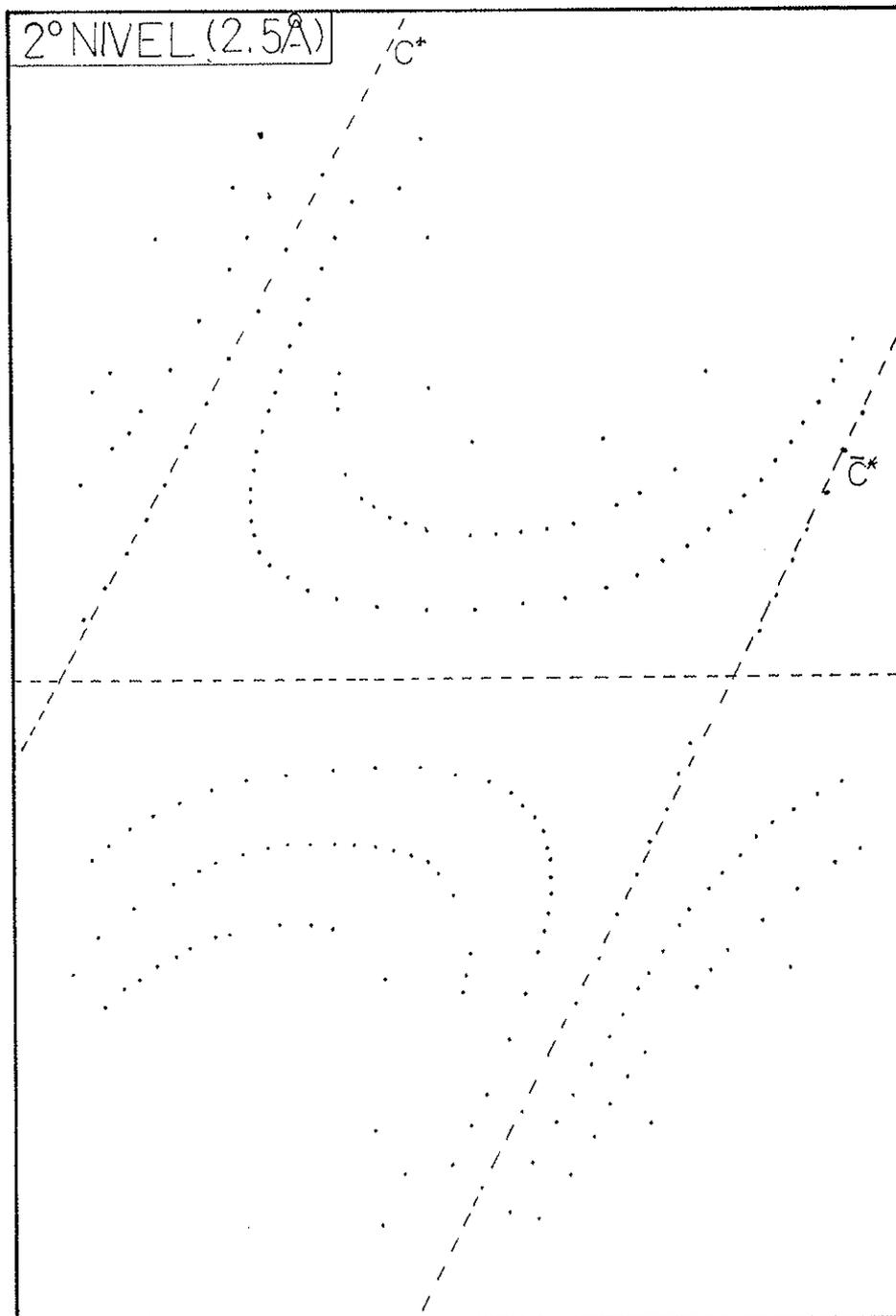


Fig.73 : Segundo nivel de una moscovita  $2M_1$ , obtenido por el método de equi-inclinación. Caben hacer las mismas consideraciones que en la figura 69.

69

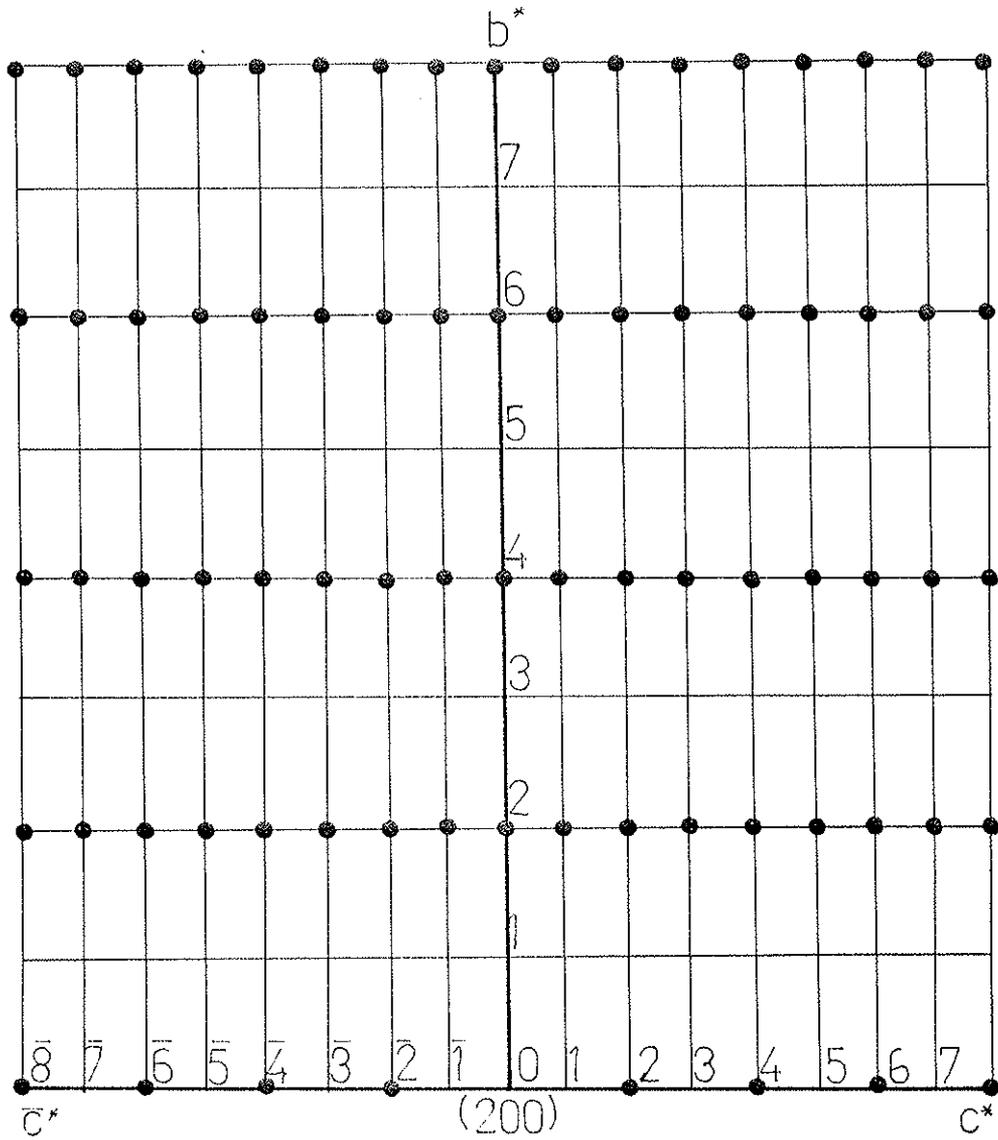


Fig. 74 : Red recíproca de una moscovita  $2M_1$  en el plano  $(2k1)$ .

MOSCOVITA DECHATÉRIICA 2M<sub>1</sub>Propiedades ópticas

$$n_p = 1,565.$$

$$n_m = 1,595.$$

$$n_g = 1,602.$$

$$\text{Birrefringencia} = 0,03.$$

$$2V_\alpha = 37,33 \pm 0,21 \text{ (luz blanca).}$$

Fuerte dispersión.

$$2V_\alpha \text{ (rojo)} = 38,2.$$

$$2V_\alpha \text{ (azul)} = 36,3$$

Exfoliación = (001) perfecta

Maclas = polisintética con plano de composición (001).

(Figs. 75 y 76).

Dimensiones reticulares

$$d_{(001)} = 19,95 \text{ \AA}$$

$$b_0 = 9,0021 \text{ \AA}$$

$$a_0 = 5,197 \text{ \AA}$$

Manto del Mulhacón

Grupo espacial: C 2/c



Figs.75 y 76 .- Moscovita schistosity en un corte inclinado respecto la cara (001). Puede observarse la macla polisintética con plano de composición(001). No se observa ninguna esquistosidad. La paragénesis es hornblenda verde-azul, granate, biotita (trazas), moscovita schistosity, rutilo, y titanita (Unidad de La Caldera, Oeste de Pampaneira).

Datos químicos

(18)	%	nº cationes (2)	cargas/capa
K <sub>2</sub> O	7,72	2,66	
Na <sub>2</sub> O	1,29	0,68	
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	4,02
CaO	0,48	0,14	
BaO	1,90	0,20	INTERLAMINARES
MgO	1,70	0,69	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	0,78	
MnO	0,03	0,01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	< 0,01	23,45
TiO <sub>2</sub>	0,05	< 0,01	
SrO	0,01	0,17	
Li <sub>2</sub> O	0,01	< 0,01	CAPA OCTAÉDRICA
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,64	6,32	
SiO <sub>2</sub>	46,49	12,56	60,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,38		CAPA TETRAÉDRICA
TOTAL	99,37		

(18) Anfibolita granatífera- hornblenda verde-azul-granate-biotita (trazas)-moscovita oechaterítica-rutilo-titanita. Unidad de La Caldera (Oeste de Capileira-Pampaneira).

(2) En base a 48 Oxígenos.

FUCHSITA 2M<sub>1</sub>Propiedades ópticas

$$n_p = 1,562.$$

$$n_m = 1,594.$$

$$n_g = 1,601.$$

Plencroísmo :  $n_p$  = azul.  $n_m$  = verde claro.  $n_g$  = verde -  
azulado claro.

$$2V_\alpha \text{ (luz blanca)} = 33,6^\circ.$$

$$2V_\alpha \text{ (azul)} = 32,4^\circ.$$

$$2V_\alpha \text{ (rojo)} = 36,2^\circ.$$

$$r > v$$

Dimensiones reticulares

$$d_{(001)} = 19,8511 \text{ (\AA)}$$

$$b_o = 9,035 \text{ (\AA)}$$

$$a_o = 5,216$$

Manto del Mulhacén

Grupo espacial = C 2/c

## Datos químicos

(14)	%	(1) nº cationes	cargas/capa
K <sub>2</sub> O	6,50	2,54	
Na <sub>2</sub> O	0,64	0,37	
CaO	2,43	0,70	4,28
BaO	0,01	< 0,01	
Rb <sub>2</sub> O	0,01	< 0,01	INTERLAMINARES
MgO	8,68	3,49	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,03	
MnO	0,00	0,00	
Li <sub>2</sub> O	0,03	0,03	23,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,35	0,71	
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,09	
SrO	0,00	0,00	CAPA OCTAÉDRICA
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,31	4,69 3,92	
SiO <sub>2</sub>	44,51	12,01	60,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,21		CAPA TETRAÉDRICA
TOTAL	98,32		

De los datos de análisis químicos anteriores se deduce que es una fuchcita excepcionalmente rica en calcio dentro de los cationes interlaminares y en magnesio en -

(14) Fuchcita que rellena una superficie de esquistosidad en mármoles cercanos a peridotitas junto con anfíboles --- *calcio y magnesio?*  
(hornblendas verdes) de la misma generación.

(1) En base a 48 Oxígenos.

cuanto a sus capas octaédricas, por lo que su clasificación como fuchsita no sería de todo correcta, pues habría que hablar de un término intermedio entre margarita, flogopita y moscovita cromífera. En este caso se trataría de una especie nueva. El valor del espaciado basal ( $d_{(002)} = 9,926 \text{ \AA}$ ) aboga en tal sentido(1).

Por otra parte a simple vista, el mineral es -- verde esmeralda muy intenso. Los cristales están muy bien formados y pueden tener hasta milímetro y medio a lo largo de las caras (001). Presentan formas (001) muy bien desarrolladas, (010) y (110). El plano de los ejes ópticos es perpendicular a la cara (010).

---

(1) Moscovitas y flogopitas de cromo han sido descritas por muchos autores en rocas metamórficas: LEO(1965), CHATERJEE (1968), GUPTA(1967), etc. Sin embargo no hemos encontrado ninguna cita referente a micas como la que nos ocupa. La más parecida ha sido descrita por CHANG-PAO-KWEI and LIN KUO-CHENG(1974) que se refieren a una flogopita de cromo de origen metamórfico que proponen como subespecie nueva.

MOSCOVITA 3TPropiedades ópticas

$$n_p = 1,590.$$

$$n_g = 1,600.$$

$$2V = 0^\circ.$$

$$\text{Birrefringencia} = 0,012$$

Exfoliación (001) perfecta.

Dimensiones reticulares

$$\begin{array}{l} c_0 = d_{(001)} = 29,80 \text{ (Å)}. \\ a_0 = b_0 = \underset{5,6}{\cancel{9,0355}} \text{ (Å)}. \end{array} \left| \begin{array}{l} \text{Manto del Mulhacén} \\ \hline \hline \end{array} \right.$$

Grupo espacial ( $P3_112$  ó  $P3_212$ )

Se ha determinado mediante métodos de cristal único en dos cristales que presentaban ángulo  $2V = 0$ , sin empilamiento turbilionario, comprobado por cámara plana (figs.77 y 78), dobleces ni inclusiones.

Se intentó ~~obtener~~ la orientación de los ejes a y b mediante la obtención de la figura de percusión correspondiente, pero debido al pequeño tamaño de los cristales y a la dificultad del método, preferimos orientarlos con eje de giro paralelo a c. Se realizaron a continuación diagramas de cristal oscilante y rotatorio, para reorientar las muestras y medir el período de repetición según [001]. Los datos obtenidos por el método del

crystal rotatorid fueron:

NIVEL	mm	tg 2 $\theta$	2 $\theta$	d( $\text{\AA}$ )	d x l ( $\text{\AA}$ )
1	1,5	0,0524	3 $^{\circ}$ 0'	29,5	29,5
2	3	0,1049	5 $^{\circ}$ 59'	15,0	30,0
3	4,3	0,1535	8 $^{\circ}$ 57'	10,0	30,0
4	5,5	0,1923	10 $^{\circ}$ 53'	8,0	32,0
5	7	0,6451	13 $^{\circ}$ 46'	6,0	30,0
6	9	0,3140	17 $^{\circ}$ 28'	5,0	30,0
7	11	0,3846	21 $^{\circ}$ 2'	4,2	29,4
8	12,5	0,4370	23 $^{\circ}$ 37'	3,8	30,4
9	14	0,4895	26 $^{\circ}$ 50'	3,4	30,6
10	16,5	0,5769	29 $^{\circ}$ 58'	2,98	29,8

A continuación se efectuaron diagramas de Weissenberg del nivel cero (rayos X ortonormales) y de los niveles 2, 3, 4, 5, 6 y 7 por el método de equi-inclinación.

En la figura 79 presenta el diagrama de Weissenberg correspondiente al nivel cero de esta mica. En la figura 80 se ha obtenido la red recíproca correspondiente al nivel (hk $\bar{1}$ 0). Los restantes niveles explorados no presentan variación respecto del nivel cero, por lo que hemos omitido su representación. De acuerdo con estos datos el grupo especial debe ser P3<sub>1</sub>12 ó bien P3<sub>2</sub>12 (1)

(1) Se han utilizado las tablas de BLOSS (1971) páginas - 504, 508 y 509.

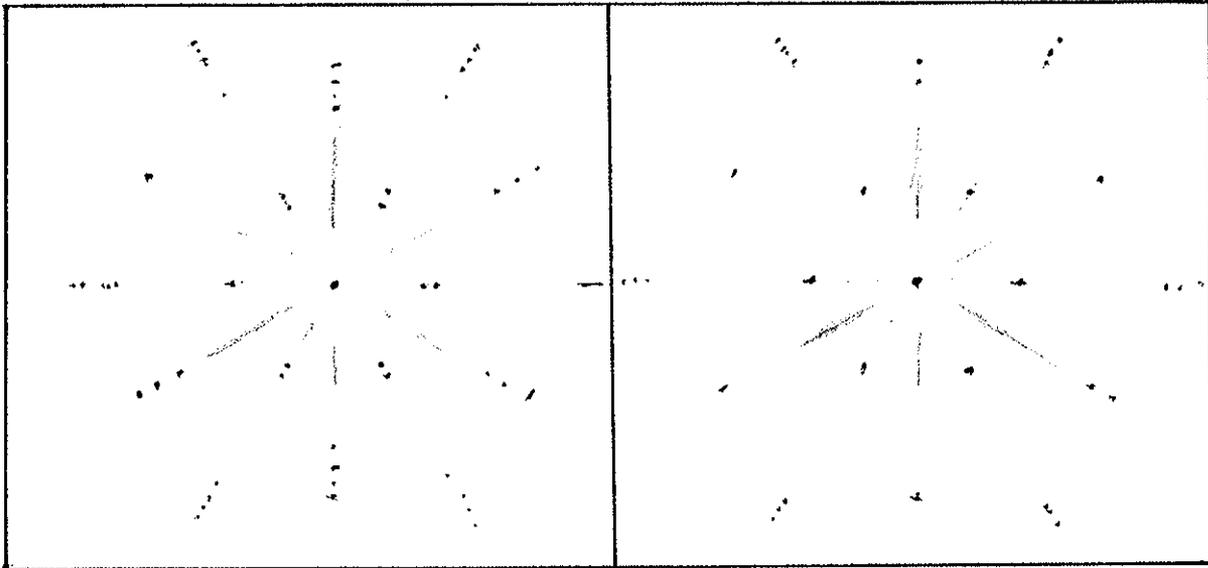


Fig. 77

Fig. 78

Fig.77 .- Lauegrama de una moscovita 3T efectuado por - transmisión. El rayo incidente es paralelo al eje c. Radiación empleada CuK .

Fig.78 .- Lauegrama de una moscovita 3T efectuado por - transmisión. El rayo incidente es paralelo al eje c. Radiación empleada es CuK $\alpha$  .

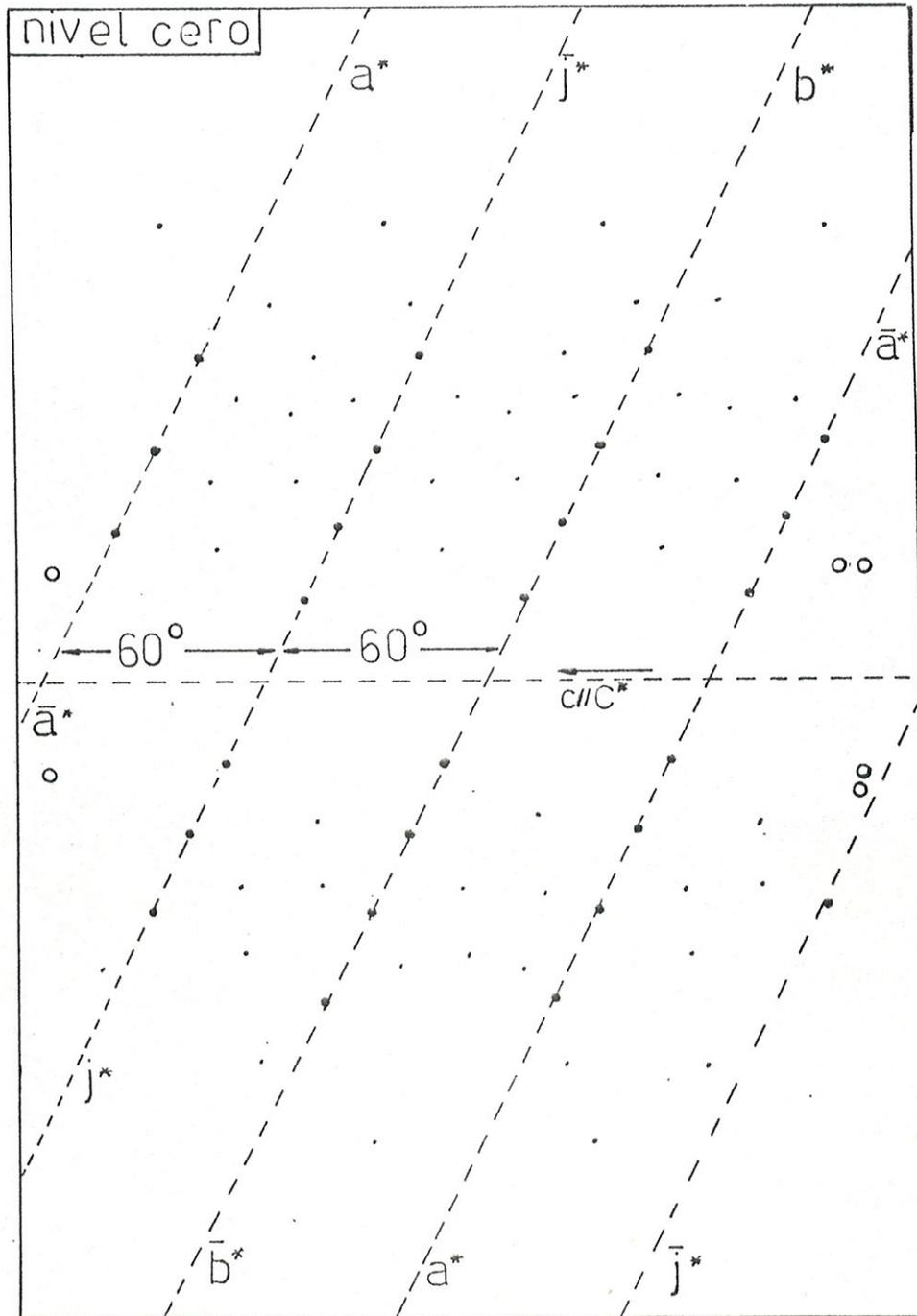


Fig.79 .- Esquema del nivel cero de una fengita 3T. Contiene las reflexiones  $(hki0)$ . El eje de giro del cristal coincide con el cristalográfico  $\vec{c}$ . Se ha empleado radiación  $\text{CuK}_\alpha$ . Se ha prescindido en la figura de las manchas correspondientes a las radiaciones  $\text{CuK}_{\alpha_2}$  y blanca. Los niveles  $(hki1)$ ,  $(hki2)$ ,  $(hki3)$ ,  $(hki4)$ ,  $(hki5)$ ,  $(hki6)$  y  $(hki7)$  no presentan ninguna variación respecto del  $(hki0)$ . *De las reflexiones  $(00l)$  aparecen únicamente aquellas que tienen  $l=3n$ .*

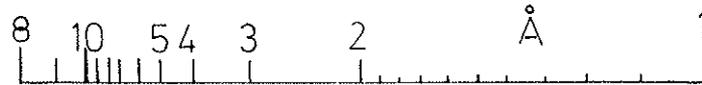
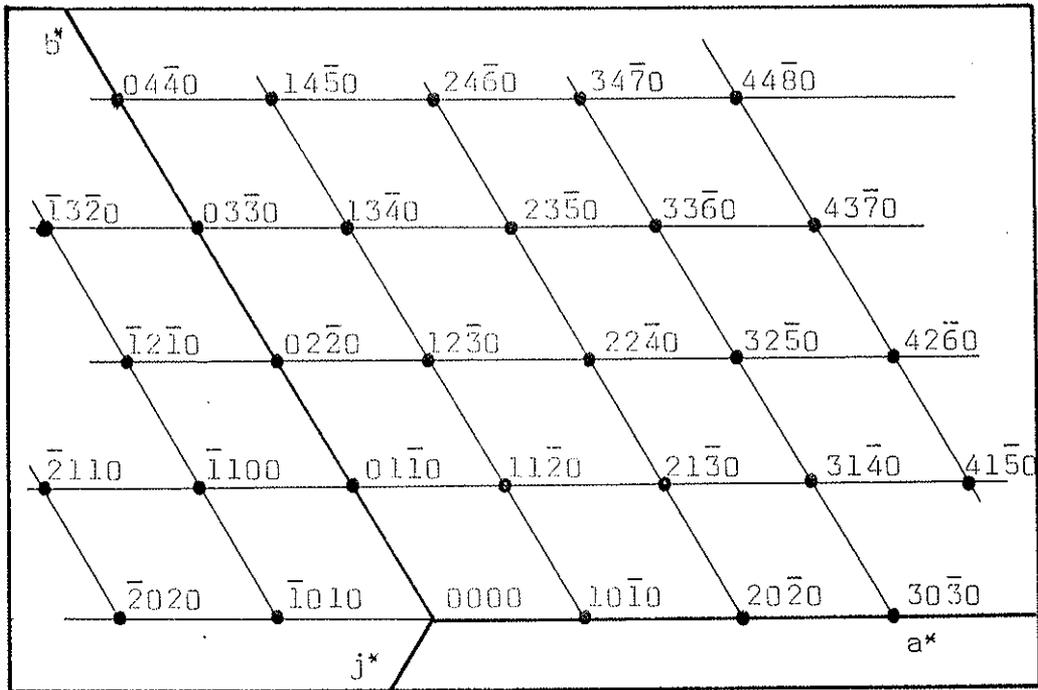


Fig. 80 .- Red recíproca d- una fengita 3T en el plano  $(hk\bar{i}0)$ . El diagrama es centrosimétrico. El mismo esquema es válido para las reflexiones  $(hk\bar{i}1)$ ,  $(hk\bar{i}2)$ ,  $(hk\bar{i}3)$ ,  $(hk\bar{i}4)$ ,  $(hk\bar{i}5)$ ,  $(hk\bar{i}6)$  y  $(hk\bar{i}7)$ .

## Datos químicos

(15)	%	(1) nº cationes	cargas/capa
K <sub>2</sub> O	10,01	5,10	
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,20	
Rb <sub>2</sub> O	0,05	0,01	<del>3,65</del> 5,58
CaO	0,17	0,14	INTERLAMINARES
BaO	0,03	0,01	
MgO	1,38	0,82	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	1,74	
MnO	0,03	0,01	
Li <sub>2</sub> O	0,03	0,03	22,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0,01	<0,01	33,90
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,13	
SrO	0,00	0,00	CAPA OCTAÉDRICA
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,85	<del>8,82</del> 7,35	
SiO <sub>2</sub>	51,69	20,65	<del>61,75</del> 92,65
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,30		CAPA TETRAÉDRICA
TOTAL	100,01		

De acuerdo con el límite de un 12,5% de Fe<sup>2+</sup> Mg propuesto por GRAESER et NIGGLI (1967) para los cationes de la capa octaédrica, y suponiendo que la mayoría del hierro está en estado ferroso, la composición química anterior corresponde a una fengita.

(15) Gneis: Microclina-ortosa-oligoclasa-cuarzo-moscovita-clorita-granate-turmalina-biotita verde (muy poca). Unidad de La Caldera (Prado Llano).

(1) En base a 72 Oxígenos.

PARAGONITA 2M<sub>1</sub>Propiedades ópticas

$$n_p = 1,568 - 1,572.$$

$$n_m = 1,600 - 1,602.$$

$$n_g = 1,606 - 1,608.$$

Birrefringencia no medida

$$2V_\alpha = 40 - 44^\circ \text{ (Ver Figura 57) .}$$

Dispersión = muy pequeña  $r > v$

Exfoliación (001) perfecta

Maclas = Con eje [310] deducidas. Polisintéticas con plano de composición (001) probablemente.

Dimensiones reticulares

$$d_{(001)} = \begin{cases} \text{Unidad de Las Sabinas.: } 19,30_0 - 19,317 \text{ \AA} \\ \text{Unidad de La Caldera.: } 19,22_5 - 19,30_0 \text{ \AA} \\ \text{Manto del Veleta.....: } 19,23_0 - 19,29_8 \text{ \AA} \end{cases}$$

$$b_o = \begin{cases} \text{Unidad de Las Sabinas.: } 8,88_1 - 8,88_5 \text{ \AA} \\ \text{Unidad de La Caldera.: } 8,87_4 - 8,89_4 \text{ \AA} \\ \text{Manto del Veleta.....: } 8,87_9 - 8,88_5 \text{ \AA} \end{cases}$$

$$a_o = \begin{cases} \text{Unidad de Las Sabinas.: } 5,13 \text{ \AA} \\ \text{Unidad de La Caldera.: } 5,12 - 5,13 \text{ \AA} \\ \text{Manto del Veleta.....: } 5,13 \text{ \AA} \end{cases}$$

Grupo espacial = C 2/c.

A simple vista, no puede distinguirse la paragonita de la moscovita, pues ambas presentan las mismas propiedades organolépticas. La mayoría de las veces están juntas en la misma muestra e incluso en la misma lámina, como hemos comprobado al aislar algunas limpias y aparentemente monocristalinas, para someterlas a continuación a pruebas de difracción de rayos X.

Hay que suponer que la mezcla de las dos fases se efectúa según apilamientos en  $[001]$ , pues de hacerse en las direcciones  $[010]$  y  $[100]$  exigiría una distorsión excesiva de dos redes cristalinas, tan diferentes como son las de la moscovita y la paragonita. Descartamos pues, para estas dos especies una estructura de tipo mosaico.

Al microscopio petrográfico resulta muy difícil también su diferenciación de la moscovita, incluso utilizando las técnicas de tinción propuestas por LADURON (1974) y únicamente cuando se mide con precisión su ángulo  $2V$  se tienen ciertas garantías. Este ha sido el criterio que hemos utilizado para su diferenciación en el microscopio.

En ningún caso le hemos encontrado como fase única, pues siempre aparece la moscovita y normalmente en mucha más cantidad.

El análisis químico que se indica a continuación es válido para una relación Par/Mos = 1,52 según análisis semicuantitativo de difracción de rayos X.

## Datos químicos

(16)	%	(A) nº cationes	cargas/capa
K <sub>2</sub> O	3,18	1,04	
Na <sub>2</sub> O	5,40	2,69	
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	3,95
CaO	0,41	0,11	
BaO	0,00	0,00	INTERLAMINARES
MgO	0,70	0,27	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,23	
MnO	0,00	0,00	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	24,12
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,06	
SrO	0,00	0,00	
Li <sub>2</sub> O	0,00	0,00	CAPA OCTAÉDRICA
		7,55	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,75	3,69	
SiO <sub>2</sub>	48,02	12,51	60,31
			CAPA TETRAÉDRICA
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,21		
TOTAL	100,19		

$$d_{(002)} = 9,643 \text{ \AA}$$

$$b_0 = 8,820 \text{ \AA}$$

$$2V_{\alpha} = 42,6$$

(16) Micacquistó con granata: Cuarzo-granata-paragonita-moscovita-clorita-grafito-magnetita. Unidad de La Caldera. (Laguna de Las Yeguas).

(A) En base a 48 Oxígenos.

BIOTITAS

Como se indicó anteriormente existen tres tipos fundamentalmente que se encuentran en general mal representadas: Biotitas verdes, marrones y rojas:

	Verde	Marrón(1)	Roja
$n_p$	1,598-1,624 Verde oscuro	Marrón oscuro	Marrón rojizo
$n_m$	1,624-1,626 Verde oscuro	Marrón oscuro	Marrón rojizo
$n_g$	2,57(2) Amarillo claro	Amarillo claro	Amarillo claro
$2V_{\alpha}$	0 - 15° r > v	0°	-----
Birrefringencia	-----	-----	-----
Politipo	1M-2M <sub>1</sub> ó 3T	1M-2M ó 3T	1M-2M ó 3T
$d_{(001-2-3)}$	10,01 Å	9,98 Å	9,98 Å
$b_0(2)$	9,145 Å	9,115-9,170 Å	No medido

(1) Medidas efectuadas sobre biotitas de la última fase de metamorfismo estático ( $F_+3$ ) que indicamos al principio.

(2) En las medidas efectuadas ha habido dificultades debido a la presencia constante de cloritas trioctaédricas.

## Datos químicos:

	17	18	19	20
K <sub>2</sub> O	8,53	8,70	7,58	8,02
Na <sub>2</sub> O	0,71	0,90	0,23	0,99
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,48	0,00
BaO	0,00	0,00	0,10	0,00
MgO	8,20	7,01	10,07	8,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,00	20,07	21,20	21,00
MnO	0,02	0,04	0,03	0,27
Li <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,01	0,08
TiO <sub>2</sub>	0,71	1,20	1,56	1,59
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,33	20,20	21,22	18,30
SiO <sub>2</sub>	39,01	37,20	33,46	35,62
H <sub>2</sub> O	4,12	4,31	4,08	4,21
TOTAL	100,60	99,64	100,04	99,78
En base a 48 Oxígenos:				
K	3,08	3,22	2,81	2,75
Na	0,39	0,51	0,13	0,51
Rb	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,15	0,00
Ba	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	3,40	3,03	4,36	3,48
Fe	3,83	4,39	4,64	4,24
Mn	0,01	0,01	0,01	0,06
Li	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	<0,01	0,00	0,02
Ti	0,15	0,26	0,34	0,32
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,15	1,74	0,99	1,35
Al	4,96	5,20	6,27	4,43
Si	11,04	10,80	9,73	11,57

- 17 (A) Gneis: Microclina-ortosa-oligoclasa-cuarzo-moscovita 3T-moscovita 2M<sub>1</sub>-granate-turmalina-biotita verde (muy poca) y clorita. El análisis es correcto para algunas impurezas de clorita y moscovita. Unidad de La Caldera (Prado Llano).
- 18 (B) Cuarzo-moscovita-clorita-biotita marrón-grafito. El análisis es correcto para algunas impurezas de clorita. Manto del Volcán (Prado Llano).
- 19 (C) Micasquistos biotíticos: Biotita (fase Post D<sub>3</sub>)-cuarzo-estauroilita-albita-moscovita-clorita-apatito-magnetita-carbonatos. El análisis es correcto para algunas impurezas de clorita. Serie de Almuñecar (Punta del Volcán).
- 20 (A) Micasquistos con granate: Cuarzo-granate-estauroilita-moscovita-biotita roja-cloritoide-clorita. El análisis es correcto con algunas impurezas de granate, clorita y posiblemente -moscovita. Unidad de La Caldera (Prado Llano).

\* Interlaminares. \* C. octaédrica. \* C. Tetraédrica.

Según estos datos, las cuatro biotitas son lepidomelanas, intermedias entre la composición de -- los merroxenos y de las siderofilitas.

CAPITULO QUINTO

VARIACION DE ALGUNOS PARA-  
METROS CRISTALOGRAFICOS DE  
LA MOSCOVITA CON LA COMPO-  
SICION QUIMICA. CRITICA.

E L E S P A C I A D O B A S A L D E L A M O S -  
C O V I T A .

Ya se anotó en la introducción el hecho de -- que el espaciado basal de las micas varía con la composición química. Recordaremos aquí brevemente cómo se -- efectúa esta variación y las condiciones que pueden indicar:

a) Sustitución de potasio por sodio. Trae como consecuencia una disminución del espaciado basal debido al menor tamaño del sodio. Este hecho ocurre cuando aumenta la temperatura, hasta la isograda de la estauroлита. Después desaparece progresivamente la fracción paragonítica.

b) Aumento del carácter fengítico. Es una consecuencia del aumento de la carga de la capa tetraédrica al sustituirse el aluminio por más silicio con la -- consiguiente sustitución acoplada de aluminio octaédrico por magnesio y, o, hierro ferroso que reducen la distorsión de la red en la moscovita con un alargamiento -- de éste según el eje  $b_0$  y un acortamiento según  $[001]$ . Este hecho se acentúa con el aumento de la presión y *se atenúa con el aumento de temperatura.*

Vemos pues, que dos causas diferentes, aumento de temperatura con el enriquecimiento consiguiente -- de sodio en la red y aumento de la presión, con desarrollo de carácter fengítico, dan lugar a un mismo efecto: el acortamiento del espaciado basal de la paragonita.

Ambas causas pueden estar obliteradas además - por el efecto del calcio, que es semejante al del sodio sobre la red de la moscovita, pero que no guarda ninguna relación con el metamorfismo.

En todo caso, <sup>hasta el</sup> ~~a partir del~~ grado de estauroli-  
ta-almandino, <sup>computa</sup> ~~tanto el aumento de presión como de tempe-~~  
<sup>podría producir</sup> ~~ratura producen el mismo efecto,~~ <sup>al menos sobre el</sup> por lo que la disminución  
~~del~~ espaciado basal, es una función de la entalpía y por  
tanto del grado de metamorfismo. <sup>Unicamente si el gradiente</sup>

<sup>sección es bajo, vale la pena esperar que los espaciados basales de</sup>  
<sup>no disminuyan por "paragonitización" ni "urcan" ni "moscovitización",</sup>

En estas condiciones, antes de iniciar cualquier estudio sobre metamorfismo con este parámetro, hemos de investigar cuál es la causa principal de variación y entonces decidir sobre su aplicabilidad.

VARIACIÓN DEL ESPACIADO BASAL CON LA COMPOSICIÓN TETRAÉ-  
DRICA

En la fig. 81 hemos ajustado la recta de variación de la magnitud del espaciado basal  $d_{(002)}$  con el contenido en silicio de micas de Sierra Nevada y con otros - datos extraídos de la bibliografía que completan una gama de composiciones de la serie moscovita-celadonita en valores de composición fengítica.

Se deduce que el efecto de la fengitización es susceptible de medida, en las moscovitas de nuestra región mediante el espaciado  $d_{(002)}$ , por lo que éste puede ser utilizado como geobarómetro. La diferencia de pendientes

la moscovita más o menos fengítica

Por lo que el efecto de paragonitización debe ser en este caso el mismo el efecto de fengitización

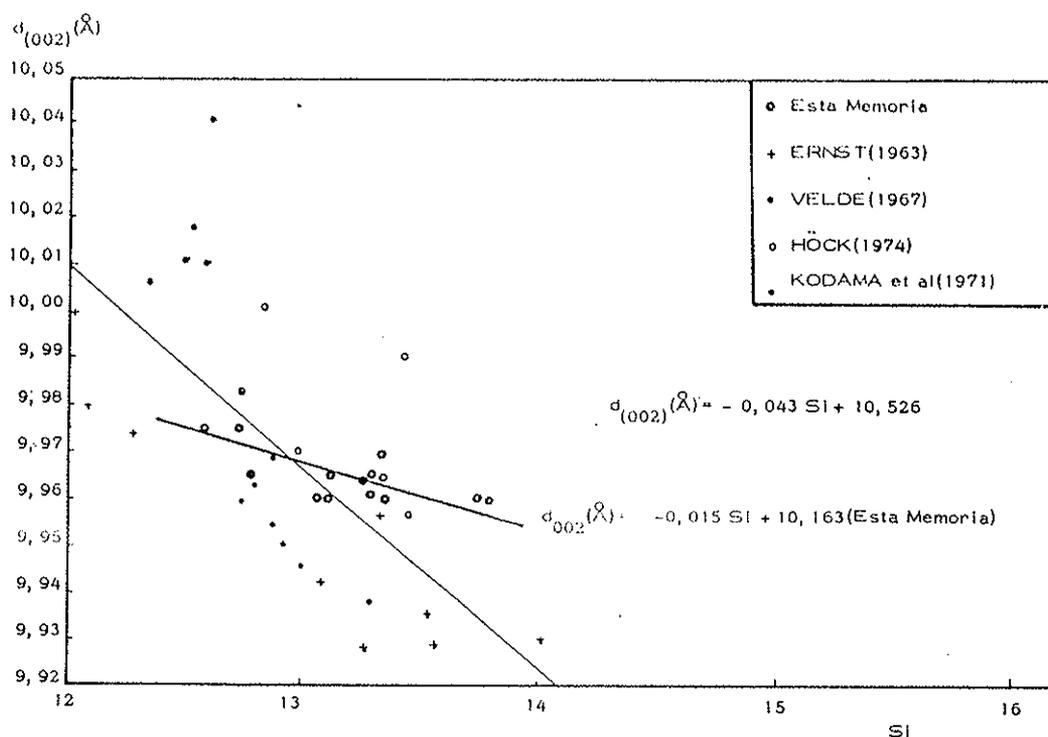


Fig. 81 .- Variación del espaciado  $d_{(002)}$  en función de Si. El punto 12 de abcisas corresponde a una moscovita en sentido estricto en base a 48 Oxígenos. El contenido en celadonita (punto 16 de abcisas) se acrecienta hacia la derecha con una disminución del espaciado basal. Las composiciones comprendidas entre  $\text{Si} = 12,7$  y  $\text{Si} = 14$  son fengittas s.l. La variación de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  respecto del espaciado basal es al revés de la presentada para el Si . (Hay que tener en cuenta que  $\text{Si} + \text{Al} = 16$ ).

entre la recta obtenida de nuestros datos y la recta de regresión general, puede deberse a múltiples causas como son:

a) Margen de variación de metamorfismo en nuestra región muy limitada.

b) Composición de las rocas diferentes entre sí.

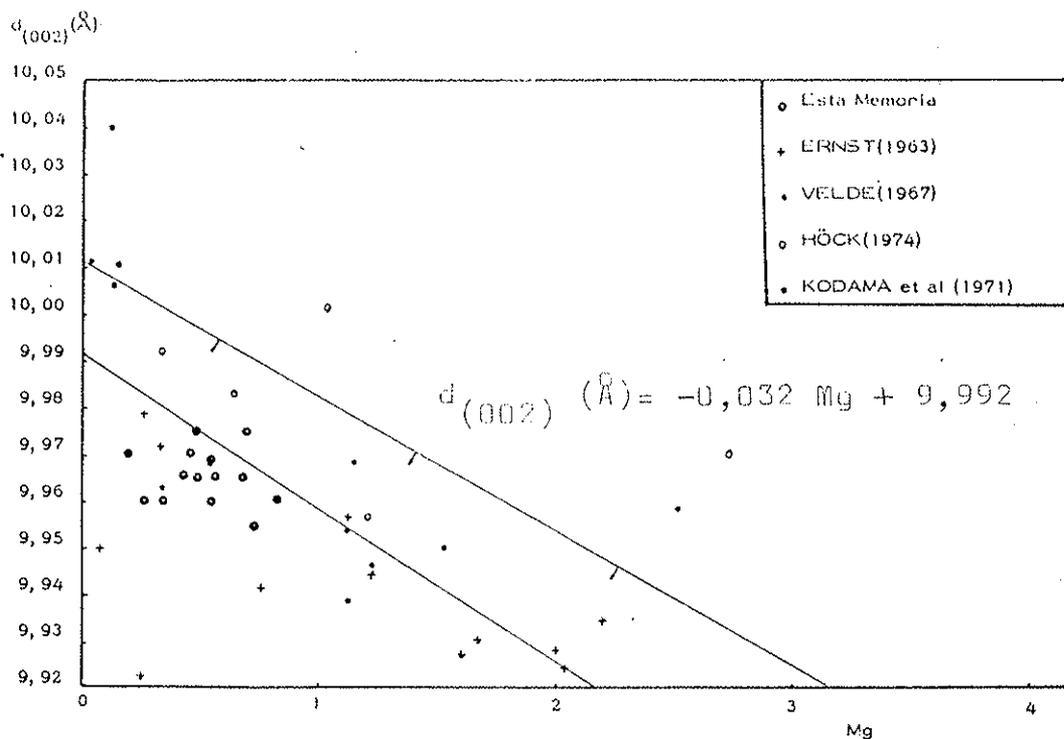


Fig. 82 .- Contenido en magnesio de la capa octaédrica en función del espaciado basal. Se observa una ligera correlación negativa dentro de unos límites de permitividad. - El término "moscovita s. str." corresponde al punto de abscisas 0 y las composiciones más celadoníticas a términos de abscisas crecientes.

c) Efectos de sustitución de potasio por sodio - (recordemos que las micas analizadas son de un metamorfismo cercano a la isograda de la estauroлита, la mayoría de ellas formadas en la fase  $F_{+2}$ ).

En la figura 83 hemos indicado la variación del silicio y aluminio tetraédrico de las micas analizadas en este estudio con el parámetro  $d_{(002)}$ .

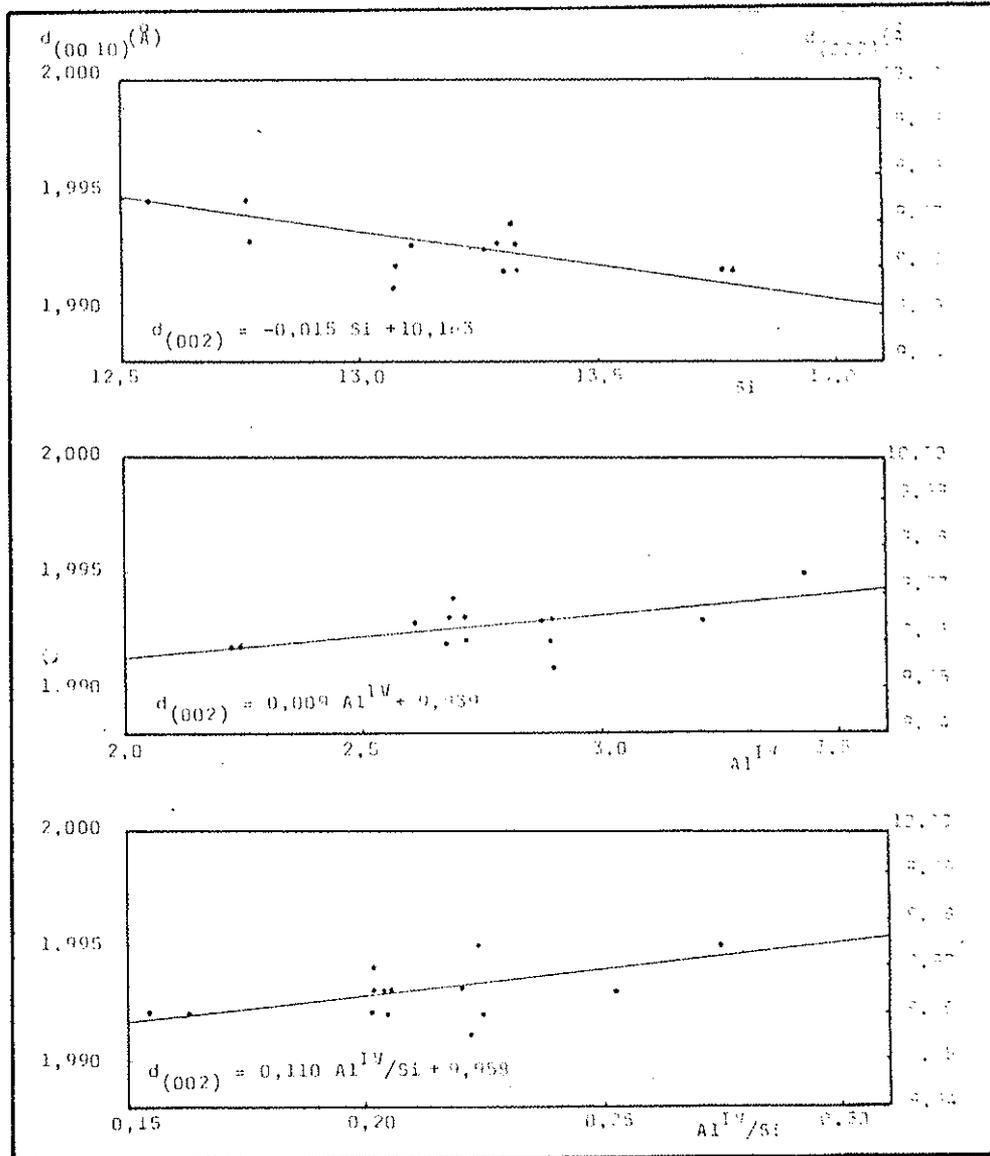


Fig. 83 .- Variación del espaciado basal en función de los cationes de la capa tetraédrica. Son aplicables -- las consideraciones hechas en la figura .

VARIACIÓN DEL ESPACIADO BASAL CON LA COMPOSICIÓN OCTAÉDRICA

De acuerdo con la fig. 84 la disminución de aluminio octaédrico, produce una disminución del espaciado basal de la moscovita que se corresponde con el obtenido por el

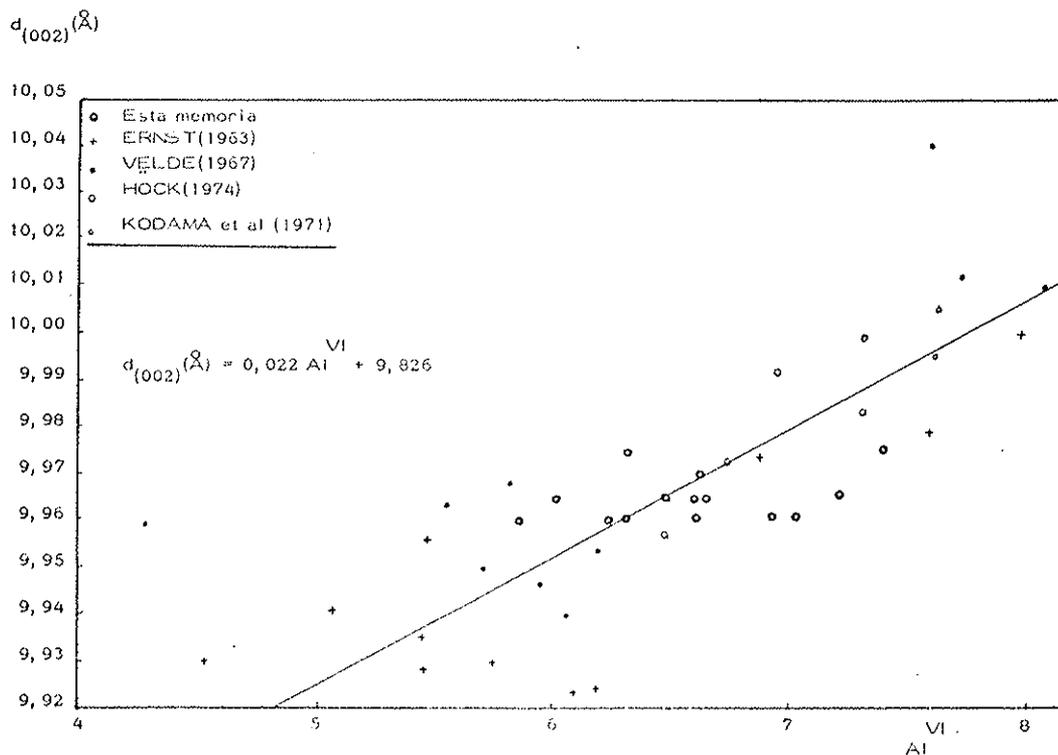


Fig. 84 .- Variación del espaciado basal de la moscovita (en base a 48 Oxígenos) con el aluminio octaédrico. La moscovita s.str. corresponde al punto de abcisas 8. La composición celadonítica se acrecienta hacia la izquierda.

aumento del silicio (o disminución del aluminio tetraédrico).

En la figura 85 se observa cómo no existe una buena correlación entre la disminución del espaciado basal y la entrada de hierro, que compensa la pérdida de aluminio octaédrico en la red.

En la figura 82 se observa como la entrada de magnesio en la red, al disminuir el espaciado basal guarda una relación lineal, no demasiado significativa en el esquema general y ninguna en las micas analizadas aquí.

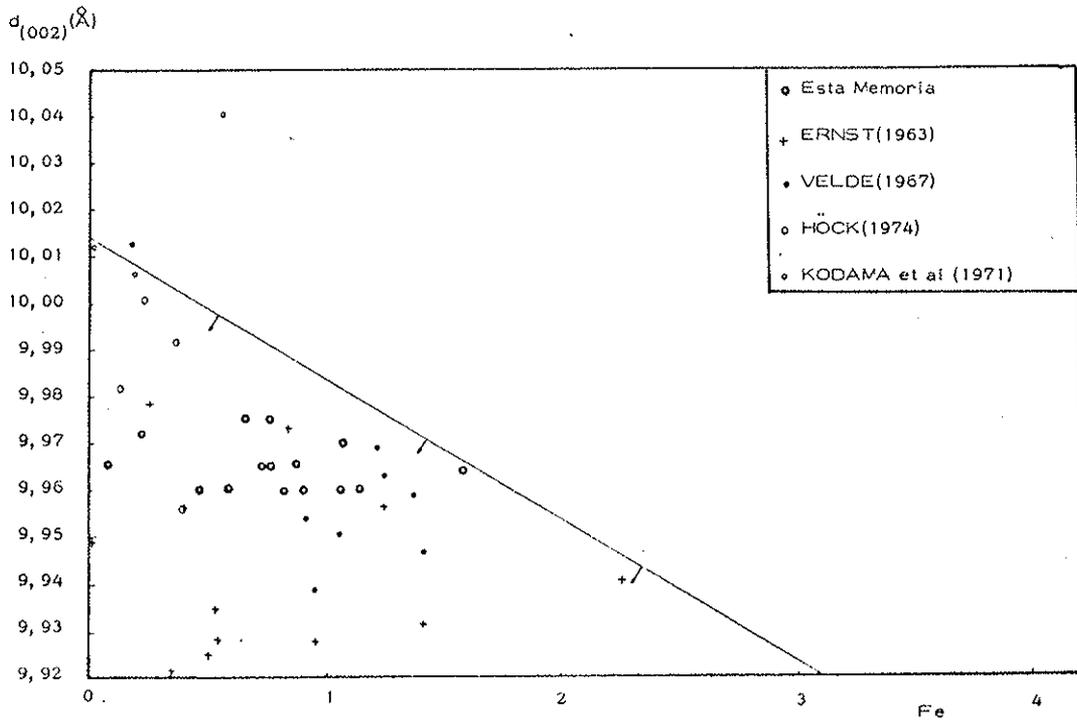


Fig. 85 .- Contenido en hierro de la capa octaédrica en función del espaciado basal. No se observa ninguna variación sistemática pero sí una zona de permitividad y otra de exclusión. El término "moscovita s. str." corresponde al punto de abscisas 0 y las composiciones más celadoníticas a términos de abscisas crecientes.

Es obvio indicar que la suma de Mg + Fe guardan una correlación lineal negativa con el espaciado  $d_{(002)}$  de la misma significación que la correspondiente al aluminio octaédrico.

Como conclusión parcial indicamos que la pérdida de aluminio (octaédrico o tetraédrico) es una consecuencia del aumento de fengilización (aumento de presión metamórfica) que es susceptible de medida mediante el espaciado  $d_{(002)}$ .

Asimismo, el enriquecimiento en Si, susceptible

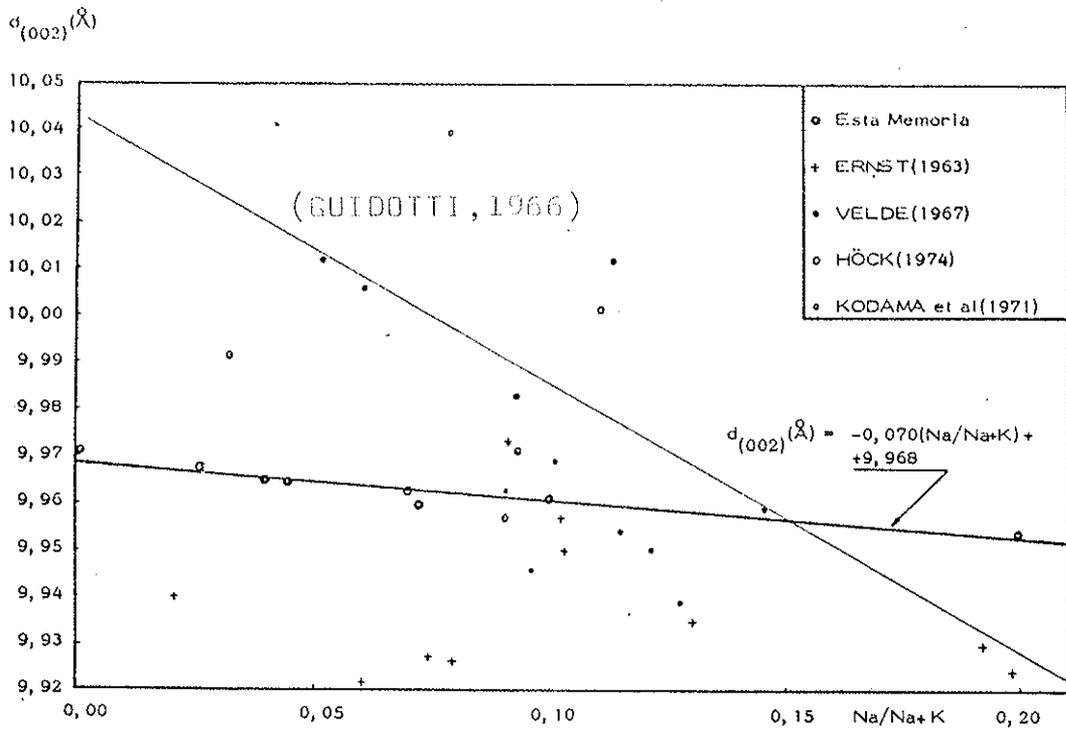


Fig. 86 .- Variación del espaciado basal de las moscovitas fengíticas con el contenido en sodio y potasio.

igualmente de medida mediante el espaciado  $d_{(002)}$ , es consecuencia del aumento de presión de metamorfismo.

El aumento de aluminio octaédrico o tetraédrico, es una consecuencia del aumento de temperatura. Igualmente el empobrecimiento en silicio tetraédrico es una consecuencia del aumento de temperatura.

El comportamiento del hierro y el magnesio octaédricos de las micas metamórficas, no parece tener independientemente un comportamiento relacionado con la magnitud de  $d_{(002)}$ , aunque conjuntamente sí dan una recta de correlación negativa. Por otra parte, hay que recordar -

como ya se discutió anteriormente que en la región que nos ocupa, el hierro y el magnesio parecen correlacionarse entre sí negativamente, al estar la "fengitización" favorecida por la entrada de hierro en la red y - la "moscovitización" por la entrada de aluminio y, o, -- magnesio.

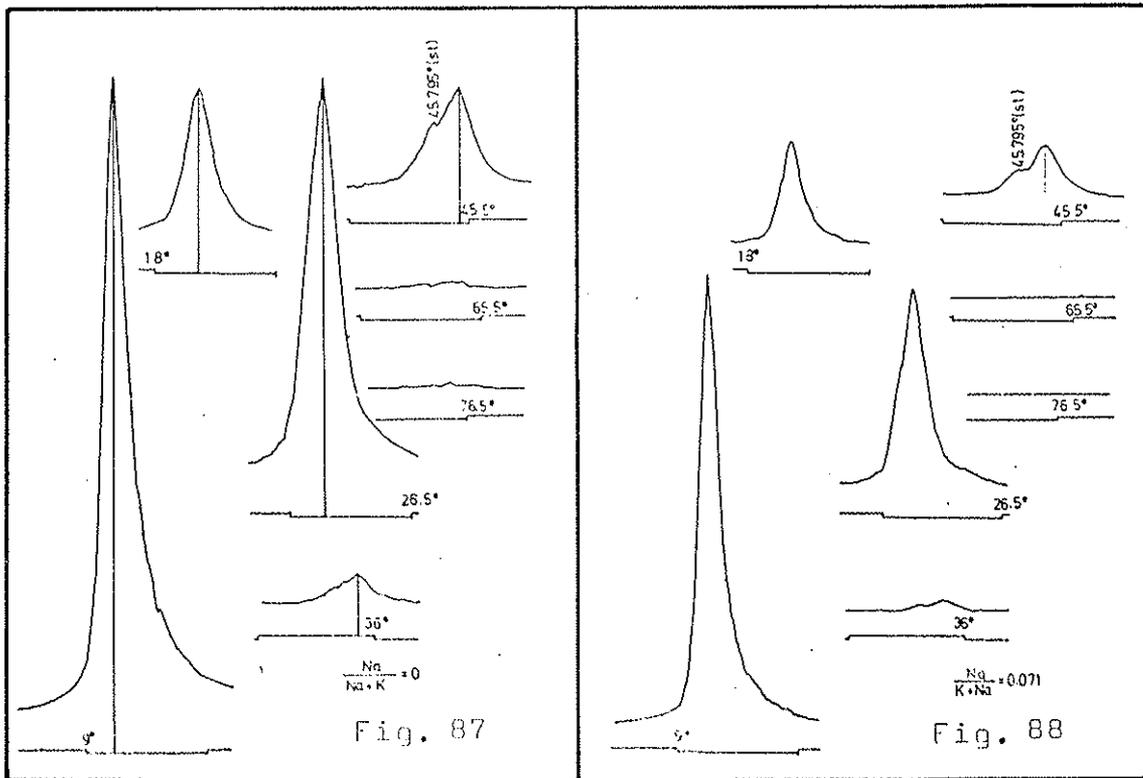
#### VARIACIÓN DEL ESPACIADO BASAL CON LA COMPOSICIÓN DE LOS CATIONES INTERLAMINARES

No es posible hacer una correlación general sobre las variaciones del espaciado basal con el contenido en sodio de la mica, debido a que el carácter más o menos fengítico es un factor preponderante, de efectos radicales sobre la variación y estabilización del esqueleto cristalino de la moscovita.

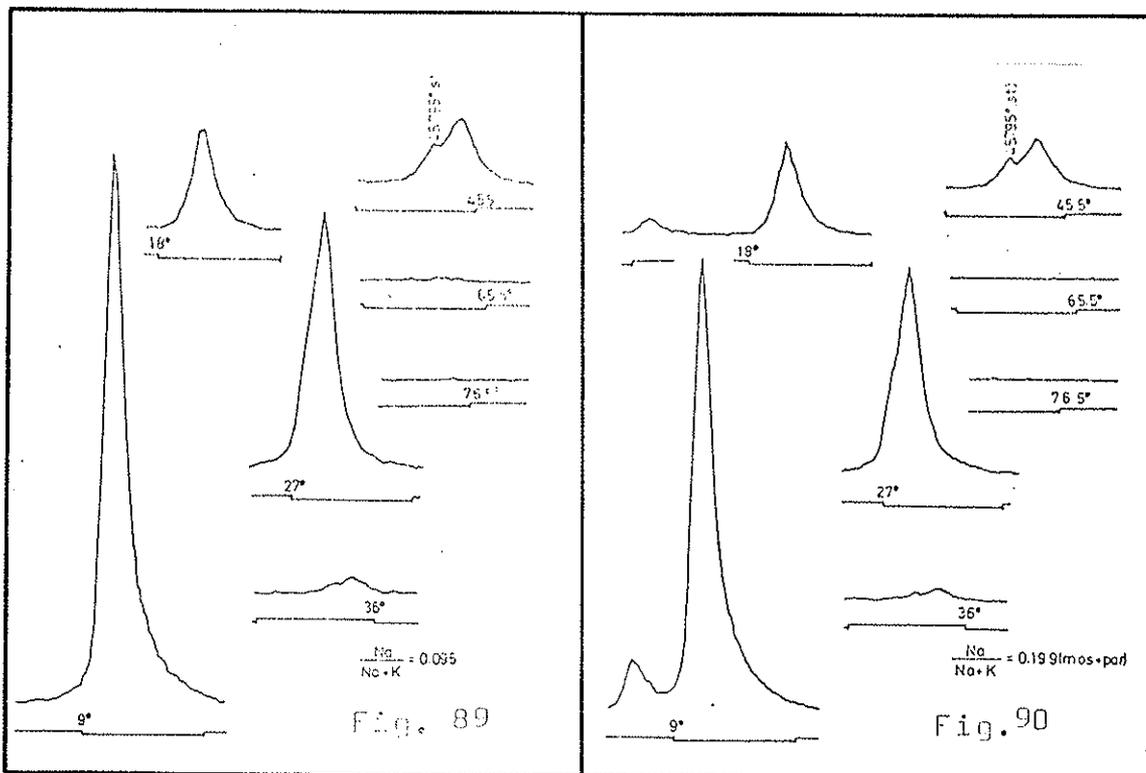
En la figura 86 se muestra la correlación existente entre los valores de  $Na/Na+K$  obtenidos por nosotros en fengitas con diferentes contenidos en sodio, comparándolos con datos de otros autores y con los obtenidos por GUIDOTTI (1966) en moscovitas. En las figuras -- 87 a 90, se muestran las reflexiones basales de diferentes micas representadas en el gráfico. En la figura 91 se muestra la variación del espaciado basal con  $Na/Na+K$ ,  $Na+Ca / Na+Ca+K$  y con el déficit de carga de la intercapa.

Se deduce que la entrada de calcio en la estructura no produce gran variación sobre los resultados obtenidos, si consideramos la sustitución de potasio por sodio únicamente.

Por otra parte es interesante hacer notar en la misma figura , que a mayor déficit de carga en la intercapa, el espaciado es mayor. La explicación en principio es simple, pues basta considerar que la atracción entre las láminas, de tipo iónico, es menor cuanto mayor es el déficit de carga, por lo que tienden a separarse.



Reflexiones basales de diversas moscovitas fengíticas con diferente  $\text{Na} / \text{Na} + \text{K}$ .



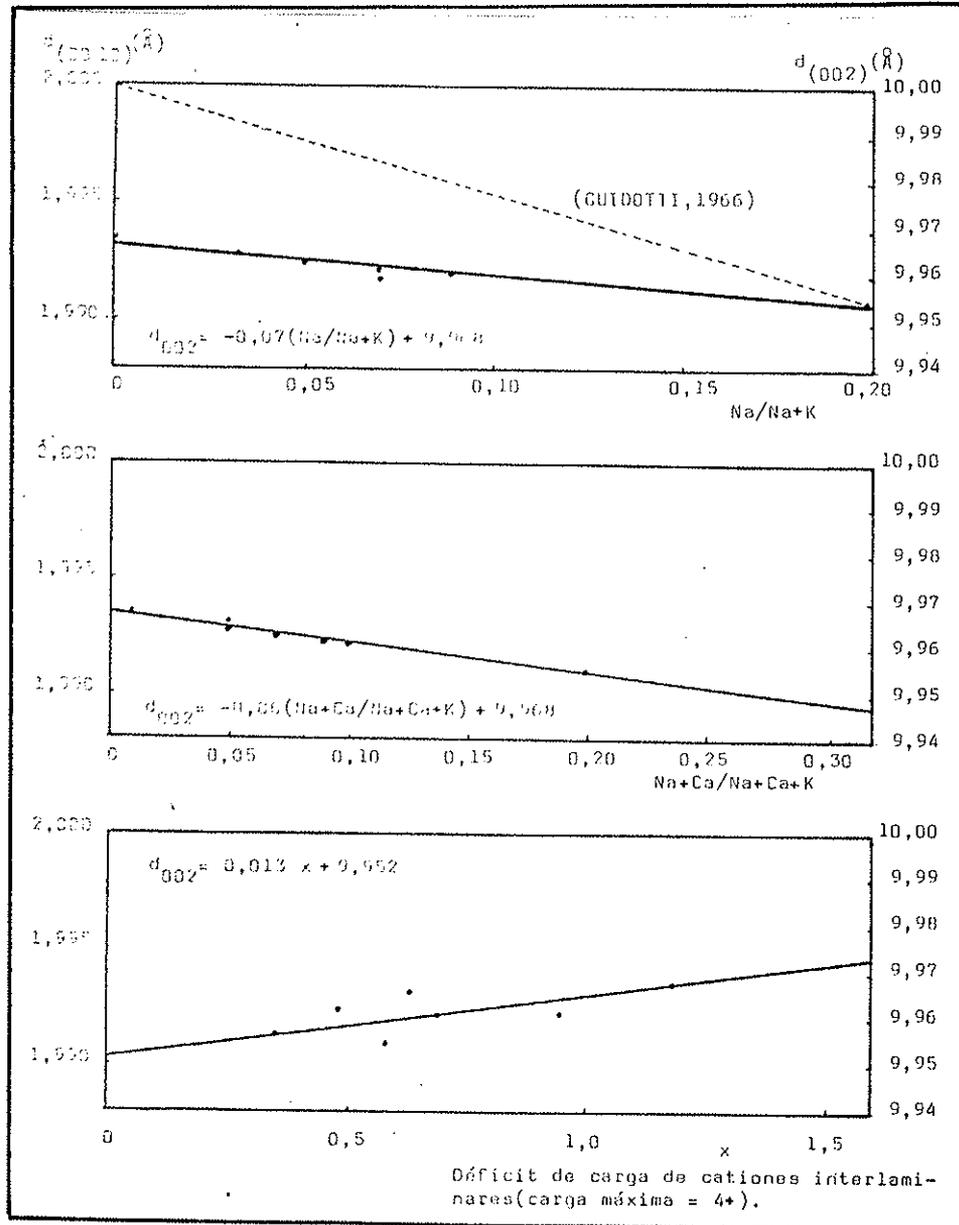


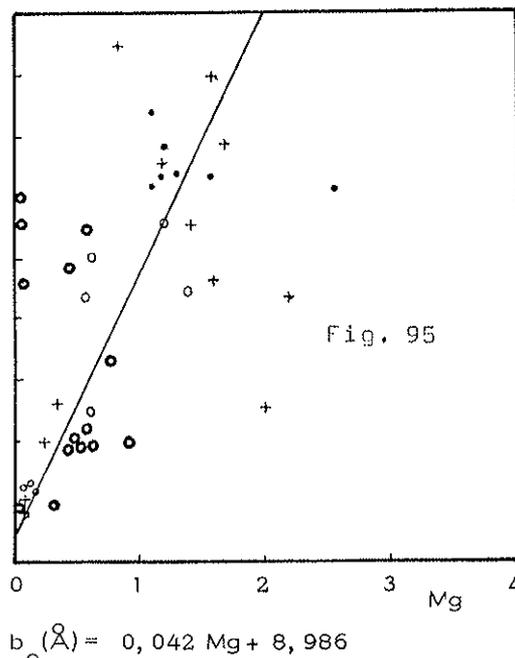
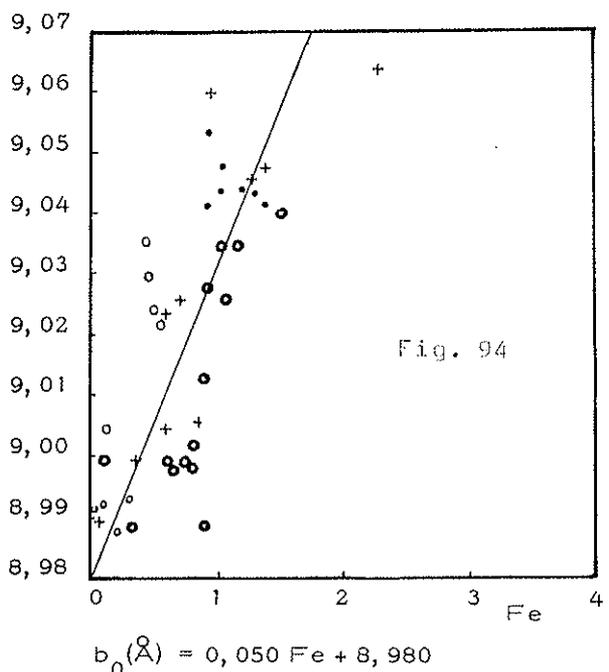
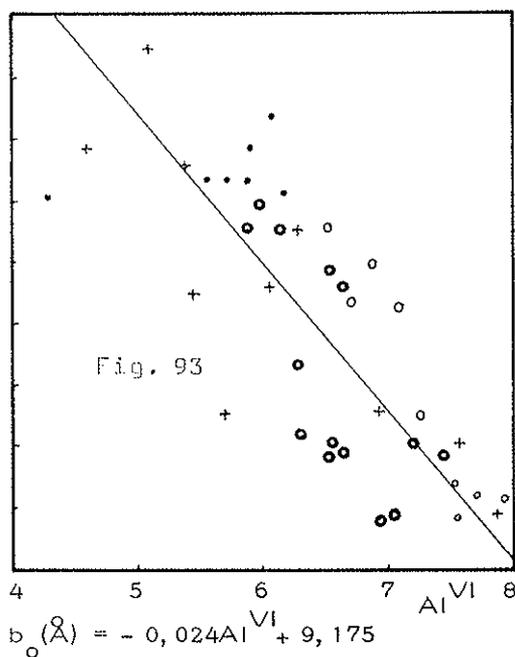
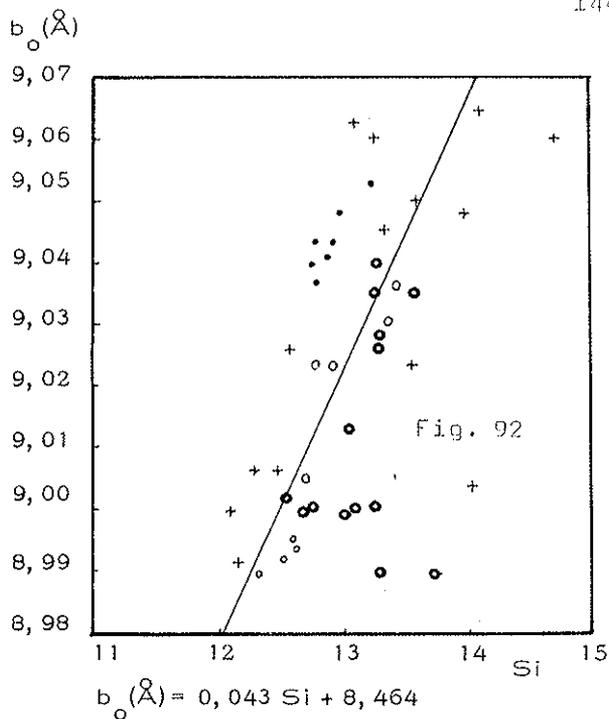
Fig. 91 .- Variación del espaciado basal en moscovitas fengíticas en función del contenido en Na, K, Ca y del déficit de carga de cationes interlaminares. Se indica además la variación observada por GUIDOTTI (1966) en moscovitas.

E L E J E       $b_0$

El eje  $b_0$ , como comprobaremos más adelante se comporta de forma totalmente opuesta al espaciado basal. En las figuras 92 a 95, vemos como el eje  $b_0$  crece con el contenido en silicio, en magnesio y en hierro para disminuir con el contenido en aluminio octaédrico (obviamente disminuye además con el aluminio tetraédrico por ser una sustitución acoplada con el silicio), por lo que es una buena medida del grado de fengitización. Se han establecido ecuaciones parciales en base a 48 Oxígenos, que relacionan el eje  $b_0$  con cada catión, por considerarlas más interesantes que una de tipo general.

Es conveniente resaltar que la correlación del contenido en hierro con el eje  $b_0$  es mucho mejor que la obtenida con el espaciado  $d_{(002)}$ . Sin embargo, ocurre lo contrario para el magnesio, que se correlaciona mejor con el espaciado basal.

Las sustituciones entre cationes interlaminares no produce variaciones sobre el eje  $b_0$  susceptibles de ser medida, según hemos podido comprobar.



Variación del eje  $b_0$  con  $\text{Si}$ ,  $\text{Al}^{\text{VI}}$ ,  $\text{Fe}$  y  $\text{Mg}$ . El término "moscovita s. str." corresponde a los puntos de abscisas  $\text{Si} = 12$ ,  $\text{Al}^{\text{VI}} = 8$ ,  $\text{Fe} = 0$ ,  $\text{Mg} = 0$ . Los signos empleados son equivalentes a los de la figura 87.

L A S   R E F L E X I O N E S   B A S A L E S

Los modernos y precisos métodos de medidas de intensidades de rayos X difractados, hacen muy sugestivo su empleo en la determinación de términos mineralógicos de especies con amplias sustituciones isomórficas, como son los filosilicatos en general y entre ellos las micas. La primera sistematización en este sentido la hizo BROWN (1955), quien determinó la contribución de diversos iones al factor estructura de las micas. GOWER (1957) utilizó la relación  $I_{(004)}/I_{(005)}$  para medir la razón Fe/Fe+Mg de la capa octaédrica en la serie flogopita-annita. Posteriormente, numerosos autores han utilizado diversas reflexiones para determinar, aproximadamente, el término mineralógico de la serie isomórfica.

Cuando los estudios se realizan sobre micas metamórficas, como es nuestro caso, resulta particularmente interesante conocer el comportamiento de las fengitas. Por ello hemos decidido construir los diagramas teóricos de los elementos del sistema moscovita-moscovita férrica-annita-flogopita, donde juega un papel principal el contenido en Al, Fe y Mg tal como ocurre en la mayoría de las micas metamórficas.

METODO

Se ha realizado el cálculo de  $I_{(001)}$  en base a un modelo de moscovite 2M. Las coordenadas atómicas empleadas han sido las de RADOSLOVICH (1960). Esto supone

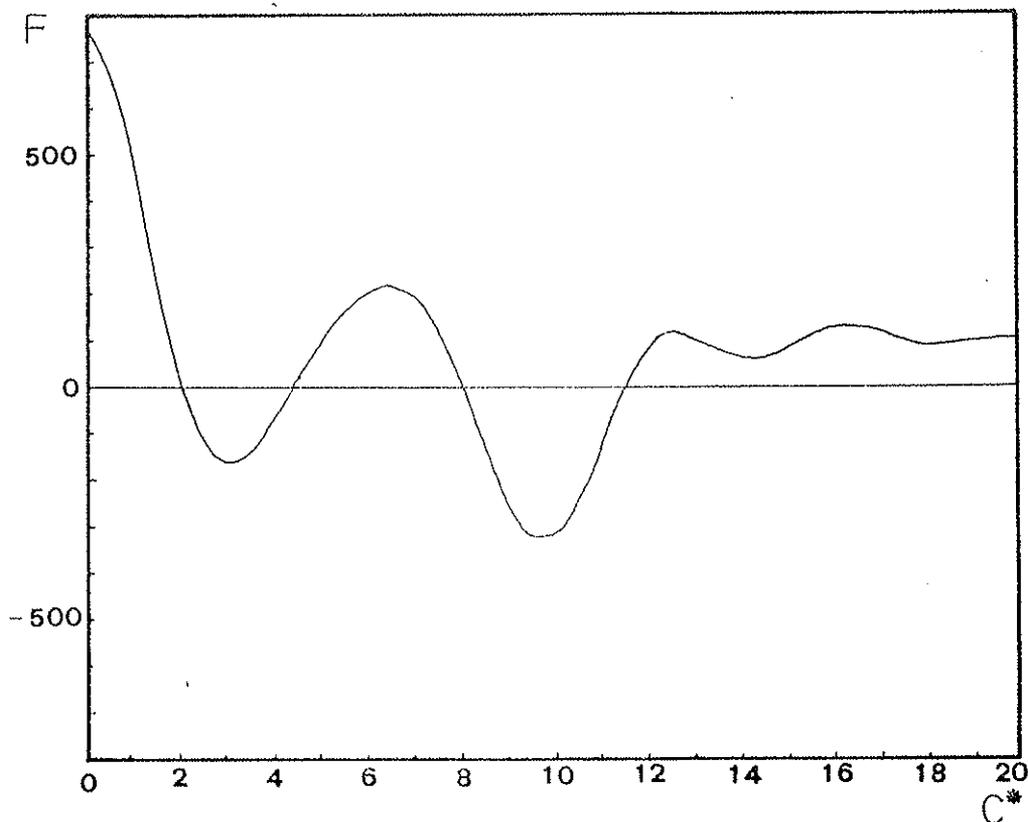


Fig. 96 .- Variación de  $|F|_{001}$  con  $l$  en una moscovita s. str. de tipo 2M.

una primera simplificación, habida cuenta los refinamientos posteriores de esta estructura realizados por BURNHAM and RADOSLOVICH (1963), GOVEN and BURHNAM (1965), BIRLE and RODNEY (1968), GOVEN (1971) y ZZHOUKHLISTOV (1973). Además no se tiene en cuenta las diferencias atómicas, - coordenadas atómicas de las estructuras de tipo fengita (GOVEN, 1971), flogopita (CAULEY, 1973. HALEN, 1973. Mc. CAULEY, 1973. RAYENR, 1974. STEINFINK, 1962), annita --- (DONNAY et al, 1964. HAZEN, 1973) y celadonita (ZVIAGIN, 1957).

<u>Reflexión</u>	<u>Contribución</u>
(002)	36,18
(004)	-215,58
(006)	192,90
(008)	-116,89
(00 10 )	-330,73
(00 12 )	-24,22
(00 14 )	41,95
(00 16 )	37,99
(00 18 )	71,62
(00 20 )	28,96
(00 22 )	80,41
(00 24 )	35,13

Fig. 97 .- Contribución al factor estructura de todos los iones de la celdilla de una mica 2M, excluidos los cationes octaédricos e interlaminares.

A pesar de ello, consideramos que los resultados son perfectamente utilizables en la mayoría de los casos que se presentan en la Naturaleza.

El factor de estructura se ha obtenido mediante la clásica expresión:

$$\vec{F}_{001} = \sum_{l=0}^{l=n} N \cdot f_a \cdot e^{(2\pi i l w_a)} = \sum_{l=0}^{l=n} N \cdot f_a \cdot \cos(2\pi l w_a) +$$

$$\sum_{l=0}^{l=n} N \cdot f_a \cdot i \cdot \sin(2\pi l w_a).$$

$$\text{ó bien } |F_{001}| = \sum_{l=0}^{l=n} N \cdot f_a \cdot \cos(2\pi l w_a) \quad (1) \text{ (Red centrosimétrica).}$$

(1) El proceso de datos se ha realizado en el Centro de Cálculo de la Universidad de Granada.

Los factores atómicos utilizados han sido los dados por "International Tables for X-ray Crystallography" 2ª edición, 1968, v.III.

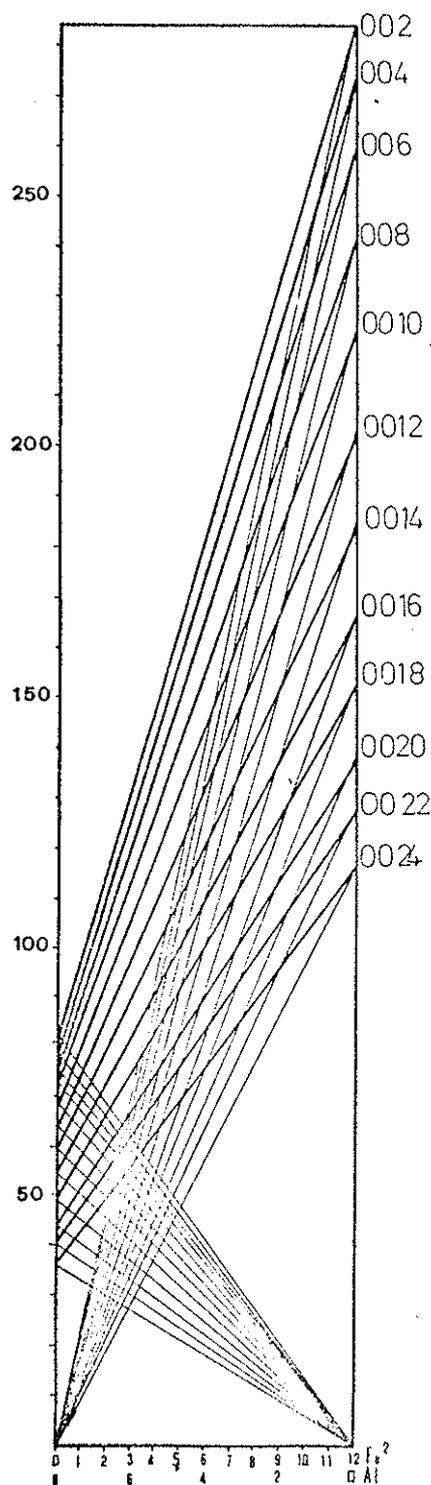


Fig.98 .- CAPAS OCTAÉDRICAS: Contribución al factor estructura (ordenadas) en micas 2M de  $\text{Fe}^{2+}$  (líneas finas con pendientes positivas) y de  $\text{Al}_{\text{oct}}^{3+}$  (líneas finas con pendientes negativas). Efectos de la sustitución acoplada de  $\text{Al}_{\text{oct}}^{3+}$  por  $\text{Fe}^{2+}$  (líneas gruesas).

Los factores estructura de las distintas reflexiones de una mica, de composición química determinada, son los valores que se obtienen de la adición de tres sumandos, dados respectivamente por:

- a) tabla de la figura 97, b) ábacos de las figuras 98, 99 y, o, 100, c) ábacos de las figuras 101 y, o, 102.

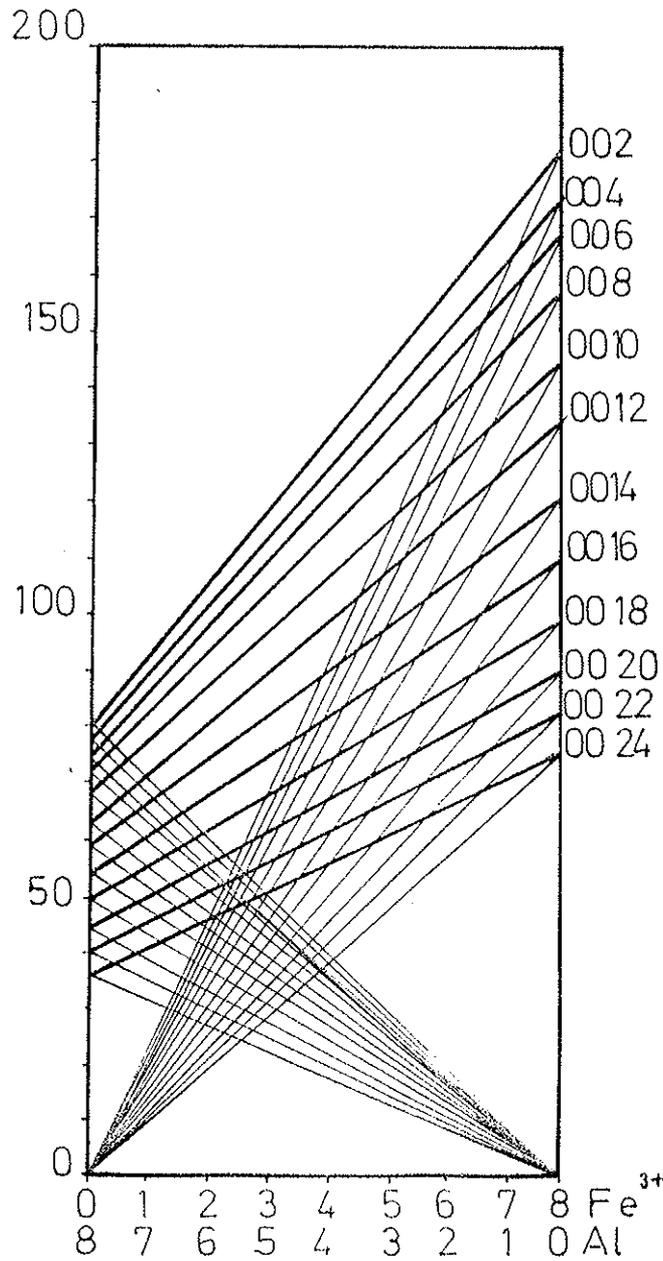


Fig. 99 .- CAPAS OCTAÉDRICAS: Contribución al factor estructura (ordenadas) en micas 2M de Fe<sup>3+</sup> (líneas finas con pendientes positivas) y de Al<sup>3+</sup> (líneas finas con pendientes negativas). Efectos de la sustitución acoplada de Al<sup>3+</sup> por Fe<sup>3+</sup> (líneas gruesas).

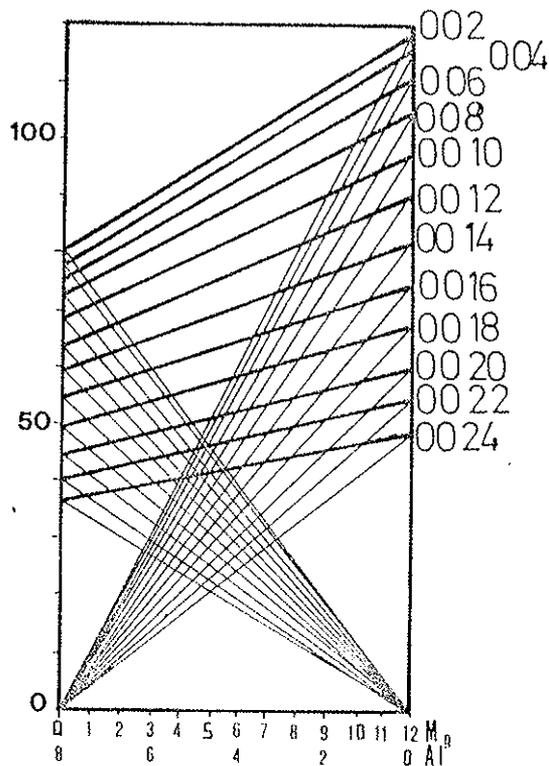


Fig. 100 .- CAPAS OCTAÉDRICAS: Contribución al factor estructura (ordenadas) en micas 2M de  $Mg^{2+}$  (líneas finas con pendientes positivas) y de  $Al_{oct}^{3+}$  (líneas finas con pendientes negativas). Efectos de la sustitución acoplada de  $Al_{oct}^{3+}$  por  $Mg^{2+}$  (líneas gruesas).

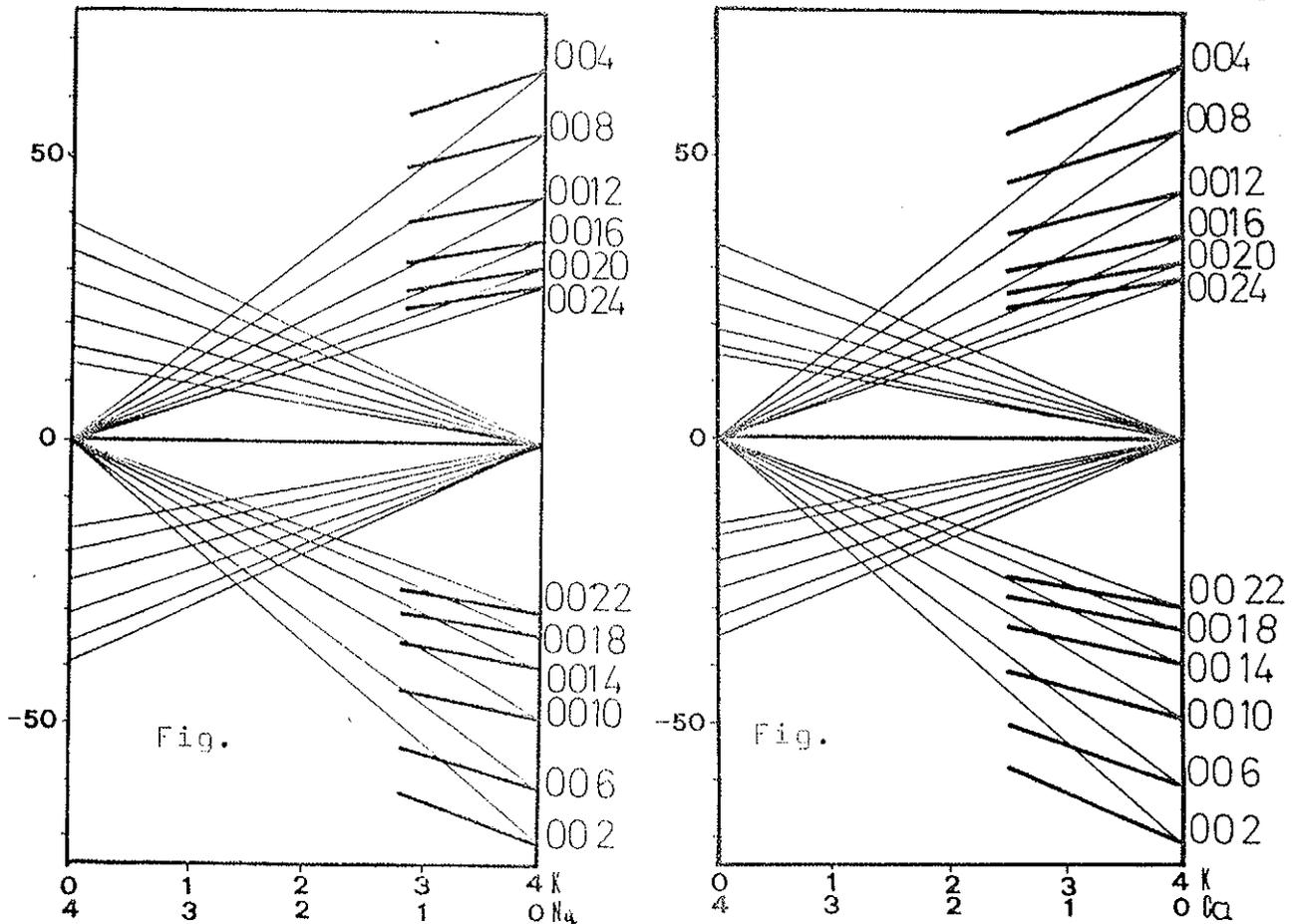


Fig.101 .- CATIONES INTERLAMINARES: Contribución al factor de estructura (ordenadas) en micas 2M de  $K^+$  (líneas finas -- convergentes hacia la izquierda) y de  $Na^+$  (líneas finas -- convergentes hacia la derecha). Efectos de la sustitución acoplada de  $K^+$  por  $Na^+$ , representados únicamente dentro de los límites de solución sólida permitidos en una estructura de tipo moscovita (líneas gruesas).

Fig.102 .- CATIONES INTERLAMINARES: Contribución al factor de estructura (ordenadas) en micas de 2M de  $K^+$  (líneas finas convergentes hacia la izquierda) y de  $Ca^{2+}$  (líneas finas -- convergentes hacia la derecha). Efectos de la sustitución acoplada de  $K^+$  por  $Ca^{2+}$ , representados únicamente dentro de los límites aproximados de solución sólida permitidos en una estructura de tipo moscovita (líneas gruesas).

El cálculo de las intensidades se ha hecho según la expresión:

$$I = |F|_{001}^2 \cdot \left( \frac{1 + \cos^2 2\theta}{\sin^2 \theta \cos \theta} \right)_{001} \cdot (u/\gamma)_{mica}^{-1}$$

donde

$|F|_{001}^2$  = cuadrado del factor de estructura para cada reflexión.,

$$\left( \frac{1 + \cos^2 2\theta}{\sin^2 \theta + \cos \theta} \right)_{001} = \text{factor de Lorentz-Polarización y}$$

$(u/\gamma)_{mica}^{-1}$  = coeficiente máximo de absorción para cada com posición química.

Hay que señalar que el factor de Lorentz-Polarización empleado es el correspondiente al método del polvo, aunque cabe la posibilidad de utilizar el del cristal único, dado que las medidas experimentales sobre filosilicatos suelen realizarse rutinariamente en agregados orientados.

Las intensidades obtenidas se han referido a un valor máximo de 100 y se han representado esquemáticamente, como alturas, en la figura 103, las correspondientes a (002), (004), (006), (008), (0010) y (0012).

En la fig.104 se ha representado a modo de ejemplo, la variación de la intensidad (004) respecto de las de (002), (006) y (0010), en la serie moscovita-moscovita ferrífera.

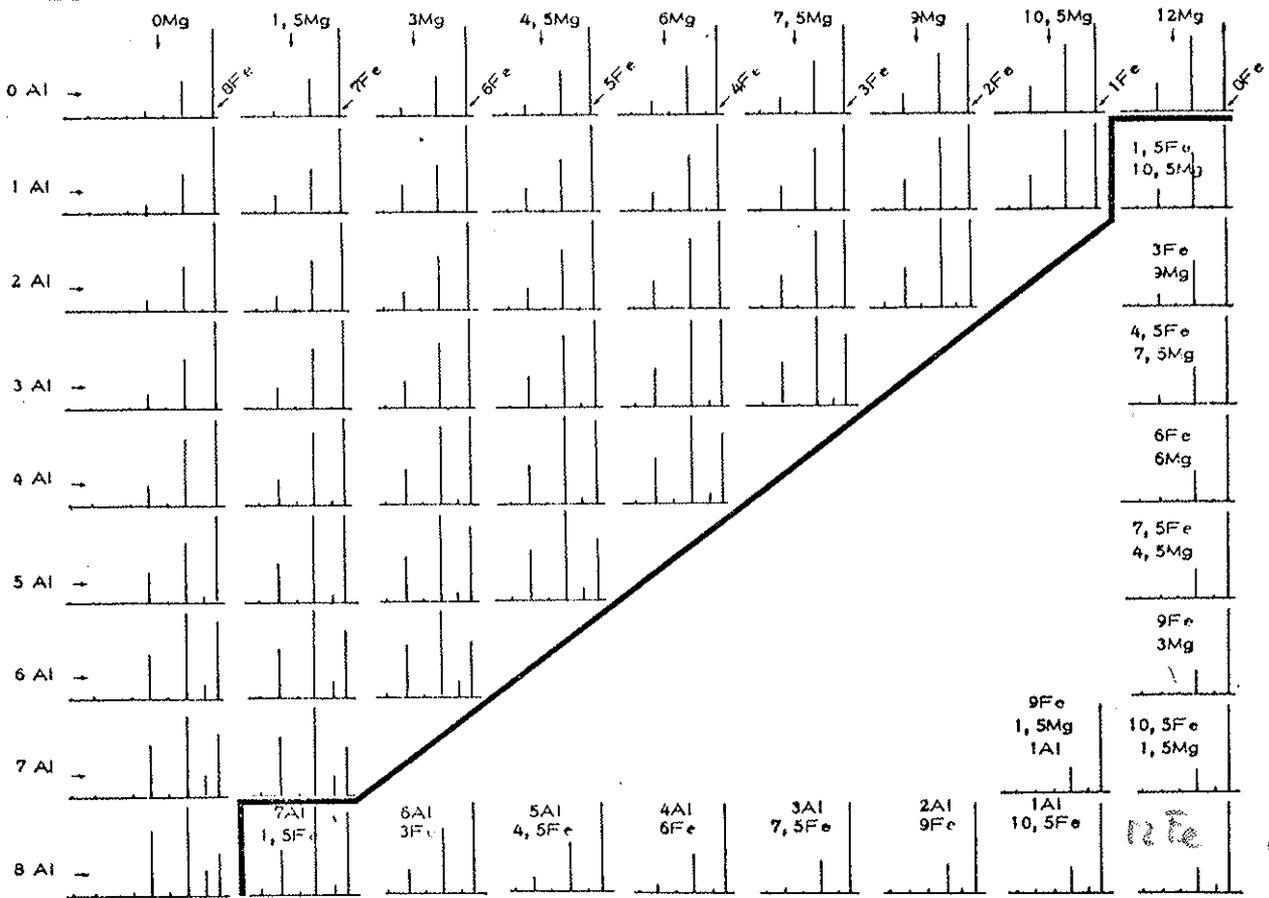


Fig. 103.- Representación esquemática de los valores de intensidades (001) teóricos de micas con diversas composiciones químicas en su capa octaédrica.

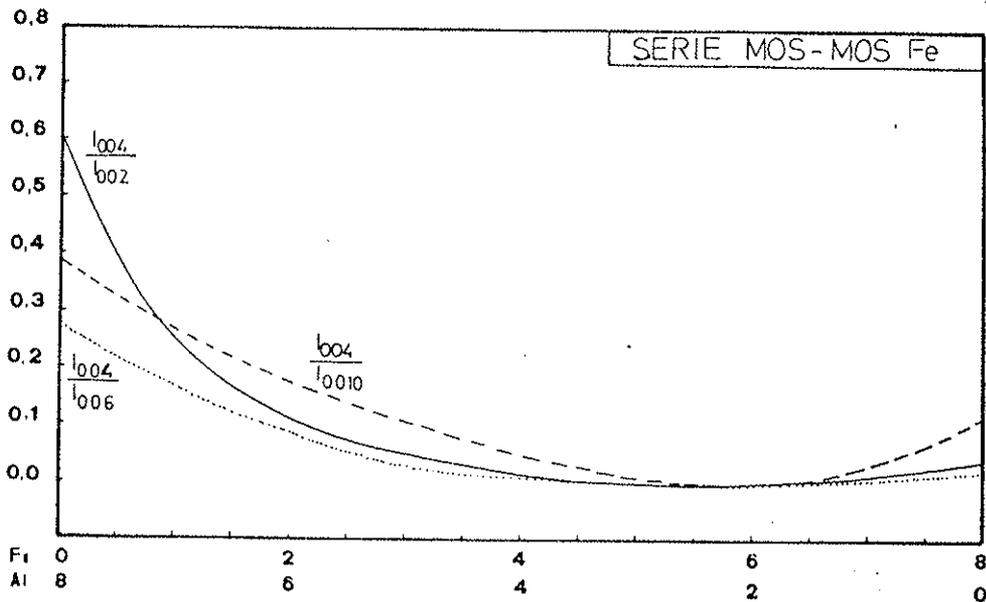


Fig. 104.- Variación teórica de  $I(004)/I(002)$ ,  $I(004)/I(0010)$  e  $I(004)/I(006)$  en la serie moscovita s. str. - moscovita ferrífera.

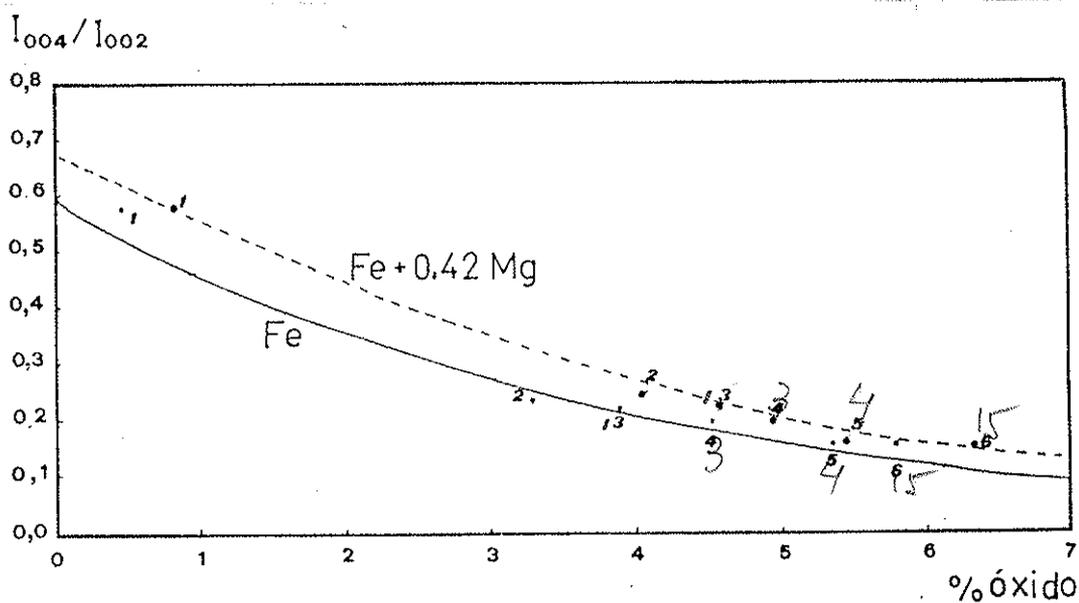


Fig.105 .- Porcentaje de  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.42 \text{MgO})$  respecto del peso total de la muestra. El coeficiente 0,42 del MgO corrige el poder reflectante del Mg respecto del Fe. No hay inconveniente en representar  $I_{(004)}/I_{(002)}$  como una función de % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \% \text{ de } 0,42 \text{MgO} / \% \text{ de Al}_2\text{O}_3$  por las sustituciones acopladas de Al por Mg. La sustitución  $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Mg}$  es también una función aproximadamente lineal en las micas metamórficas que estudiamos aquí, por lo que las curvas Fe y  $(\text{Fe} + 0,43 \text{Mg})$  son paralelas. La curva inferior coincide con la teórica de la serie moscovita-moscovita férrica del modelo propuesto. Las intensidades son integradas.

## EXPERIENCIA

Como una segunda parte del trabajo realizado en este sentido, se ha considerado fundamental comparar los resultados teóricos, con datos experimentales en el entorno próximo a la composición ideal de la moscovita. Para ello se han utilizado micas metamórficas de diferentes tipos de roca, cuya descripción y análisis químicos se pormenorizan en las tablas de los patrones 96, 97, 98 (ordenadas más tarde 114 y 118).

En las figuras 105, 106 y 107, se ponen de manifiesto las correlaciones existentes entre los valores calculados y los obtenidos por los métodos analíticos - convencionales.

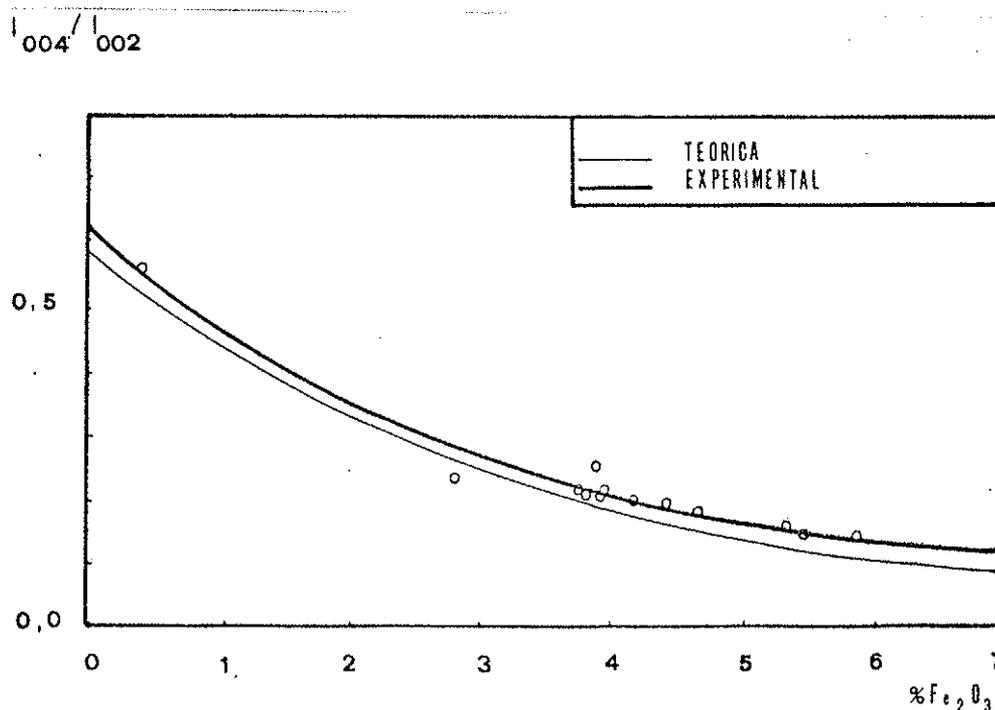


Fig. 106 .- Porcentaje de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> respecto de  $I_{(004)}/I_{(002)}$ . Se incluyen muestras con un contenido en paragonita, como fase independiente, nunca superior al 10% en moles (análisis semicuantitativo).

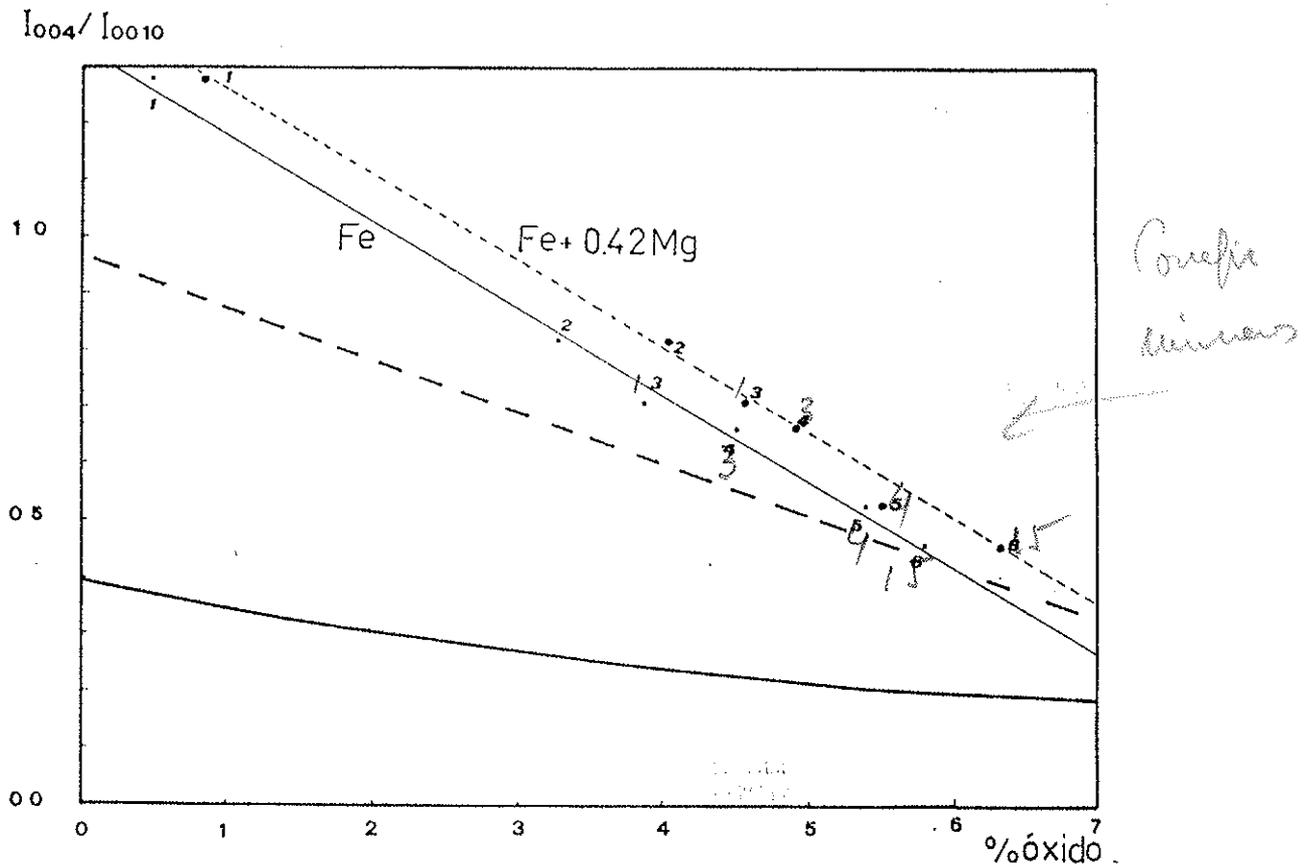


Fig. 107. -- Porcentajes de  $(Fe_2O_3 + 0.42 MgO)$  y de  $Fe_2O_3$  - respecto de  $I_{004}/I_{0010}$  en muestras libres de paragonita. Caben hacer las mismas consideraciones que en la figura 105. La línea más gruesa corresponde a la teórica obtenida en el modelo propuesto. La desviación observada se debe fundamentalmente a gran diferencia de ángulos  $2\theta$  de cada reflexión; la línea gruesa a trazos, corresponde a la del mismo modelo, corregidos los datos con el factor geométrico correspondiente.

CAPITULO SEXTO

A MODO DE EJEMPLO:

VARIACION DE ALGUNOS PA-  
RAMETROS CRISTALOGRAFICOS  
DE LAS MICAS EN LAS COR-  
DILLERAS BETICAS (ZONAS IN  
TERNAS). CRITICA.

## EL EJE $b_0$ DE LAS MOSCOVITAS

Ya quedó claro en el capítulo anterior que el eje cristalográfico  $b_0$  que marca el grado de fengitización de la moscovita al crecer cuando se enriquece en Si, Mg y Fe y pierde  $Al^{IV}$  y  $Al^{VI}$ . Recordemos además como quedó expuesto en el capítulo segundo que las ilitas evolucionan hacia términos fengíticos al aumentar la presión. Por tanto, y de acuerdo con CIPRIANI et al (1968), CIPRIANI et al (1971), SASSI (1972), ATZORI and SASSI (1973) y SASSI and SCOLARI (1974), el eje  $b_0$  es una medida de la presión de metamorfismo, siempre que se fije una variable, como es la composición química (BROWN, 1968). VELDE (1965) señala además isorreacciones de transformación de la moscovita en márgenes de presión y temperatura del metamorfismo, lo que indica que las variaciones del grado de fengitización son susceptibles de medida a temperaturas de hasta  $600^{\circ}C$  (metamorfismo de grado medio e incluso alto), en especial si la presión total (igual a la presión del agua) es muy baja.

En base a estas consideraciones y teniendo en cuenta que es aveces posible controlar la fase de metamorfismo en que se formaron tales o cuales micas, hemos determinado el eje  $b_0$  en cinco cortes seriados de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas.

METODO

Se ha utilizado el espaciado  $d_{(060)}$  de la moscovita cuyo valor es  $1/6$  del eje cristalográfico  $b_0$ . Las muestras se han preparado según el método del polvo, en un portamuestras especialmente construido (figura 4) -- cuando la roca original no presentaba cohesión suficiente (caso de las filitas alpujárrides). En caso de muestras con cohesión se han efectuado las medidas sobre cortes de rocas perpendiculares a la esquistosidad. Se ha utilizado la reflexión  $(21\bar{3}1)$  del cuarzo <sup>como estándar, ya que su espaciado</sup> ~~cuyo espaciado tiene un va~~ <sup>aparece</sup> ~~lor~~ de  $1,541 \text{ \AA}$  ~~y~~ <sup>aparece</sup> para la radiación del Cu, ~~aparece~~ a  $2\theta = 59,959$  para el pico  $K_{\alpha 1}$ , a  $2\theta = 60,123$  para  $K_{\alpha 2}$  y a  $2\theta = 45,835$  para  $K_{\beta}$ . El procedimiento utilizado, se ilustra en la figura 108. <sup>Se han limitado las medidas efectuadas a técnicas películas con cámara libre.</sup>

Las condiciones de registro más idóneas para esta exploración han sido las siguientes (se emplea radiación  $\text{CuK}_{\alpha}$ ):

Tensión = 36 KV, intensidad = 28 mA, velocidad de exploración del goniómetro =  $0,25^{\circ}/\text{min}$ , velocidad de giro de la muestra =  $0,125^{\circ}/\text{min}$ , sensibilidad = 200, constante de tiempo = 8 ó 16, velocidad del papel registrador = 1200 mm/hora, rendija de ventana del tubo de rayos X =  $2^{\circ}$  ó  $4^{\circ}$ , rendija del contador =  $0,5^{\circ}$  ó  $1^{\circ}$ .

Resultados

Los valores encontrados se han ordenado en for-

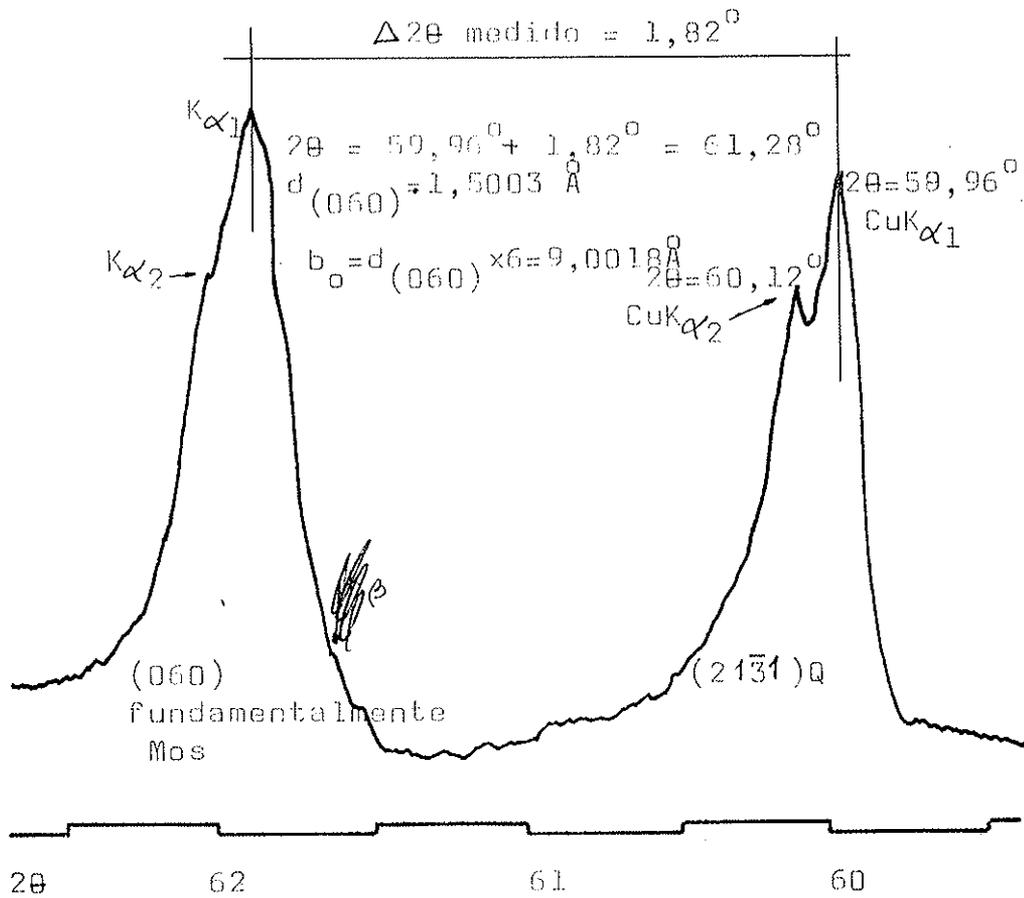


Fig.108 .- Reflexión (060) de una mica dioctaédrica  $\langle(21\bar{3}1)\rangle$  del cuarzo. El hecho de aparecer el pico de la (060) de la moscovita muy asimétrico y sin una definición buena de la reflexión correspondiente a la radiación  $K\alpha_2$  se debe fundamentalmente a dos factores: a) El pico incluye espaciados próximos a (060) como son (061),  $(06\bar{1})$ , (062),  $(06\bar{2})$ , etc. que dan reflexiones de intensidad apreciable. b) El espaciado (060) no tiene una magnitud constante en todas las láminas de la muestra, ni tan siquiera en los de un mismo grano, sino que el centro de la reflexión corresponde al punto más alto de una campana de Gauss que abarca una gama -- completa de valores de espaciados.

ma de histogramas de frecuencia (figuras 109 y 110 ).

En el Complejo de Sierra Nevada pueden distinguirse dos grupos muy bien diferenciados que corresponden a los Mantos del Mulhacén y del Veleta.

Los valores de  $b_0$  obtenidos en el Manto del Mulhacén (1) se agrupan en un valor único cuyo máximo varía muy levemente de una región a otra.

Los valores encontrados en el Manto del Mulhacén se distribuyen a lo largo de una gama más amplia de valores, debido a una composición química más heterogénea, a un campo *un campo más amplio de condiciones de metamorfismo*;

En la Unidad de La Caldera se encuentran dos máximos que corresponden a dos tramos diferentes de la serie: la zona inferior, rica en grafito (Caldera Negra) -- con, ~~o sin~~, metamorfismo *feinico* de contacto que *presenta* valores de  $b_0$

---

(1) Fundamentalmente, los ejes  $b_0$  medidos corresponden a micas de la fase  $F_{+2}$  (estática) en micasquistos. Coincidimos con SASSI (1972) en que los valores de  $b_0$  crecen con el contenido en clorita y disminuyen cuando hay carbonatos. Sin embargo, cuando hay exceso de cuarzo, los valores se dispersan principalmente hacia arriba pero también hacia abajo sin ninguna regla fija.

iguales a los obtenidos en el Manto del Veleta y un segundo máximo <sup>de</sup> valores superiores de  $b_0$ , que indican -- una mayor presión de metamorfismo. Esto indica claramente que el Manto del Veleta y la zona inferior de La Caldera tuvieron las mismas condiciones de metamorfismo durante la fase  $F_{+3}$  y, ambos, de menor presión que la parte Superior de la Unidad de La Caldera (1).

(1) Aboga a favor de la idea este hecho de considerar -- la zona baja de La Caldera, como unidad independiente del Manto del Veleta (pues éste carece de la fase de metamorfismo térmico) y del Manto del Mulhacén, (<sup>que</sup> ~~pues éste~~ presenta mayores valores de  $b_0$  en la fase  $F_{+2}$ ). Con estas consideraciones, la historia geológica relativa quedaría así:

a) Superposición tectónica de la parte inferior de la Unidad de La Caldera (que ya ha sufrido el metamorfismo térmico) sobre el Manto del Veleta.

b) Fase de metamorfismo estático  $F_{+2}$ .

c) Superposición tectónica de la parte superior de la Unidad de La Caldera y de la Unidad de Las Sabinas, sobre el conjunto del Manto del Veleta y de la Caldera baja, durante la tectónica general de mantos alpinos.

La Unidad de Las Sabinas, presenta un solo máximo que corresponde a un valor de  $b_0$ , ligeramente infe\_rior al obtenido en la parte superior de la Unidad de La Caldera en muestras del Collado de las Sabinas. Este hecho puede deberse a una mayor temperatura de formación de las micas de la fase  $F_{+3}$  ( De hecho en esta fase se llega incluso al grado de estaurolita-almándi-no) o bien a una menor presión de formación. Volveremos a insistir sobre este punto cuando hablemos del espaciado basal . En el sector de Cañar-Lanjarón el eje  $b_0$  tie-ne un valor idéntico al máximo obtenido en la zona superior de la Unidad de La Caldera, por lo que la dife-renciación con solo este criterio <sup>no es posible</sup>.

Por otra parte, los resultados obtenidos en los mantos alpujárrides se indican en la figura 110. Los histogramas A, B y C corresponden a diversos tramos de la serie de "La Mona" de BOULIN (1968). El máximo obtenido en un valor de  $b_0$  próximo a 9,000 Å corresponde a moscovitas de la fase post  $D_3$  en muestras con silimanita. Este mismo máximo aparece en la serie de Almuñecar (histograma F) para las moscovitas de la fase post  $D_3$  en muestras con estaurolita, a veces andalucita y granate (1).

---

(1) Es curioso observar la coincidencia de valores obtenida para la fase post  $D_3$  alpujárride y la  $F_{+3}$  del Manto del Mulhacén y especialmente con la Unidad de Las Sabinas.

Fig. 109.- Histogramas de valores de  $b_0$  ( $\text{\AA}$ ) en diferentes series de Sierra Nevada (entre paréntesis se indican el número de medidas). Manto del Veleta:

A: Capileira.

B: Puerto de la Ragua.

C: Pico Veleta.

D: N-W de Cañar.

Manto del Mulhacén:

E: Mulhacén (Unidad de La Caldera).

F: Cañar (Unidad de La Caldera).

G: Collado de Las Sabinas (Unidad de Las Sabinas).

H: Cañar-Lanjarón (Unidad de Las Sabinas).

Fig. 110.- Histogramas de valores de  $b_0$  ( $\text{\AA}$ ) en diferentes series Alpujarrides (entre paréntesis se indican el número de medidas).

A: Serie de La Moña (BOULIN, 1968) con micas de la fase Post  $D_2$  (Itrabo-Molvizor).

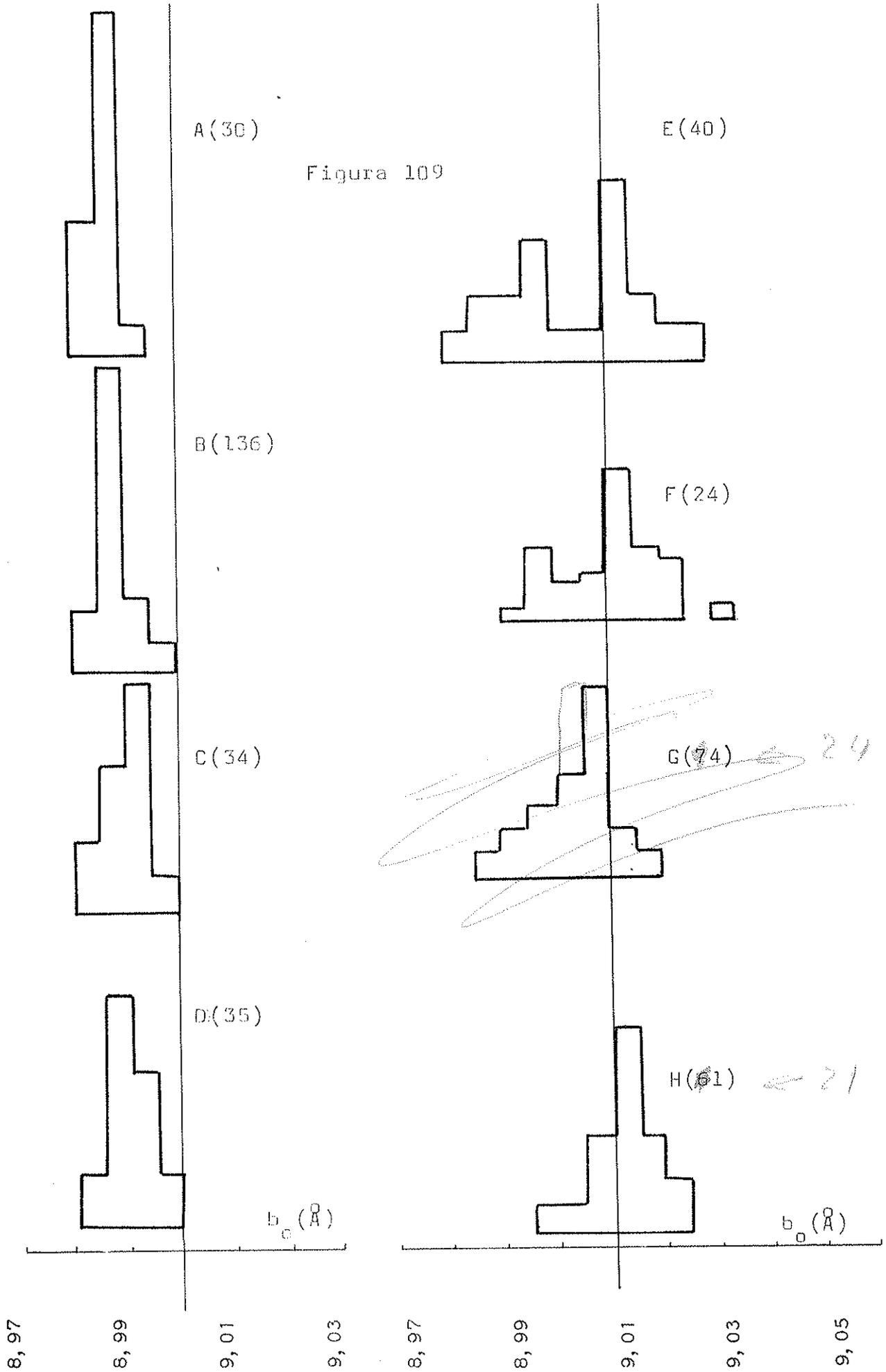
B: Serie de La Moña (BOULIN, 1968) con micas de la fase Post  $D_2$  (Almuñecar-Salobreña).

C: Serie de La Moña (BOULIN, 1968) con micas de la fase post  $D_2$  y Post  $D_3$  (Almuñecar - Jeto).

D: Manto de Cástaras (ALDAYA, 1969) con micas de fase metamórfica indeterminada (Lanjarón).

E: Manto de Alcázar (ALCAYA, 1969) con micas de fase metamórfica indeterminada (Carretera Granada-Motril)

Figura 109



A(52)

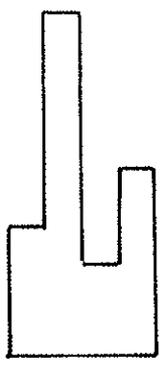
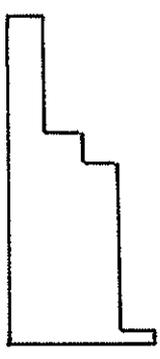
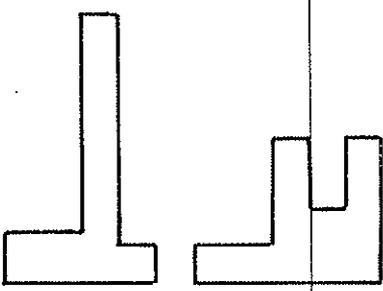


Figura 110

B(108)

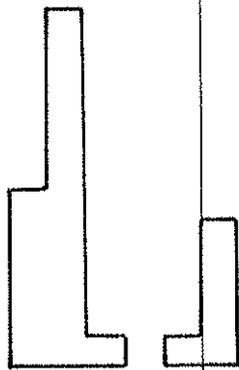


C(70)

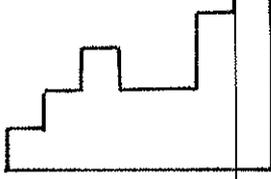


~~D(70)~~

26

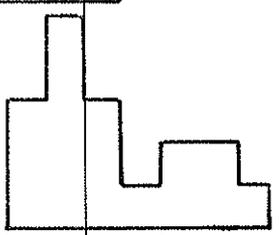


~~E(40)~~ 25



F(42)

$b_0(A)$



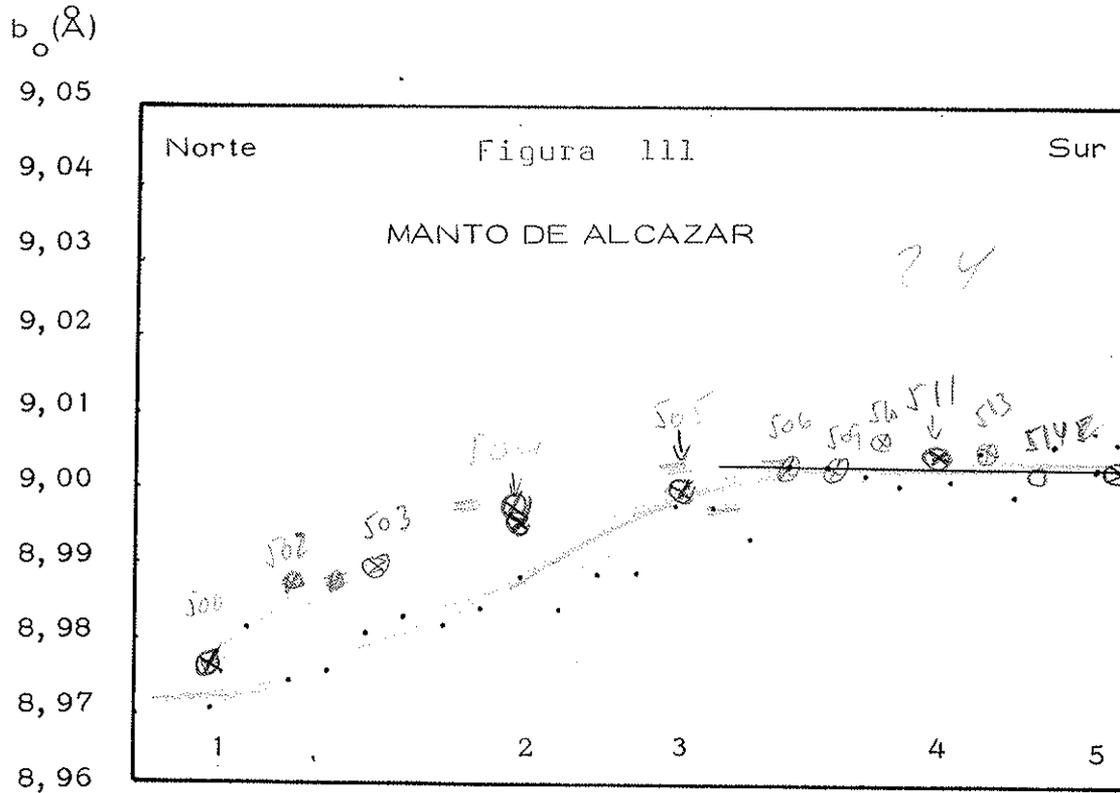
8,95

8,97

8,99

9,01

9,03



(1) Isbor. (2)Cruce de las carreteras de Motril-Granada y Orgiva.  
(3) Vélez de Benaudalla. (4) Túnel de la Gorgoracha. (5) Contacto  
de los Alpujarrides con la vega de Motril. La escala horizontal es  
aproximada.

Fig.111 .- Variación del eje  $b_0$  en las filitas del Man-  
to de Alcázar (ALDAYA, 1969) en un corte efectuado a -  
lo largo de la carretera Granada-Motril y sus alrededo-  
res.

En la formación de filitas alpujárrides (histogramas Dy E ) aparecen dos máximos a 8,992 y 9,002 Å. Sin que esté nada clara la asignación de cada uno de ellos a una paragénesis determinada, podemos suponer que corresponden a dos estadios extremos de presión de formación. Por una parte, el muestreo del Manto de Cástaras - adolece de falta de términos intermedios y por otra parte es muy llamativo el hecho de que en el Manto de Alcázar presente una variación sistemática en el valor del eje  $b_0$ , a medida que nos dirigimos hacia el Sur donde se estabiliza (figura 111). En el Manto de Cástaras no hemos observado esta variación sistemática de  $b_0$ , (quizá - por falta de términos intermedios) pero si una polaridad en ellos con los valores más altos hacia el Sur. Este hecho está en concordancia con el sentido de los cabalgamientos alpujárrides supuestos por ALDAYA (1970) , GALLECOS (1975) , etc.

A título comparativo señalamos que el valor medio de  $b_0$  obtenido para los mantos alpujárrides es similar al obtenido para las rocas del Carbonífero Inferior Maláguide (35 medidas) y a las del Carbonífero Inferior de la Meseta (20 medidas) de la zona Lusso-Oriental Alcuédica de LOTZE (1970) que han sufrido un metamorfismo hercínico.

E L E S P A C I A D O B A S A L D E L A S M I -  
C A S B L A N C A S

METODO

El espaciado basal se ha medido a partir de reflexiones (0010) sobre muestra de agregado orientado con las siguientes condiciones: Radiación =  $\text{CuK}\alpha$ , rendija de tubo de rayos X =  $1^\circ$ , rendija de contador =  $1/4^\circ$ , velocidad de exploración del ángulo  $2\theta = 0,25^\circ/\text{min.}$ , velocidad de giro de muestra =  $0,125^\circ/\text{min.}$ , velocidad de papel registrador = 1200 mm/hora. Se ha utilizado como standard la reflexión del cuarzo que aparece a  $2\theta = 45,795^\circ$  ( $\text{CuK}\alpha_1$ ),  $2\theta = 45,915^\circ$  ( $\text{CuK}\alpha_2$ ) y a  $2\theta = 45,835^\circ$  ( $\text{CuK}$ ) (1). *La sensibilidad empleada ha sido 400 y la constante de tiempos 4.*

EL ESPACIADO BASAL DE LA MOSCOVITA

En el Complejo de Sierra Nevada, las variaciones del espaciado basal de la moscovita se correlaciona

(1) Este método se ha empleado como rutina y pueden medirse los espaciados con error de  $\pm 0,002 \text{ \AA}$ , si se utiliza el pico del cuarzo como standard. En las mejores condiciones puede llegar a apreciarse  $\pm 0,0009 \text{ \AA}$  que es una magnitud que queda en los límites de detección y de las vibraciones atómicas. En otros casos hemos determinado el espaciado basal por extrapolación a  $2\theta = 180^\circ$ . *Los resultados mejoran considerablemente en nuestra opinión.*

perfectamente con el valor del eje  $b_0$  medido para cada muestra (figura 112). Esto es una prueba fehaciente de que la disminución del valor  $d_{(002)}$  se debe exclusivamente a efectos de fengitización (aumento de silicio, - magnesio e hierro y disminución del aluminio tetraédrico y octaédrico con el consiguiente giro de tetraedros y ajuste de octaedros que suponen un alargamiento del - eje  $b_0$  y disminución del espaciado basal) y no a efectos de sustitución de potasio por sodio. *Hay que recordar*

*por tanto*

*que estamos analizando rocas que han sufrido un metamorfismo de alto presiones (ver página 137) y bajo gradientes*

Como la fengitización ~~que~~ es el fenómeno que muestra esta variación, el espaciado basal, es una buena medida de la presión de metamorfismo, comparable a la del eje  $b_0$  en Sierra Nevada.

Para comprobar esta deducción hemos efectuado histogramas de valores de  $d_{(0010)}$  del Manto del Veleta y de las Unidades de La Caldera y de Las Sabinas (figura 113). Los resultados son coherentes con los obtenidos para valores de  $b_0$  (figura 109). Es interesante destacar el hecho de que la Unidad de Las Sabinas presente el máximo correspondiente a la fase  $F_{+3}$  desplazado hacia la derecha respecto del obtenido para la zona superior de la Unidad de La Caldera.

El efecto en esta última no es debido desde luego a expulsión del sodio de la red de la moscovita - que haga crecer su espaciado basal, pues el grado de metamorfismo máximo alcanzado aquí es el de estaurolita - almandino que no es suficiente para destruir el componente paragonítico de la mica. De hecho, se observa pa-

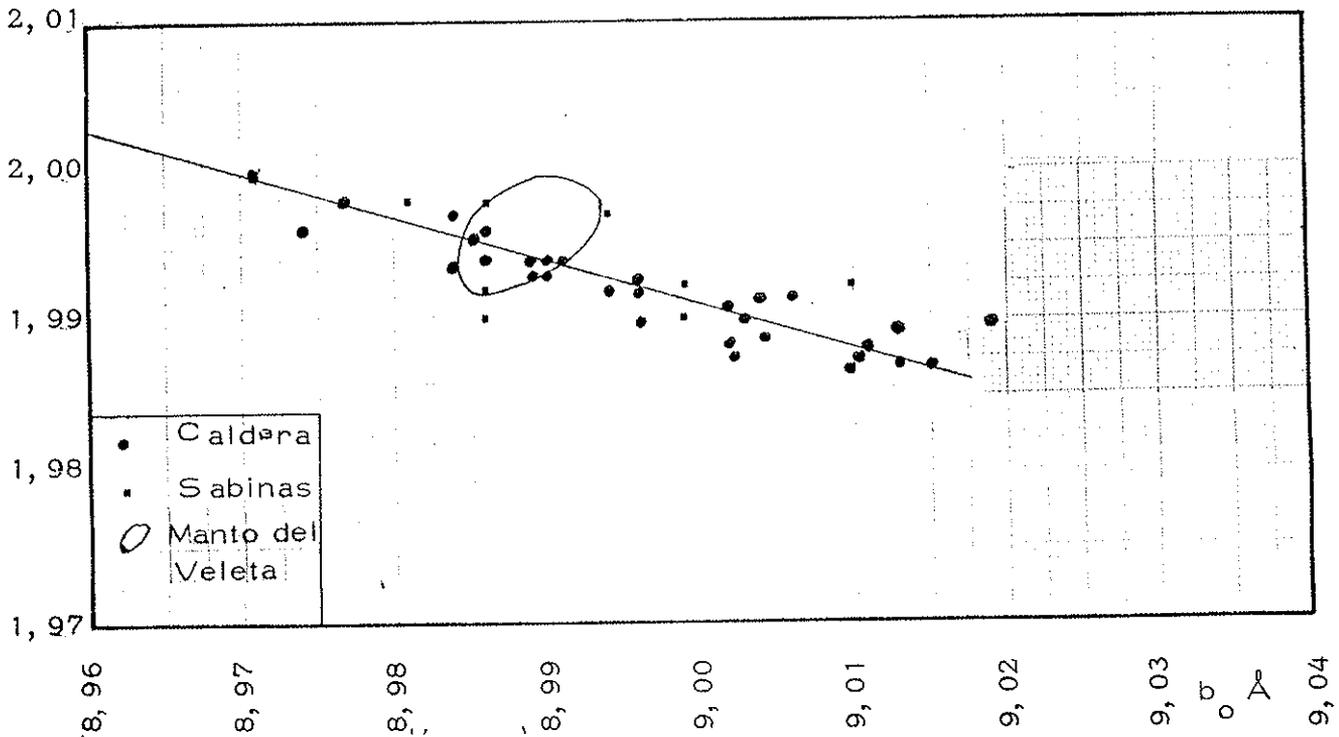


Fig.112.- Variación del espaciado basal de la moscovita 2M<sub>1</sub> con el eje  $b_0$  en micasquistos del Complejo de Sierra Nevada.

ragonita como fase independiente de una forma general. El aumento del espaciado basal, en las moscovitas del Collado de Las Sabinas, concluimos, es un efecto debido a menor grado de fengitización (menor presión de formación) (1) que el resto de las series del Manto del Mulhacén estudiadas y no a un aumento de temperatura.

Si utilizamos los valores medios, en lugar de los histogramas el razonamiento sigue siendo válido, pues

(1) En realidad, en un caso de temperatura constante, un aumento del espaciado basal de la moscovita 2M<sub>1</sub> se debe a un menor grado de fengitización, lo que ocurre en el caso de las Sabinas, donde el grado de fengitización es menor que en el resto del Manto del Mulhacén.

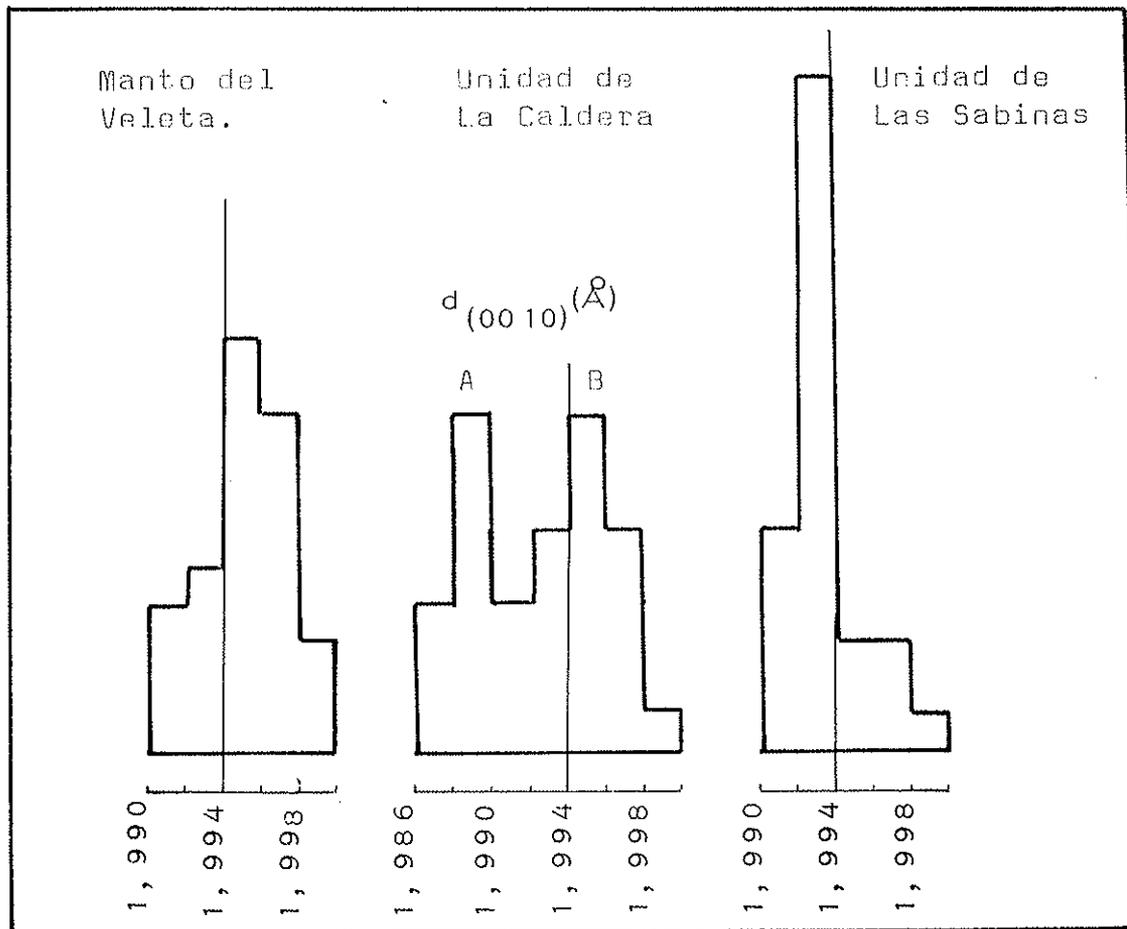


Fig.113 .- Histogramas de valores del espaciado  $d_{(0010)}$  de moscovitas  $2M_1$  de diversas unidades del Complejo de Sierra Nevada. El máximo A, corresponde a la Unidad de La Caldera con metamorfismo térmico. El B a la parte superior de la misma unidad. El histograma correspondiente a la Unidad de Las Sabinas se ha realizado sobre micasquistos de almandino-estauroлита del Collado de Las Sabinas (se ha prescindido de gneises, micasquistos feldespáticos, micasquistos con anfíbol y micasquistos con carbonatos).

el grado de aplastamiento del espaciado basal de las moscovitas (grado de fengitización) es mayor para la Unidad de La Caldera, seguido por la Unidad de Las Sabinas y menor para el Manto del Veleta:

	$d_{(0010)}$	desviación típica
Unidad de La Caldera	1,9919	0,0032
Unidad de Las Sabinas	1,9946	0,0037
Manto del Veleta	1,9958	0,0024

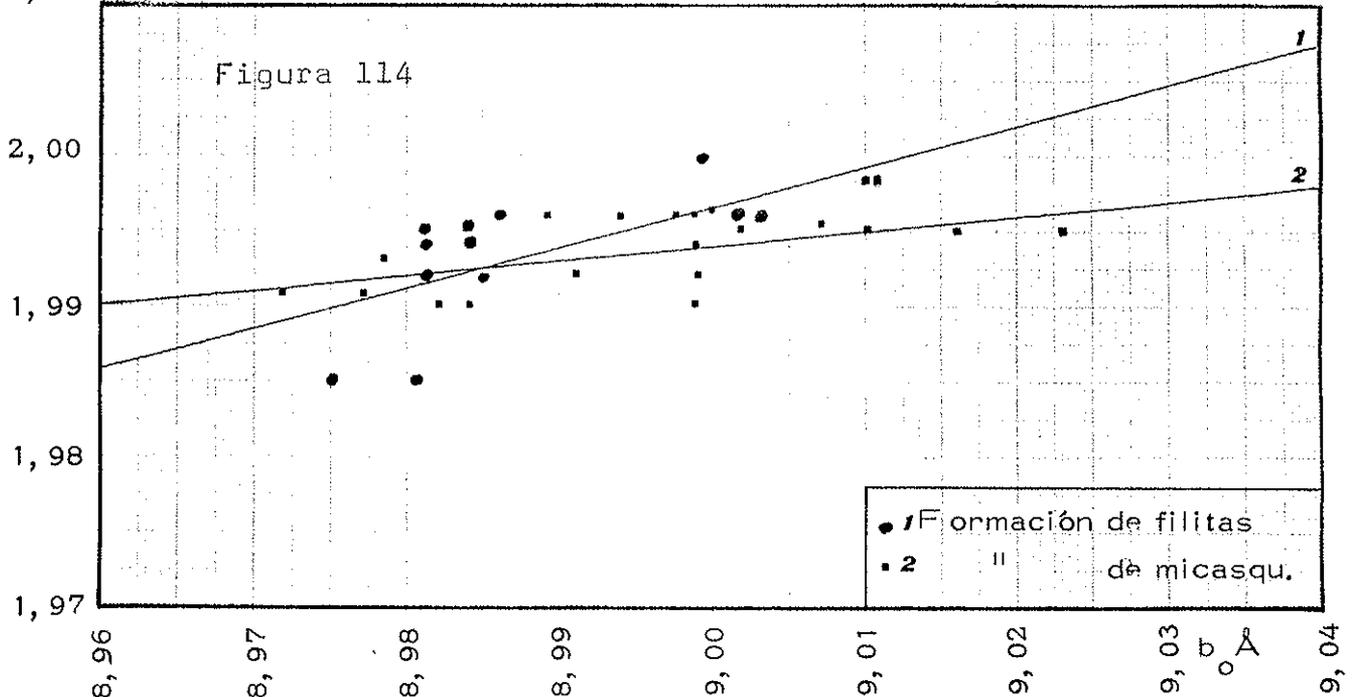
En los Mantos Alpujárrides el comportamiento del espaciado basal no es coherente con el del eje  $b_0$  (figura 114) por lo que no podemos atribuir su acortamiento a efectos de presión exclusivamente. Hay que pensar por tanto, en la otra posibilidad, es decir, en el efecto de sustitución de potasio por sodio.

El comportamiento del espaciado basal de la moscovita es diferente en las filitas que en los micasquistos. El hecho de aumentar el espaciado basal al mismo tiempo que el eje  $b_0$  en las primeras, parece indicarnos que la temperatura es menos influyente que la presión durante la formación de la mica (bajo gradiente de temperatura), habida cuenta que un espaciado mayor de la moscovita trae consigo una baja sustitución de potasio por sodio que indica a su vez una temperatura baja de formación. Como conclusión, indicamos que si bien la presión de formación de las filitas alpujárrides crece hacia el Sur, la temperatura no lo hace con la misma intensidad o bien no varía. *Volvemos a insistir sobre este punto.*

En cuanto a los micasquistos alpujárrides de las series de La Mona y de Almuñecar (BOULIN, 1968) el crecimiento conjunto del eje  $b_0$  y del espaciado  $d_{(0010)}$  indican por una parte un aumento de presión y de otra un aumento de temperatura al perder sodio la moscovita a --

$d(00, 10)$  mos.

2,01



Variación de la reflexión (00, 10) de la moscovita con la magnitud del eje  $b_0$  en diferentes formaciones alpujarrides.

causa del metamorfismo de alto grado (superior a la isograda de la estauroлита) que se observa en la región. (1)

Los valores medios encontrados han sido:

	$d(00 10)$	desviación típica
Filitas	1,9946	0,0033
Micasquistos	1,9948	0,0012

(1) Es decir el predominio de "desparafinización" prevalece sobre el de "desulfuración" sobre el fundamento basal.

R E L A C I O N . D E I N T E N S I D A D E S

I (004)/I (002) D E L A M O S C O V I T A .

Son una medida del grado de sustitución de Aluminio octaédrico por hierro (y magnesio), según se demostró en el capítulo quinto. Constituye pues una medida del grado de fengitización. Para que los resultados sean aceptables, las medidas han de ser realizadas con un cuidado especial y sobre intensidades integradas. No valen las efectuadas por comparación de áreas de reflexiones en difractogramas de agregado orientado, pues las variaciones de las cantidades de hierro en la red de la moscovita, son tan sutiles que producen muy pocas diferencias en las diversas intensidades.

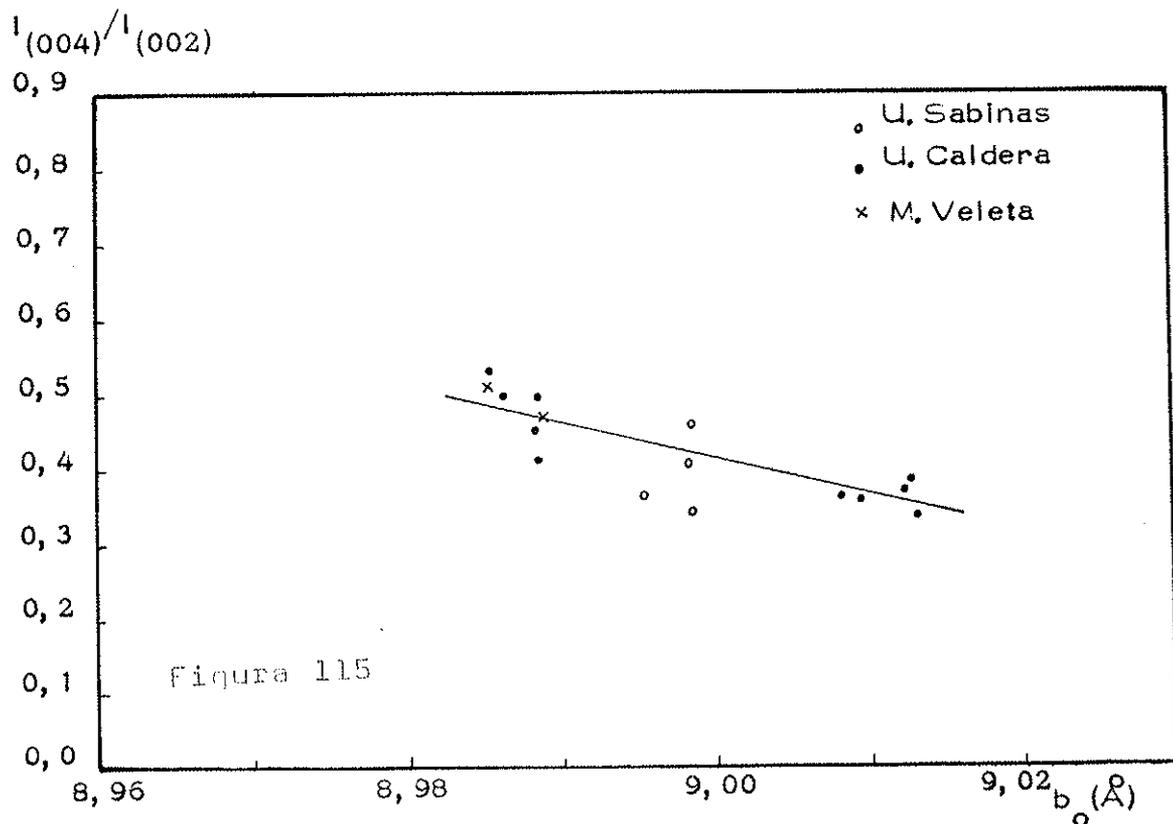
Constituye, pues, una medida laboriosa en su obtención, por lo que es preferible la determinación de otros parámetros con el mismo significado (como el  $b_o$  ó el  $d_{(0010)}$ ) cuando haya correlación con el  $b_o$ , para medir el grado de fengitización.

Otro problema adicional surge cuando existen moscovita y biotita como fases independientes, pues al aparecer las reflexiones de ambos minerales juntas, el efecto medido equivale a considerar una moscovita anormalmente rica en hierro (o magnesio).

Concluimos que es una medida que puede marcar el grado de fengitización (presión de metamorfismo) pero poco recomendable por las interferencias en caso de coexistencia con biotitas y dificultad de obtención de datos.

En la figura 115 se presenta la correlación que existe entre el eje  $b_0$  y la relación  $I_{(004)}/I_{(002)}$  de moscovitas.

Las mayores cantidades de hierro (y magnesio) corresponden a menores relaciones de  $I_{(004)}/I_{(002)}$  y a mayores magnitudes del eje  $b_0$ . Por tanto, la presión de metamorfismo crece hacia la derecha de la gráfica.



Variación de  $I_{(004)}/I_{(002)}$  con la magnitud del eje  $b_0$  en moscovitas  $2M_1$  del Complejo de Sierra Nevada. El grado de fengitización (presión de formación) aumenta hacia abajo y hacia la derecha con el contenido en hierro (y magnesio). Las Intensidades son Integradas.

LA ANCHURA DE LA REFLEXION (002)  
DE LA MOSCÓVITA.

Los resultados obtenidos demuestran que en rocas metamórficas, incluso de muy bajo grado, la anchura de la reflexión (002) de la moscovita, tiende a un valor mínimo constante, por lo que no sirve como medida de cristalinidad.

En la figura 116 se disponen con fines comparativos los valores obtenidos en las series estudiadas. En los micasquistos alpujarridos hay una aparente cristalini dad más baja debido a que existen dos fases minerales independientes (moscovita y biotita), cuyos espaciados son ligeramente diferentes (pueden observarse los dobletes correspondientes incluso en las reflexiones (002)) y tienden a dar un <sup>Solo</sup> pico común pero más ancho. Este efecto es común en metamorfismo de alta temperatura, donde las micas dioctaédricas llegan a constituir dos fases bastante puras. Los resultados se comparan con la relación de intensidades basales  $I_{(004)}/I_{(002)}$ , como ya es clásico en la literatura sobre este tema, a fin de medir el grado de sustitución octaédrica (1).

---

(1) Nosotros creemos más interesante comparar las medidas de cristalinidad, además de con  $I_{(004)}/I_{(002)}$ , con el eje  $b_0$  y con la separación de las reflexiones  $d_{(0010)}$  de la moscovita y la paragonita presentes en la misma muestra, según veremos después. Esperamos en un futuro inmediato, obtener resultados positivos con estos índices en estudios de diagénesis y metamorfismo de bajo grado.

Las condiciones de trabajo que hemos utilizado para medir la anchura de la reflexión han sido:

Método del agregado orientado, radiación  $\text{CuK}_\alpha$ , tensión 36 Kv, intensidad 28 mA, rendija de ventana del tubo de rayos X = 0,5 grados, rendija del contador = 0,25 grados, velocidad de exploración del ángulo  $2\theta$  = 1 grado/minuto, velocidad de giro de la muestra = 0,5 grados/minuto, velocidad del papel registrador = 1200 mm/hora, sensibilidad = 400, constante de tiempo = 4.

$$\text{Anchura (002) mos/blo(mm.)} \approx (\text{Cristalinidad})^{-1}$$

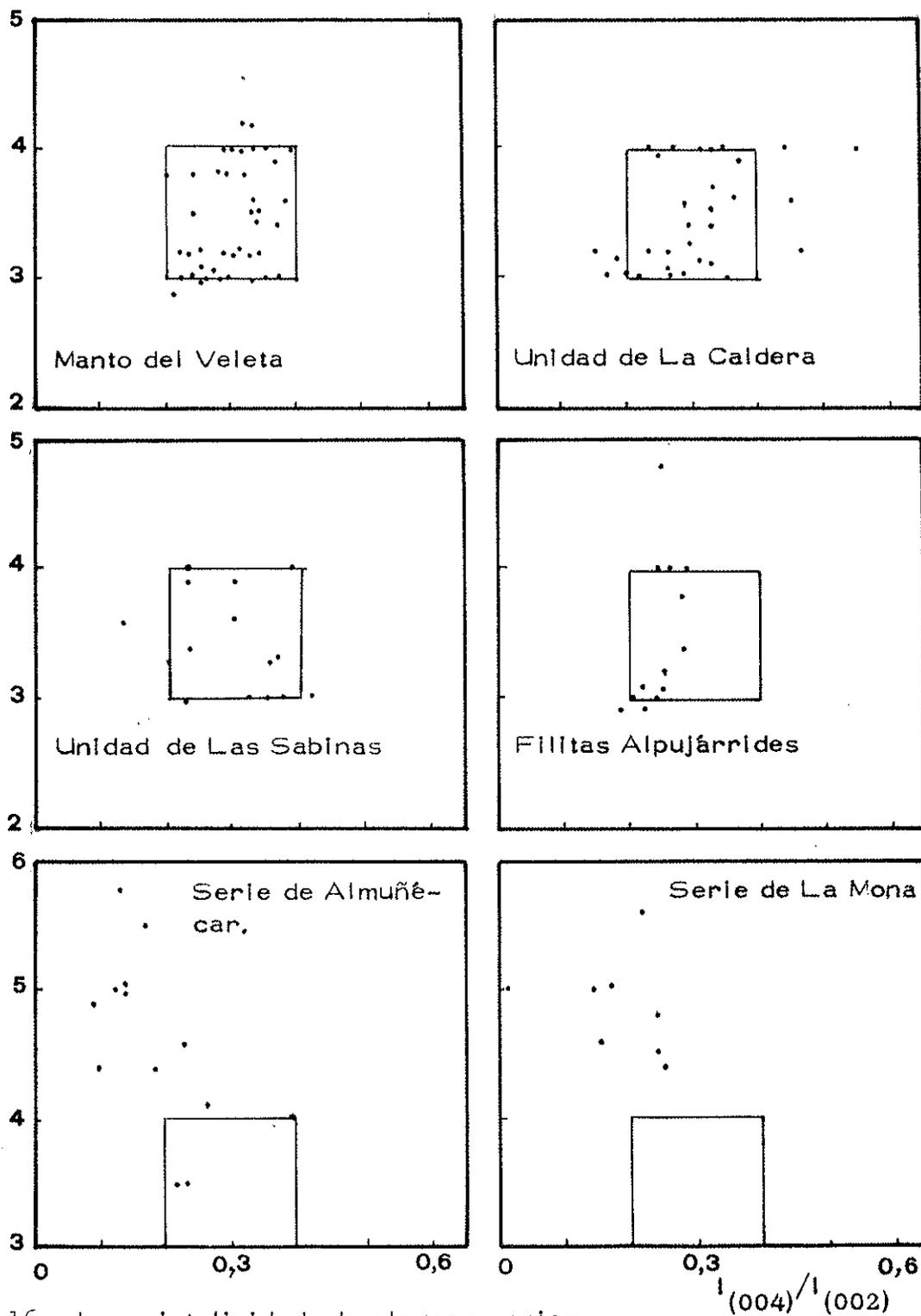


Fig. 116 . La cristalinidad de algunas series.

Efectos de pseudocristalinidad en las series de Almuñécar y de La Mona.

El cuadrado dibujado sirve de guía para las comparaciones.

E L P O L I T I P O D E L A M O S C O V I T A

En las micas estudiadas el politipo determinado ha sido el  $2M_1$  en la mayoría de los casos. Unicamente se ha encontrado el 3T en un gneis de la unidad de La Caldera donde coexisten junto a la biotita.

Aunque ya se dijo en el capítulo segundo que el politipo 3T puede darse en metamorfismo regional (unicamente se ha descrito en esquistos verdes del Japón y en facies de anfibolitas de los Alpes), es propio de rocas de origen ígneo.

El gneis que nos ocupa es rico en turmalina y posee feldespatos con maclas bien desarrolladas. Tiene además granate y biotita marrón. La mica 3T está desorientada y su origen ígneo parece estar asegurado. El afloramiento está situado en términos intermedios de la serie de La Caldera (entre las llamadas "Caldera Clara" y "Caldera Negra").

La mica  $2M_1$  sobreimpuesta a la 3T está parcialmente orientada con la esquistosidad presente en la roca, por lo que puede asegurarse que ha recristalizado en la fase  $F_{+2}$ . Al microscopio puede distinguirse la  $2M_1$  de la 3T por tener aquella un ángulo  $2V > 0^\circ$ .

EL EJE  $b_0$  DE LA PARAGONITA .

Es un parametro fácilmente medible, pero que no varía de forma apreciable ni con el grado de metamorfismo, ni con las unidades estudiadas. A modo de ejemplo se han comparado algunos valores obtenidos con el espaciado basal (figuras 117 a 120) pero no se obtienen indicaciones de ningún hecho concreto. Se reafirma así la rigidez del esqueleto de la paragonita para los cambios isomórficos en sus capas tetraédricas y octaédricas, comparada con la de la moscovita. Es decir : la paragonita es menos "fengitizable" que la moscovita.

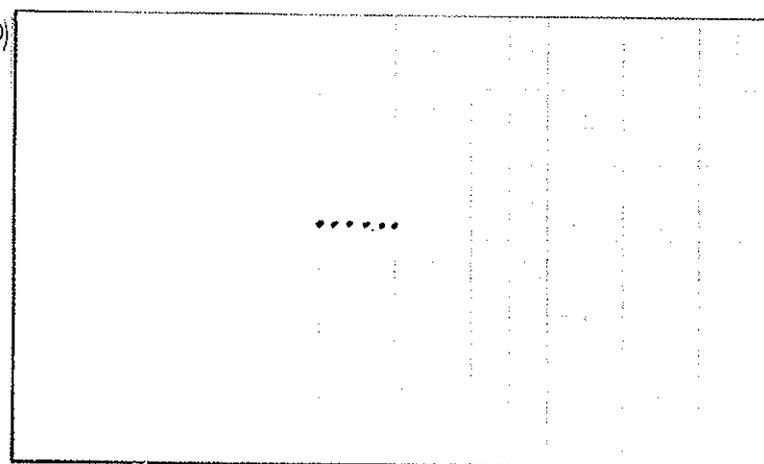
Variación de  $b_o$  con  $d$  (00, 10)  $\text{\AA}$  par  
 (00, 10) en paragoni-  
 tas.

Formación de filitas  
 (Manto de Cástaras).

Figura 117

1, 93

1, 92

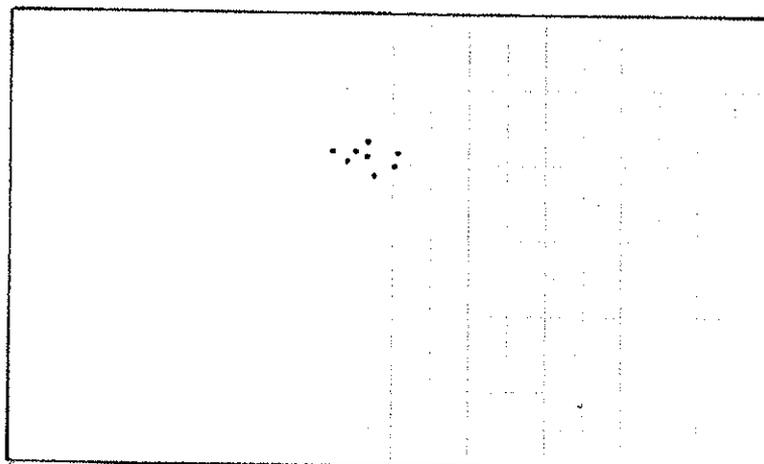


Unidad de las Sabinas.

Figura 118

1, 93

1, 92

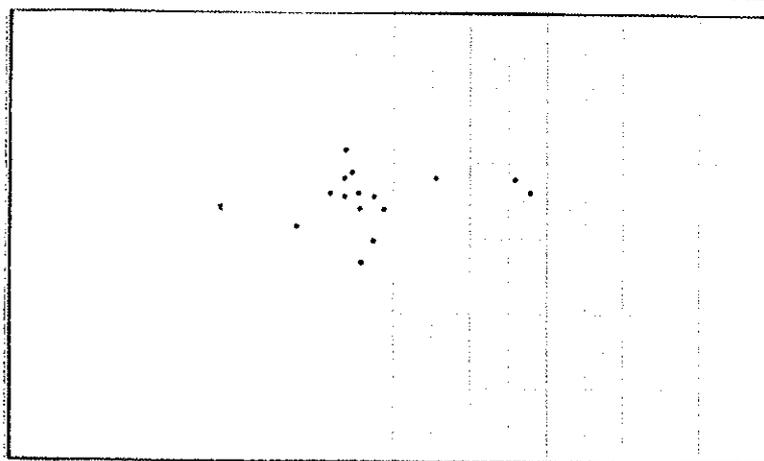


Unidad de la Caldera.

Figura 119

1, 93

1, 92

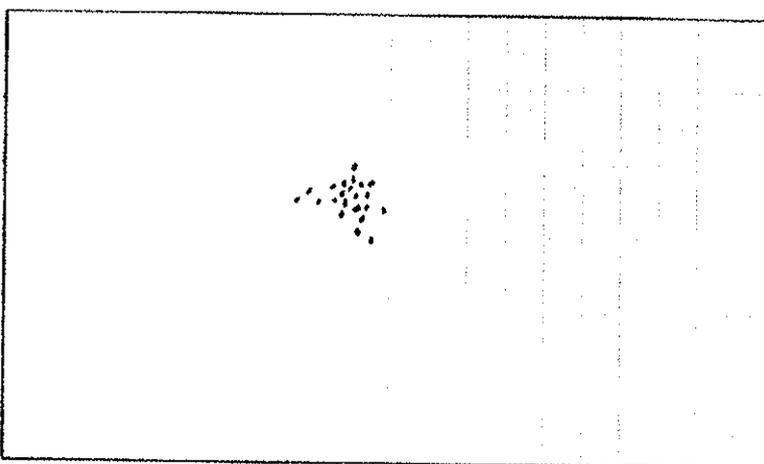


Manto del Veleta

Figura 120

1, 93

1, 92



8, 86

8, 87

8, 88

8, 89

8, 90

$b_o$   $\text{\AA}$

8, 91

E L E S P A C I A D O B A S A L D E L A P A R A G O -  
N I T A .

Es interesante estudiar el espaciado basal de la paragonita, debido a que el comportamiento de su esqueleto es mucho más rígido que el de la moscovita, de tal forma que las sustituciones isomórficas de las capas tetraédricas son raras y los fenómenos de aplastamiento de la lámina por fengitización <sup>son</sup> menos espectaculares que en aquella, aunque por supuesto existen. En estas condiciones la elongación según [001] se rige <sup>principalmente</sup> ~~únicamente~~ por sustituciones de sodio por potasio(1), es decir, por causas en las que predomina la temperatura sobre la presión.

En la figura 121 podemos observar como el espaciado basal de la paragonita no varía apenas cuando lo hace el eje  $b_0$  de las moscovitas paragenéticas. El espaciado basal de la paragonita debe crecer con la temperatura, según hemos visto ya en el capítulo segundo, aunque el fenómeno de la fengitización puede camuflar algo el efecto cuando la presión de formación es grande (como se observa en la figura 121). Esto ocurre en la Unidad de La Caldera, que presenta una disminución del espaciado basal de la paragonita, cuando aumenta el eje  $b_0$  de la moscovita (o lo que es lo mismo, cuando aumenta la presión de formación de la paragénesis).

En la figura 122 se han representado los valores

---

(1) A veces calcio.

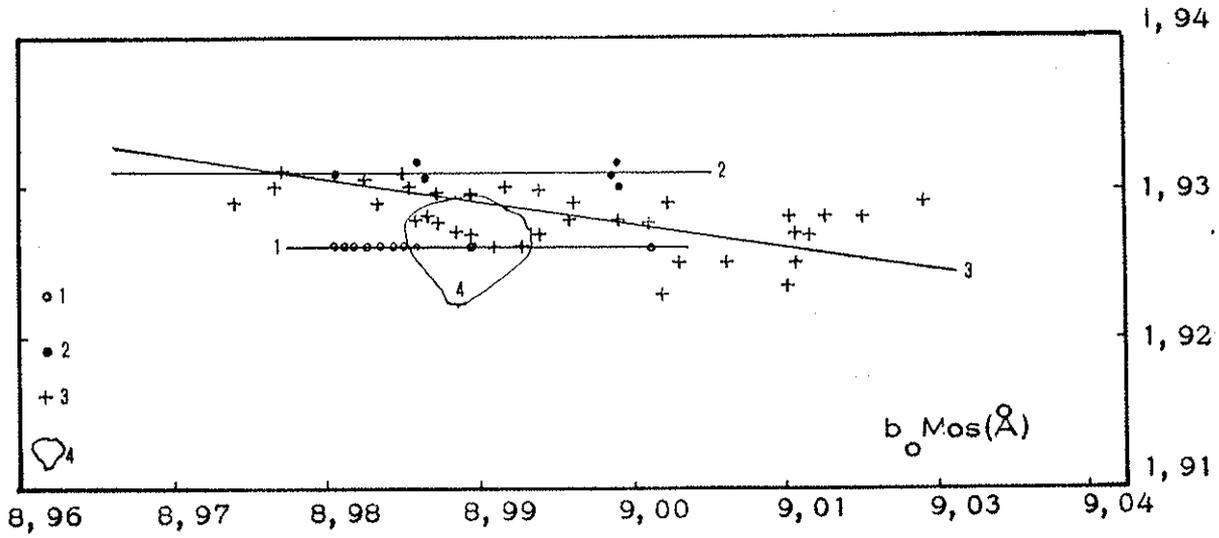
$d_{(0010)}$  par (Å)


Fig. 121 .-Variación del espaciado basal de la paragonita con el eje  $b'_0$  de la moscovita. La presión de formación aumenta con el eje  $b_0$ . La temperatura de formación aumenta con el espaciado basal de la paragonita, salvo cuando el efecto de fengitización llega a disminuirlo ( en este caso la recta de ajuste debe tener pendiente negativa) - como ocurre en la recta correspondiente a la Unidad de La Caldera. 1 = filitas alpujárrides, 2 = Unidad de Las Sabinas (Collado de Las Sabinas), 3 = Unidad de La Caldera, 4 = Manto del Mulhacén.

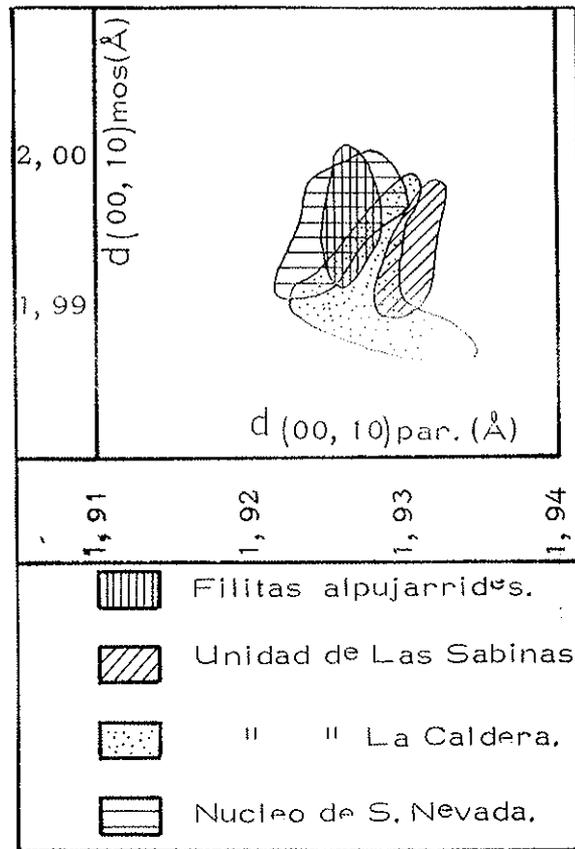


Figura 122

Relaciones entre los espaciados correspondientes a las reflexiones (00;10) de paragonita y moscovita de diferentes unidades.

de los espaciados basales correspondientes a paragonitas y moscovitas paragenéticas. El gráfico no tiene mayor utilidad que la de delimitar rocas pertenecientes a diversas unidades. Hay que hacer notar, que en caso de existir como única variable la temperatura de formación (es decir, si prescindimos de los efectos de fengitización por presiones), habría una correlación negativa entre ambos valores de acuerdo con la ecuación de ZEN and ALBEE (1964) (al solo existir sustituciones de sodio por potasio).

Nosotros hemos llegado a una ecuación similar a la de ZEN and ALBEE (1964) pero con la diferencia de que corregimos el efecto de aplastamiento por fengitización:

$$d_{(002)}(\text{Par}) = -0,2634 d_{(002)}(\text{Mos}) + 12,250 \quad (\text{ZEN and ALBEE, (1964)})$$

$$d_{(002)}(\text{Par}) = -0,3922 d_{(002)}(\text{Mos}) + 13,548 \quad (\text{Esta Memoria}).$$

Para evitar el efecto de aplastamiento por fengitización, hemos acudido a una medida relativa entre las reflexiones  $d_{(0010)}$  de ambas micas y que marca de forma casi exclusiva la sustitución de sodio por potasio. Esta es la diferencia angular ( $\Delta 2\theta$ ) que aparecen estas dos reflexiones en los difractogramas de agregado orientado (1). Desde luego conviene tener presente que cuanto más cercanas estén las reflexiones, tanto más próximos son los espaciados, tanto mayor el grado de solución sólida de una mica en otra y tanto mayor su temperatura de formación.

(1) Como son términos relativos es preferible utilizar esta medida a  $\Delta d_{(0010)}$  entre las dos micas, ya que para

En la figura 123 se representan las variaciones relativas de los espaciados de la moscovita y de la paragonita, respecto de las diferencias entre los ángulos  $2\theta$  a que aparecen las reflexiones  $d_{(0010)}$ . En abscisas las variaciones se deben en parte a efectos de fengitización y en parte a efectos de sustitución de sodio por potasio y viceversa. En ordenadas las variaciones se deben únicamente a efectos de sustitución de sodio por potasio, o viceversa. La temperatura de formación es necesariamente mayor para las ordenadas más bajas (donde existe mayor sustitución isomórfica de sodio por potasio y viceversa). La distribución de los resultados experimentales obtenidos, concuerdan perfectamente con los datos petrográficos que definen cada unidad.

Si representamos este incremento angular en función del eje  $b_0$  de la moscovita, podemos tener una idea muy precisa sobre los campos de presión y temperatura de cada paragénesis (figura 124), e incluso de los distintos gradientes. Los micasquistos alpujarrides estudiados (Series de La Mona y de Almuñécar) no presentan paragonita, salvo contadas excepciones, por pasar su metamormisma de la isograda de la estauroлита y no pueden incluírse en este esquema.

---

pequeñas variaciones de espaciados  $\Delta 2\theta = K \Delta d_{(0010)}$   
(K es una constante de proporcionalidad).

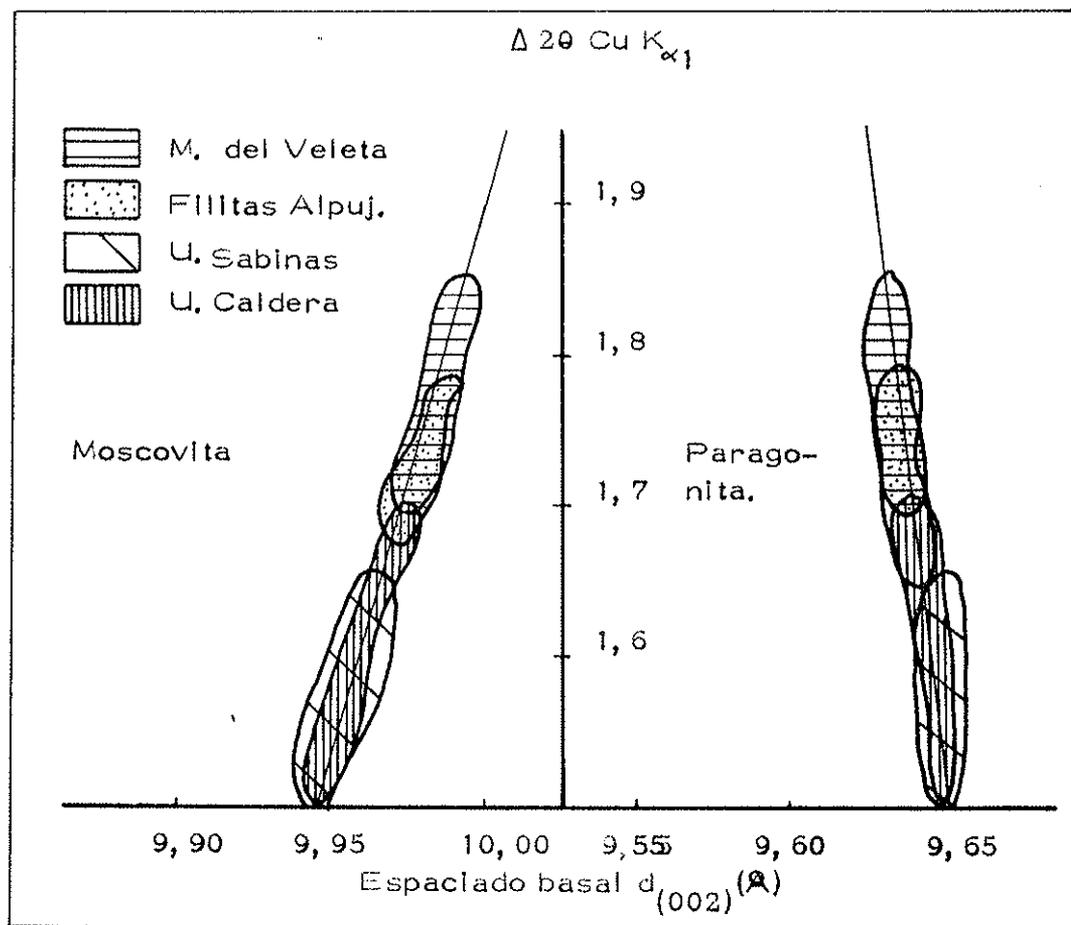


Fig. 123 .- Variación del espaciado basal de moscovitas y paragonitas en función del incremento angular de  $2\theta$  de las reflexiones  $d_{(0010)}$ . Las temperaturas de formación son superiores para las ordenadas más pequeñas. Las ecuaciones de las rectas de ajuste (mínimos cuadrados) son las siguientes:

$$\text{Moscovita: } y = 7,0588 x - 68,688$$

$$\text{Paragonita: } y = -18,0000 x + 175,180$$

$$d_{(002)}(\text{Par}) = -0,3922(d_{(002)}\text{Mos}) + 13,5482.$$

Número de puntos incluidos (para cada gráfica):

Manto del Veleta : 31

Filitas Alpujárrides : 17

Unidad de Las Sabinas : 15 (Collado de Las Sabinas)

Unidad de La Caldera : 40

TOTAL : 103.

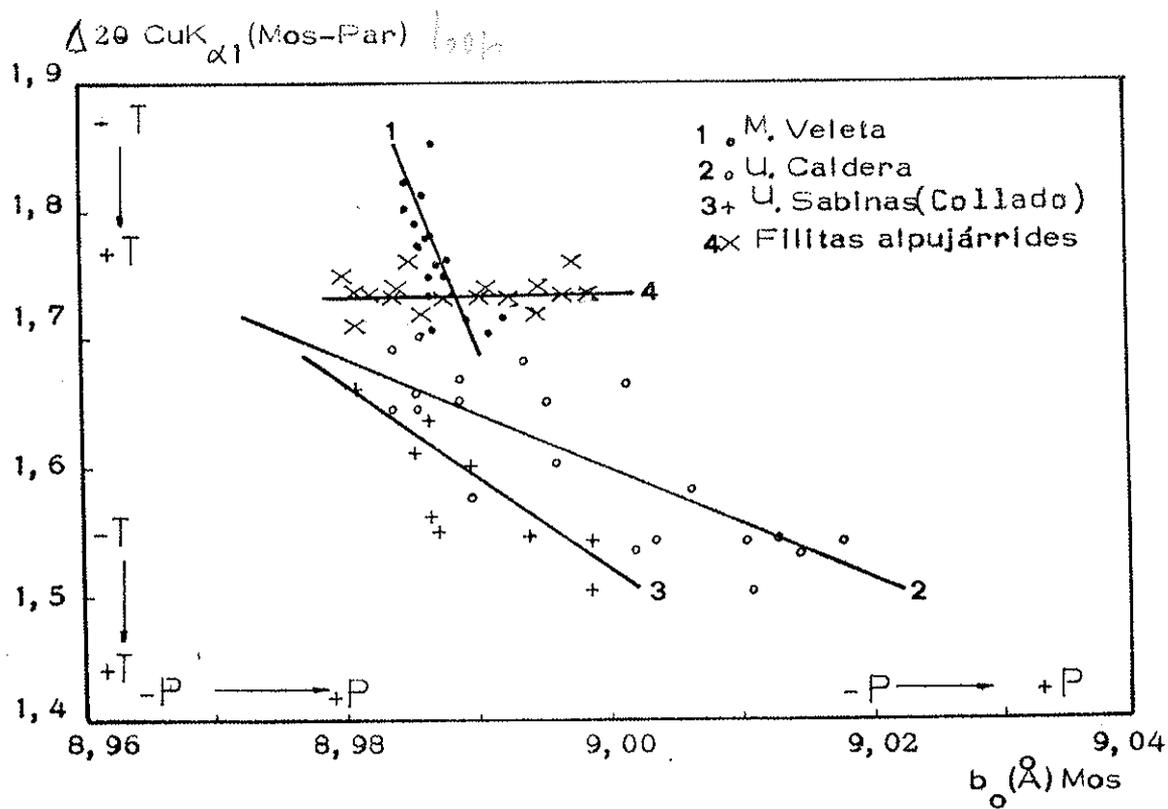


Fig. 124 . Diagrama de presión-temperatura. Las ordenadas mayores indican temperaturas menores. Las abscisas mayores indican mayores presiones. 1) Metamorfismo de bajas presiones y con bajas temperaturas. Las variaciones principales, aunque débiles, se deben a la temperatura. 2) Metamorfismo de presiones bajas a altas con temperaturas variables de bajas a medias. 3) Metamorfismo de presiones más bajas que el tipo 2 en la misma gama de temperaturas. 4) Metamorfismo de baja temperatura donde juega fundamentalmente la presión como variable.

CAPITULO SEPTIMO

CONCLUSIONES.

1. En el Complejo de Sierra Nevada, se han determinado las siguientes micas:

Moscovita  $2M_1$   
 Moscovita 3T  
 Fuchsita  
 Moscovita oechaterítica  
 Paragonita  
 Biotita roja  
 Biotita marrón  
 Biotita verde

2. La moscovita  $2M_1$  se presenta en paragénesis ígneas o metamórficas.

3. La moscovita 3T está ligada a paragénesis ígneas ácidas antiguas.

4. La fuchsita se encuentra en mármoles intercalados entre peridotitas y por su especial composición química (intermedia entre moscovita, flogopita y margarita) puede tratarse de una especie mineral nueva.

5. La moscovita oechaterítica se ha encontrado en anfibolitas ricas en granate, rutilo, circon y piroxenos.

6. La paragonita se ha encontrado siempre junto a la moscovita. No aparece en ortogneises ni en anfibolitas y raramente en cuarcitas y mármoles.

7. Casi todas las micas blancas han recrystalizado en la fase  $F_{+2}$  (vease la definición de la fase  $F_{+2}$  en el capítulo cuarto) sobre los edificios cristalinos de las micas de las fases anteriores.

8. Las moscovitas son en su mayoría parcialmente fengíticas.

9. Las paragonitas tienen un grado de "fengitización" mucho menor que las moscovitas.

10. El ángulo  $2V$  de las moscovitas y paragonitas varía en función del politipo, grado de empilamiento turbillonario

según [001] por la macla de eje [310] y composición química.

11. El ángulo 2V de la moscovita 3T es siempre cero.

12. El ángulo 2V de la moscovita  $2M_1$  puede llegar a tener un valor mínimo de cero (máximo grado de empilamiento turbillonario) y un máximo de 40 grados (vease figura 57).

13. El ángulo 2V de la paragonita sin macla de eje [310] es superior a 40 grados e inferior a 45. Puede servir por tanto de criterio óptico para distinguir moscovitas de paragonitas. Los apilamientos de láminas de moscovita y paragonita dan ángulos 2V de valores intermedios.

14. En el complejo alpujárride se han determinado:

Moscovita  $2M_1$

Paragonita

Biotita marrón

Biotita roja

Biotita verde.

15. La mayoría de las micas observadas en las series de micasquistos estudiadas pertenecen a las paragénesis Post  $D_2$  y Post  $D_3$ . (Ver las definiciones de ambas en el capítulo cuarto).

16. La paragonita en los micasquistos alpujárrides estudiados ha sido destruida en casi todos los afloramientos por haber sobrepasado el metamorfismo las condiciones marcadas por las isorreacciones de CHATERJEE (1970) (Ver figura 15).

17. Las moscovitas de los complejos estudiados presentan en solución sólida paragonita y margarita (esta última en menor cuantía).

18. En las moscovitas estudiadas existe una correlación negativa entre el número de huecos octaédricos ocupados

por aluminio y por hierro.

19. Aunque no muy clara, la correlación de los huecos ocupados por aluminio octaédrico y magnesio es positiva. La correlación del magnesio y del hierro es negativa (En moscovitas ambos casos).

20. El titanio presente en la red de la moscovita se mantiene prácticamente constante en todos los análisis efectuados.

21. Coincidimos con otros autores en afirmar que las ilitas evolucionan hacia términos fengíticos al aumentar la presión de metamorfismo y hacia moscovita (más biotita, más feldespato potásico, más agua) al aumentar la temperatura.

22. El aluminio (tanto tetraédrico como octaédrico) aumenta con la temperatura de formación de la moscovita.

23. El hierro aumenta con la presión de metamorfismo en las moscovitas.

24. El comportamiento del magnesio en las moscovitas es intermedio entre los del aluminio y del hierro. En el metamorfismo del complejo de Sierra Nevada, parece ser que se favorece su entrada en la red al aumentar la temperatura de formación.

25. El silicio aumenta con la presión de metamorfismo en las moscovitas.

26. El espaciado basal de las moscovitas disminuye con el contenido en sodio, silicio, hierro y magnesio. Aumenta con el contenido en potasio, con el déficit de carga de los interlaminares, con el contenido en aluminio octaédrico y con el contenido en aluminio tetraédrico.

27. El eje  $b_0$  de la moscovita aumenta con el contenido en silicio, hierro y magnesio. Disminuye con los contenidos en aluminio tetraédrico y octaédrico. Los cationes interlaminares tienen muy poca influencia sobre su desa

rollo.

28. El espaciado basal de la moscovita disminuye con el grado de "paragonitización" y con el grado de "fengitización".

29. El eje  $b_0$  de la moscovita aumenta con el grado de fengitización.

30. La variación del magnesio es más correlacionable con el espaciado basal que con el eje  $b_0$ .

31. La variación del hierro se correlaciona mejor con el eje  $b_0$  que con el espaciado basal.

32. Las intensidades de las reflexiones basales de las micas son susceptibles de reflejar variaciones de composición química. Se propone un modelo matemático que sistematiza estas variaciones y se comprueba su funcionamiento en el entorno de composición química próximo a la moscovita con excelentes resultados.

33. El eje  $b_0$  de la moscovita, en cuanto que es una medida del grado de fengitización, es utilizable como barómetro geológico en las Cordilleras Béticas.

34. El espaciado basal de la moscovita es utilizable como geobarómetro en el Complejo de Sierra Nevada (Una presión de formación mayor se refleja en un espaciado basal menor de la moscovita).

35. El espaciado basal de la moscovita puede utilizarse como geotermómetro en los micasquistos alpujárrides de las series de La Mona y de Almuñecar (Espaciados mayores indican temperaturas mayores por encima de la isograda de la estauroлита; al contrario por debajo cuando coexista con paragonita).

36. El espaciado basal de la moscovita no es utilizable como geobarómetro ni geotermómetro en las filitas alpujárrides por existir interferencias entre los efectos de sustitución de potasio por sodio y fengitización.

37. La anchura de la reflexión (002) de las micas  $2M_1$  (o la (003) de la 3T) no resulta ser sensible como medida de cristalinidad en las unidades estudiadas.

38. Se han observado anomalías en las medidas de la anchura de la reflexión (002) que no corresponden a variaciones de cristalinidad, sino a la coexistencia de dos fases minerales (moscovitas y biotitas en micasquistos alpujárrides) de espaciados próximos entre sí.

39. La relación  $I_{(004)}/I_{(002)}$  en moscovitas resulta poco práctica a la hora de utilizarla como geobarómetro, por ser la obtención de buenos índices muy lenta y engorrosa. Resulta ser, no obstante, un método bastante preciso para la determinación del hierro (y magnesio) de la capa octaédrica. La presión de formación de la mica (y la cantidad de hierro y magnesio) es mayor cuando aumenta la razón  $I_{(004)}/I_{(002)}$ . Las medidas de intensidades deben hallarse necesariamente por integración).

40. El eje  $b_0$  de la paragonita no varía de forma apreciable con el grado y tipo de metamorfismo.

41. El espaciado basal de la paragonita es utilizable como geotermómetro (a mayor espaciado mayor temperatura de formación) cuando las presiones no son excesivas, pues, aunque en menor grado que la moscovita, también sufre aplastamientos similares a los de fengitización en la moscovita.

42. El diagrama formado por los espaciados basales del par moscovita-paragonita permite a veces diferenciar unidades distintas entre sí.

43. Se propone una ecuación que relaciona los espaciados basales del par moscovita-paragonita, en la que se corrigen los aplastamientos por fengitización para el ámbito de las Cordilleras Béticas :

$$d_{(002)}(\text{Par}) = -0,3922 d_{(002)}(\text{Mos}) + 13,548 \text{ (\AA)}.$$

44. Se propone la utilización de la diferencia entre ángulos  $2\theta$  a que aparecen las reflexiones  $d_{(0010)}$  del par moscovita paragonita como geotermómetro, ~~totalmente independiente~~ <sup>pero influida por</sup> de la presión de formación, <sup>por esta</sup> que es utilizable desde el grado más bajo del metamorfismo hasta la isograda de la estauroлита aproximadamente, donde comienza a destruirse la paragonita.

45. La diferencia entre ángulos  $2\theta$  indicada en el punto anterior es en todo caso útil para diferenciar unidades entre sí. Es por otra parte muy simple de obtener por el método del agregado orientado por lo que el número de medidas puede multiplicarse.

46. Se propone el diagrama  $(2\theta \text{ Mos-Par})_{(0010)} - b_0 \text{ (Mos)}$  como definitorio de campos de presión y temperatura y gradientes en regiones metamórficas con  $P_{\text{total}} = P_{\text{agua}}$ .

47. Mediante la aplicación de los parámetros propuestos hasta aquí, hemos deducido:

a) El manto del Veleta <sup>refleja</sup> ~~tiene~~ una presión de metamorfismo (en  $F_{+3}$ ) homogénea en todas las series estudiadas. Las pequeñas variaciones observadas son debidas principalmente a oscilaciones de temperatura. Tanto la presión como la temperatura de formación son bajas.

b) La Unidad de La Caldera presenta condiciones de presión más elevadas que el manto del Veleta salvo en la zona de metamorfismo de contacto ("Caldera Negra") en la que es semejante. Las presiones oscilan entre bajas y altas y las temperaturas entre bajas y medias ( $F_{+3}$ ).

c) La Unidad de Las Sabinas en el sector de Cáñar-Sopertujar no puede diferenciarse de la zona superior de la Unidad de La Caldera con solo estos criterios.

d) La Unidad de Las Sabinas (en el Collado del mismo nombre) presenta una temperatura de formación ( $F_{+3}$ ) similar a la zona superior de la Unidad de La Caldera, ~~pero~~<sup>y de un</sup> rango de presiones ~~es menor~~<sup>menor</sup> (mayor gradiente).

e) Las filitas alpujárrides se forman a bajas temperaturas y presiones crecientes progresivamente hacia el sur.

f) Los micasquistos alpujárrides de las series de La Mona y de Almuñecar presentan un metamorfismo de altas temperaturas en general y altas temperaturas y presiones en la fase Post D<sub>3</sub>.

g) Es posible, en algunas condiciones, determinar el área fuente de los sedimentos detríticos de las cuencas postorogénicas alpinas por comparación de los parámetros establecidos en esta Memoria con los obtenidos del estudio de las micas detríticas de estos sedimentos.

CAPITULO OCTAVO

BIBLIOGRAFIA CITADA EN

ESTA MEMORIA.

- ALBEE, A. and CHODOS, D. (1965). "Microprobe analysis of interlayered muscovite and paragonite Lincoln - Mountain Quadrangle, Vermont". Am. Meeting. Geol. Soc. Am. Program, 2.
- ALDAYA, F. (1969). Tesis Doctoral: "Los Mantos Alpujárri des al Sur de Sierra Nevada".
- ALDAYA, F. (1970). "Pliegues Triásicos en Sierra Lújar, zona Bética, provincia de Granada (Nota preliminar)". Bol. Geol. Min. (XXXI), 593-600.
- ALTHAUS, E. , KAROTHEE, NITSCHKH and WINKLER, H.G.F. (1970). "An experimental re-examination of the upper - stability limit of muscovite plus quartz". Neues Jahrb. Mineral, Monatsh. 3-g, K-7, 325-336.
- ATZORI, P. and SASSI, F.P. (1973). "The barometric significance of the muscovites from the Savoca phyllites (Peloritani, Sicily)". Schweiz. Mineral. Petro. Mitt. 53, 243.- 253.
- AXELROD, J.M. and GRIMALDI, F.S. (1949). "Muscovite with small optic axial angle". Am. Min. 34, 559 - 572.
- BAILEY, S.W. (1975). "Cation Ordering and Pseudosymmetry - in Layer Silicates" Am. Min. 60, 175-187.
- BANNOS, S. (1958). "Glaucophane schists and associated - rocks of the Omi district". Japanese Jour. Geology and Geography, 29, 29-44.
- BEARTH, P. (1959). "Über Eklogite, Glaukophanschiefer -- und metamorphe Pillowlaven". Schweiz. Mineral. Petro. Mitt. 39, 267-286.
- BOULIN, J. (1968). "Metamorphisme a distene-sillimanite et à andalousite-sillimanite: étapes sucesives

- d'une même evolution dans le Massif Central - Français et les Cordillères Betiques internes".  
C. R. Ac. Sc. Paris. 266, 200-203
- BOULTER, C.A. and RAHEIM, A. (1974). "Variation in  $Si^{+4}$  Content of phengites through a Three Stage Deformation Sequence Clive". Contr. Min. Petrol. 48, 57-71.
- BROUWER, H.A. (1926). "The structure of the Sierra Nevada". Wet. Akad. Proc. Kon. Ned, 29, 878-882.
- BROWN, G. (1955). "Effects of isomorphous substitutions - on intensities of 001 reflections of mica". -- Min. Mag. 30, 657-665.
- BROWN, E.H. (1968). "The  $Si^{+4}$  amount of natural phengite: a discussion". Contrib. Mineral. Petrol. 17, 78-81.
- BURNHAN, C.W. and RADOSLOVICH, E.W. (1963-1964). "Crystal structure of coexisting muscovite and paragonite". Carnegie. Inst. Wash Year Book . 63 , 232-236.
- CAULEY, J.W. Mc. (1973). "Crystal structure analysis of - synthetic fluor phlogopite". Ame. Min. 58, 249-254.
- CIPRIANI, C. , SASSI, F.P. and VITERBO-BASSANI, C. (1968). "La composizione della miche chiare in rapporto con la costanti reticolari e col grado meramorfico". Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol 24, 153 - 187.
- CIPRIANI, C., SASSI, F.P. and SCOLARI, A. (1971). "Metamorphic White micas: Definition of paragenetic Fields ". Schweiz. Mine. Petrol. Mitt. 51, 259-302.

- COPPONEX, J.P. (1958). "Observations geologiques sur les Alpujarrides Occidentales (Cordilleres Bétiques. Espagne)". Thèse Genève 130 p. Also in Bol Inst. Geol. Min. (España). LXX 1959, 79-208.
- CHADWICK, P.K. (1976). "Visual illusions in Geology". Nature. 260, 397-401.
- CHANG-PAO-KWEI and LIN KUO-CHENG (1974). "Chrome phlogopite a new subspecies of phlogopite". Geochimica (China). 1, 71-74.
- CHATERJEE, N.D. (1968). "Chromian phengite in an ankerite marble from the Suse Valley, Western Italian Alps". N. Jb. Mh. 1968, 3/4-103, Stuttgart.
- \_\_\_\_\_ (1970). "Synthesis and upper stability of paragonite". Contrib. Miner. Petrol. 27, 244-257.
- \_\_\_\_\_ and JOHANNES, W. (1974). "Thermal stability and standard thermodynamic Properties of synthetic  $2M_1$ -muscovite,  $KAl_2 [AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ ". Contr. to Min. and Petrol. 48, 89-114.
- \_\_\_\_\_ and FROESE, E. (1975). "A thermodynamic Study of the Pseudobinary Join Muscovite-Paragonite in the System  $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ ". Am. Min. 60, 985-993.
- CROWLEY, M.S. et ROY, R. (1964). "Crystalline solubility in the muscovite and phlogopite groups". Am. Min. 49, 348-362.
- DAY, H.W. (1973). "The high Temperature Stability of muscovite Plus Quartz". Am. Min. 58, 255-262.
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUCA, E. (1974). "Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas. España)". Tecniterrae. 1, 17-24.

- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1976). "Estudio Geológico del Complejo de Sierra Nevada entre los Meridianos de Lanjarón y Pitres". *Tecniterrae*. 9, 26-35.
- DONALD BLOSS, F. (1965). "Pitfall in determining 2V in micas". *American Mineralogist*, 50.
- DONNAY, G. , MORIMOTO, N. - TAKEDA, H. and DONNAY, J.D. (1964). "Trioctahedral one-layer micas I. Crystal structure of a synthetic iron mica". *Acta Crystallogr.* 86, 213-251.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). "Les minéraux argileux dans la diagenèse; passage au métamorphisme". *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace. Lorraine.* 29, - 320.
- \_\_\_\_\_ et HICKEL, D. (1972). "Cristallographie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Permo-Trias des Alpes Piémontaises". *Sci. Géol. Bull.* 25-4, 201-229.
- DURAND- DELGA, M. and FONTBOYE, J.M. (1960). "Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie". *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn* III, 181-187).
- EGELER, C.G. (1964). "On the tectonic of the Eastern Betic Cordilleras (S.E. Spain)". *Geol. Rundsch.* 53, 260-269.
- \_\_\_\_\_ et SIMON, D.J. (1969). "Sur la Tectonique de la zona Betique". North-Holland Publishing C. Amsterdam-London.
- ENGEL, A.E.J. et ENGEL, C.G. (1960). "Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York". *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, 1.

- ERNST, W. G. (1963). "Significance of phengitic micas - from low-grade schists". *Americ. Mineral.* 48, 1357-1373.
- (1963 c). "Petrogenesis of glaucophane schist". *Jour. Petrol.* 4, 1-30.
- ESQUEVIN, J. (1969). "Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité". *Bull. - Centr. Rech. Pan-SNPA.* 3, 147-154.
- ESTEVEZ, A. y PEREZ LORENTE, F. (1974). "Estudio geológico del Sector de Cañar-Soportujar, vertiente meridional de Sierra Nevada". *Estudios Geológicos* XXX, 515-541.
- EUGSTER, H.P. and YODER, M. S. (1954). "Paragonite". *Carnegie Inst. Washington Yearbook.* 53, 111-114.
- (1955a) "The join muscovite-paragonite". *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.* 124-126.
- and WONES, D.R. (1958). "Phase relations of hydrous silicates with intermediate Mg/Fe ratios". *Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.* 57, 193.
- (1966). "Muscovite-paragonite join and its use as geologic thermometer". *Bull. Geol. Soc. Am.* 67, 1693.
- , ALCEE, A.L., BENCF, A.S. , THOMPSON, J. Jr. - and WAL'dbraum, D.R. (1972). "The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions". *Journal. Petrol.* 13, 147-179.
- EVANS, B.W. (1965). "Application of a reaction-rate method to the breakdowns equilibrium of muscovite and --

- muscovite plus quartz". Am. J. Sc. 263, 647-667.
- FALLOT, P (1948). "Les Cordillères Bétiques". Est. Geol. 4, 83-172.
- FIORENTINI-POTENZA, M. and MORELLI, G. (1968). "La paragenesi delle metamorfi a phengite 3T e muscovite 2M<sub>1</sub> in Val Chincella-Zona Sesiallanzo". Atti. Soc. Ital. Sci. Nat. 107, 5-36.
- FOSTER, M.D. (1956). "Correlation of dioctahedral potassium micas on the bases of their charge relations". U.S. Geol. Sur. Bull. 1036 D, 57-67
- \_\_\_\_\_, BRYANT, B. and HATHAWAY, J. (1960). "Iron-vich muscovite micas from the Grand father - Mountain area, North Carolina". Am. Min. 45, 839-851.
- FREY, A. (1969). "A mixed-layer paragonite-phengite of low-grade metamorphic origin". Contr. Min. - Petr. 24, 63-65.
- FREY, M. and NIGGLI, E. (1972). "Margarite an important rock-forming mineral in regionally metamorphosed low-grade rocks". Naturwissenschaften, 59, 214-215.
- FUJII, T. (1966). "Muscovite-paragonite Equilibria". Ph. D. Thesis, Harvard University
- GALLEGOS, J.A. y RODRIGUEZ GALLEGOS, M. (1973). "Las micas incoloras en las filitas alpujárrides. -- Aplicaciones al estudio del metamorfismo (NW de Sierra Nevada). Cordilleras Béticas! Estudios Geológicos, XXIX 329-333.

- GALLEGOS, J.A. (1975). Tesis doctoral: "Los Alpujárrides al W de Sierra Nevada".
- GONZALO y TARIN (1882). "Estratigrafía geológica de las calizas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería". Bol. Com. Map. Geol. España. 9, 97-111.
- GOWER, J.A. (1957). "X-ray measurement of the iron magnesium ratio in biotites". Am. J. Sci. 255, 142-157.
- GRAESER, S. and NICGLI, E. (1967). "Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der Alpenen Metamorphose [tages tectoniques". Inst. Geol. Univ. Neuchâtel, Suisse. 89-104.
- GUIDOTTI, CH.V. (1966). "Variations of the basal spacings of muscovite in Sillimanite-bearing pelitic schists of Northwestern Maine". Am. Min. 51, 1778-1786.
- \_\_\_\_\_ and CRAWFORD, K.E. (1967). "Determination of Na/(Na+K) in muscovite by X-ray diffraction and its use in the study of pelitic schist in north west Maine". Geol. Soc. Am. Spec. Papers. 115, 86 abstrac.
- \_\_\_\_\_ (1973). "Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N-W Maine. Contrib. Mineral and Petrol. 42, 33-42.
- GÜVEN, N. and BURNHAM, C.W. (1965-1966). "The crystal structure of 3T<sub>1</sub> muscovite". Ann. Rep. Geophys. Lab. Carnegie Institute of Washington. 129, 290-301.
- \_\_\_\_\_ (1971). "The crystal structures of 2M<sub>1</sub> phengite and 2M<sub>1</sub> muscovite". Zeits. Krist. 134, 196-212.
- GUPTA, M.P. and GUPTA, N.P. (1967). "An X-ray investigation of

- green mica in Khondalite from Auranga-Koel Valley, Paleman, Bihar, India". *Mineral. Mag.* 280, 591-603.
- HARDER, H. (1956). "Untersuchungen an Paragoniten und an natriumbaltigen Muskoviten". *Heidelb. Beit. Mineral. Petro.* 5, 227-271.
- HAZEN, R.M. and BURNHAM, CH.W. (1973). "The crystal structures of one-layer phlogopite and annite". *Amer. Min.* 58, 889-900.
- HENLEY, K.J. (1970). "Application of the muscovite-paragonite geothermometer to a staurolite-grade schist from Sulitjelma, north Norway". *Min. Mag.* 37, 693-704.
- HENDRICKS, S.B. and FRY, W.H. (1939) "Polymorphism of the micas". *Am. Miner.* 24, 729-771.
- HEWITT, D.A. (1973). "Stability of the assemblage Muscovite - Calcite - Quartz". *Am. Miner.* 58, 785-791.
- HÖCK, V. (1974). "Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria". *Contr. Mineral and Petrol.* 43, 261-274.
- HOSCHEK, A. (1969). "The stability of staurolite and Chloritoid and their significance in Metamorphisme of Pelitic Rocks". *Contrib. Mineral. Petrol.* 22, 208-232.
- IYAMA, J.T. (1964). "Etude sur reactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite". *Bull. Soc. Franc. Min. Crist.* 87, 532-541.
- IWASAKI, M. (1960). "Color less glaucophane and associated minerals in quartzose schists from eastern Sikoku, Japan". *Jour. Geol. Soc. Japan.* 66, 566-574.

- JACQUIN, J.P. (1970). Tesis doctoral: Contribution a l'étude Géologique et Minière de la Sierra de Gádor". Nantes.
- KAMPSCHUUR, W. (1972). Tesis doctoral: "Geology of the Sierra de Carrascoy (S-E Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation". Amsterdam. GUA. Papers 1, 4.
- KANEHIRA, K. and BANNO, S. (1960) " Ferrifengite and aegirin-jadeite in a crystallin schists of the Limdri DistriçKii Peninsula". J. Geol. Soc. Japan. 66, 654-659.
- KIHARA, K. MATSOMOTO, T. and BANNO, S. (1975). "Existence of 3T muscovite en low-grade metamorphic rocks of the Saubagawa metamorphic belt. Japan". Min. Mag. 40, 202-205.
- KODAMA, H. GATINEAU, L. and MERING, J. (1971). " An analisis of X-ray diffraction line profiles of microcrystalline muscovites". Clays and Clay Minerals. 19, 405-413.
- KUBLER, B. (1968). "Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite". Bull. Centre. Rech. Pan. S. N. P. A. 2/2, 285-307.
- KWAK, T. A. P. (1968). "Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. Geoch. Cosmoch. Acta. 32, 1222-1228.
- LAMBERT. (1959). "The mineralogy and metamorphism of the Moineschist of the Moraz and Knoydart districts of Inverners-Shire. Trans-Roy. Soc. Edinburgh. 63, 553-588.
- LAMBERT, J. B., ROBERTSON, J. K. and WYLLIE, P. J. (1969). "Melting Reactions in the system  $KAlSi_3O_8 - I_1O_2 - H_2O$  to 18,5 kilobars". Am. Journal Soc. Letters. 18, 133-136.

- LANGMYHR, F.J. and PAUS, P.E. (1968 a y b). *Anal. Chim Acta.* 43, 397 y 508.
- LEO, G.W. ROSE, H.J. and WARR, I.I. (1965). "Chromian muscovite from the Serra de Jacobina, Bahia, Brazil". *Am. Miner.* 50, 392-402.
- LIBORIO, G. and MONTANA, A. (1975). "White micas with 3T polymorph from the calcecisti of the Alps". *Ne. Jahrb. min., Mh.* 546-555.
- LOTZE, F. (1970). "El Cámbrico en España". *Mem. I.G.M.E.* 75, 234.
- MARTIN-RAMOS, J.D. y RODRIGUEZ-GALLEGO (1974). "Variación del eje  $b_0$  de moscovitas hercínicas afectadas por metamorfismo de contacto del Batolito de Los Pedroches, Córdoba". Inédito.
- \_\_\_\_\_ (1975). "Petrología del borde Norte del Batolito de "Los Pedroches" Venta de Azuel (Córdoba)". *Bol. Geol. Min.* LXXXVI-III, 301-308.
- MICHEL, R. (1953). "Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et des Serria-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes)". *Sci. de la Terre.* 1, 290-298.
- MIYASHIRO, A. (1958). "Regional metamorphism of the Gasaisyo-Takanuki District in the Central Abukuma Plateau. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II.* 11, 219-227.
- \_\_\_\_\_ (1962). "Notes on rock-forming minerals (22). Common occurrences of muscovite rich in iron and magnesium in glaucophanitic terrains". *Jour. Geol. Soc. Japan.* 68, 234-235.
- NICHUIS, H.J. (1964, a). "On the stratigraphy of the Nevado-Filábride units as exposed in the eastern Sierra de los Filábrides (SE Spain). *Geol. en Mijnb.* 43, 321-325.
- \_\_\_\_\_ (1964, b). "Purifacial alpine metamorphism in the

- south-eastern Sierra de los Filábrides south of  
Lubrín. SE Spain. Thèse Amsterdam. 151p.
- OKI, Y. (1961). "Biotites in metamorphic rocks". Contrib. Geol.  
Inst. Tokyo. 497-506p.
- OROZCO, M. (1972). "Los Alpujarrides en la Sierra de Gádor occi-  
dental (Prov. de Almería). Tesis Doctoral. Granada.  
399p.
- PLAS, L. van der (1959). "Petrology of the northern Adula re-  
gion, Switzerland" Leid. Geol. Med. 24, 418-598.
- POULAIN, D. KORN PROBST, J. (1974). "Sur une muscovite riche en  
sodium dans les micaschistes à stanzotite des enviro-  
nes de Saint-Geniet-d'Olt (Aveyron)". Bull. Soc. Fr.  
Crist. Min. 97, 54.
- PRIEM, H.N. BOELRIJK, N.A.I.M., HERBEDA, E.H. and VERSCHURE, R.H.  
"Isotopic age determinations on tourmaline gravite -  
gneisses (south-eastern Sierra de los Filábrides) -  
SE. Spain. Geologie en Mijnboun. 5, 184-187. 1966.
- PUGA, E. (1971). "Investigaciones Petrológicas en Sierra Neva-  
da". Secretaria de Publicaciones. Granada.
- PUGA, E. DIAZ DE FEDERICO, A. FONTBOTE, J.M. (1974). "Definie-  
ción y características de los mantos del Veleta y -  
del Mulhacen (Cordilleras Béticas, España).  
\_\_\_\_\_ (1975). "Sobre  
la individualización y sistematización de las unida-  
des profundas de las zonas Béticas". Estudios Geol.  
(Tomo Homenaje al Prof. J.L. Martín Vivaldi).
- RADOSLOVICH, E.W. (1960). "The structure of moscovite,  $K Al_2(Si_3$   
 $Al) O_{10} (OH)_2$ . Acta Cryst. 13, 919-932.
- \_\_\_\_\_ (1962). "The all dimension and symetry of layer  
lattice silicates. I some structural correlations"  
Amer. Min. 47, 599-616.
- \_\_\_\_\_ (1963). "Some relations between composition, -  
cell dimensions and structure of layer silicates".

- Contr. Min.Petrol.37,343-345.
- STORRE,B.NITSCH,K.H.(1973)."Zur Stabilität von Margarit in the System  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ". Contr.Min. Petrol.43,1-24.
- SWITZER,G. (1951)."Mineralogy of the California glaucophane schist". Calif.Dpt.Nat.Res.Div.Mines Bull. 161,51-70.
- TORRES,R . (1974)." El metamorfismo progresivo y la evolución de la Serie de Facies en las metapelitas Alpujárrides al SE de la Sierra Almijara(Sector Central de las Cordilleras Béticas,S de España)". Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada.5 21-77.
- VEITCH,L.G. and RADOSLOVICH,E.W.(1963)."The cell dimensions and symetry of layer lattice silicates.III Octahedral ordering"Am.Miner. 48,62-75.
- VELDE,B. and HOWER,J.(1963)." Petrological significance of illite polymorphisme in paleozoic sedimentary rocks".Am.Miner.48,1239-1254.
- \_\_\_\_\_.(1965,a)."Experimental deterrmination of muscovite polymerph stabilities".Am.Miner.50,436-449.
- \_\_\_\_\_.(1965,b)."Phengite micas:Synthesis,stability and natural ocurrence".Am.J.Sci.263,886-913.
- \_\_\_\_\_.(1967)."Si<sup>4+</sup> content of natural phengites".Cont. Mineral.Petrol.14,250-258.
- de WRIES,W.C. and ZWAAN,K.B.(1967)."Alpujarride succesion in the central part of the Sierra de las Estancias,province of Almería,SE Spain". Proc.Koninke Neder.Akad.v.Wetensch.70,443-453.
- WARNER,J and MISHWIT,A.N.(1968)."Variation of the basal spacing of muscovite with metamorphic grade

- International Clay Conference. 1, 3-8.
- RADOSLOVICH, E.W. (1975). "Micas in microscopic forms". Soil Components. Berlin-Heidel. Springer-Verlag. 2, - 27-57.
- RAYNER, J.H. (1974). "The crystal structure of phlogopite by x-ray diffraction". Min. Mag. 39, 850-856.
- RODRIGUEZ GALLECO, M. MARTIN RAMOS, J.D. (1975). "The  $b_0$  axial dimension of montmorillonite, as a function of the exchange cation". (En Prensa). Clay and Clay Minerals.
- RONDEEL, H.E. (1965). "Geological investigations in the wester Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain". Tesis. Amsterdam.
- SASSI, F.P. (1972). "The petrological significance of the  $b_0$  values of Potassic White Micas in low-grade Metamorphic Rocks". Tschermaks Min. Petr. Mitt. 18, 105-113.
- SCHAELLER, W.T. (1950). "An interpretation of the composition of high-silica sericites". Min. Mag. 29, 407-415.
- SIMON, O.J. (1963). "Geological Investigations in the Sierra de Almagro. South-Eastern Spain". Tesis.
- STEINFINK, H. (1962). "Crystal structure of a trioctahedral micas phlogopite". Am. Miner. 47, 886-897.
- STORRE, B. and KAROTKE, E. (1971). "An experimental determination of the upper stability limit of muscovite + quartz in the range 7-20 Kbar water pressure". N. Jahrb. Mineral. Monat. Jahrg. 1971, 237-240.
- \_\_\_\_\_ (1972) "Dry Melting of Muscovite + Quartz in the Range  $P_s = 7$  Kb to  $P_s = 20$  Kb." Cont. Min. Petrol. 37, 87-89.
- \_\_\_\_\_ and KAROTKE, E. (1972). "Experimental data on melting reactions of muscovite-quartz in the system  $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$  to 20 Kb water pressure"

- in Southeastern Pennsylvania." Proc. Pennsylvania Acad. Sci. 42, 193-202.
- WATSON, R.E. and FREEMAN, A.J. (1968). "International Tables for X-ray Crystallography". 2nd edition. The International Union of Crystallography. VIII. 201-209. The Kynoch press, Birmingham, England.
- WEAVER, C.E. (1958). "A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks". Clays and Clay Minerals. 5 Th. Nat. Conf. 159-173.
- WINCHELL, A.N. (1927). "Further studies in the mica group". Am. Miner. 12, 267-279.
- \_\_\_\_\_ (1949). "What is a mineral?" Am. Miner. 12, 267-279.
- WINKLER, H.G.F. (1974). "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" Springer Verlag Berlin-Heidel. N. York.
- YODER, H.S. and EUGSTER, H.P. (1954). "Phlogopite synthesis and stability range". Geoch. Cosm. Acta. 6, 157-185.
- \_\_\_\_\_ (1955). "Synthetic and natural muscovites". Geoch. Cosm. Acta. 8, 225-280.
- ZEN, E.A. and ALBEE, A.L. (1964). "Coexisten muscovite and paragonite in pelitic schists". Am. Miner. 49, 904-925.
- ZHOUKHLISTOV, A.P., ZVYAGIN, B.B., SOVOLEVA, S.V. and FEDOTOV, A.F. (1973). "The Crystal Structure of the Dioctahedral Mica  $2M_2$  determined by high voltage electron diffraction". Clays and Clay Minerals. 21, 96-104.
- ZVIAGIN, B.B. (1957). "Determination of the structure of celadonite by electron difraction". Soviet. Physics. 2, 388-393.

<u>INDICE</u>	<u>Página</u>
AREA DE TRABAJO Y COMUNICACIONES	2
DEDICATORIA	3
<u>CAPITULO PRIMERO</u>	4
OBJETIVOS	5
METODOS EXPERIMENTALES	7
SEPARACION DE MINERALES	7
ANALISIS QUIMICOS	9
DIFRACCION DE RAYOS X	11
a) Método de polvo	11
b) " del agregado orientado	12
c) Métodos de cristal único	12
Cámara plana	12
Cristal oscilante	13
Cristal giratorio	13
Diagramas Weissenberg	13
ANALISIS EN LAMINA DELCADA	13
<u>CAPITULO SEGUNDO: LAS MICAS EN EL</u>	
METAMORFISMO	15
TIPOS	15
EL GEOTERMOMETRO MOSCOVITA-PARAGONITA	20
LA CRISTALINIDAD	26
POLITIPISMO	29
LIMITES DE EXISTENCIA DE LAS MICAS	31
LAS FENGITAS	35
Conclusiones y aplicaciones	42
LA BIOTITA EN EL METAMORFISMO	45
Crítica	53
<u>CAPITULO TERCERO: LAS CORDILLERAS BETICAS EN</u>	
SUS ZONAS INTERNAS	56
LAS CORDILLERAS BETICAS s.str.	57

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (COMPLEJO DE SIERRA NEVADA)	59
Materiales	61
a) Manto del Veleta	61
b) Manto del Mulhacón	62
Evolución Tectónica	65
COMPLEJO ALPUJARRIDE	71
Materiales	72
a) Micasquistos y cuarcitas	72
b) Filitas y cuarcitas	74
c) Calizas y dolomías	74
<u>CAPITULO CUARTO: MICAS. DESCRIPCION DE LAS ESPECIES</u>	75
LAS MICAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS	76
SIERRA NEVADA	76
ALPUJARRIDES	80
DESCRIPCION DE LAS ESPECIES	92
MOSCOVITA $2M_1$	92
Propiedades ópticas	92
Dimensiones reticulares	92
Datos químicos	96
Grupo espacial	104
MOSCOVITA DECHATERITICA $2M_1$	112
Propiedades ópticas	112
Dimensiones reticulares	112
Datos químicos	114
FUCHSITA $2M_1$	115
Propiedades ópticas	115
Dimensiones reticulares	115
Datos químicos	116

	<u>Página</u>
MOSCOVITA 3T	118
Propiedades ópticas	118
Dimensiones reticulares	118
Grupo espacial	118
Datos químicos	123
PARAGONITA 2M <sub>1</sub>	124
Propiedades ópticas	124
Dimensiones reticulares	124
Datos químicos	126
BIOTITAS	127
Propiedades ópticas	127
Dimensiones reticulares	127
Datos químicos	128
 <u>CAPITULO QUINTO: VARIACION DE ALCUNOS</u>	
PARAMETROS CRISTALOGRAFICOS DE LA MOS-	
COVITA CON LA COMPOSICION QUIMICA. CRI -	
TICA	130
EL ESPACIADO BASAL DE LA MOSCOVITA	131
VARIACION DEL ESPACIADO BASAL CON LA	
COMPOSICION DE LA CAPA TETRAEDRICA	132
VARIACION DEL ESPACIADO BASAL CON LA	
COMPOSICION DE LA CAPA OCTAEDRICA	135
VARIACION DEL ESPACIADO BASAL CON LA	
COMPOSICION DE LOS CATIONES INTERLA-	
MINARES	139
EL EJE b <sub>0</sub>	143
LAS REFLEXIONES BASALES	145
Método	145
Experiencia	155

<u>CAPITULO SEXTO. A MODO DE EJEMPLO:</u>	
VARIACION DE ALGUNOS PARAMETROS CRIS	
TALOGRAFICOS DE LAS MICAS EN LAS	
CORDILLERAS BETICAS(ZONAS INTERNAS).	
CRITICA	156
EL EJE $b_0$ DE LAS MOSCOVITAS	157
Método	158
Resultados	158
EL ESPACIADO BASAL DE LAS MICAS BLANCAS	168
Método	168
EL ESPACIADO BASAL DE LA MOSCOVITA	168
RELACION DE INTENSIDADES $I_{(004)}/I_{(002)}$	
DE LA MOSCOVITA	174
LA ANCHURA DE LA REFLEXION (002)DE	
LA MOSCOVITA	176
EL POLITIPO DE LA MOSCOVITA	179
EL EJE $b_0$ DE LA PARAGONITA	180
EL ESPACIADO BASAL DE LA PARAGONITA	182
<u>CAPITULO SEPTIMO. CONCLUSIONES</u>	189
<u>CAPITULO OCTAVO. BIBLIOGRAFIA</u>	198

Agradezco la colaboración  
de todas aquellas personas  
y organismos, *en especial al P.I.O.*,  
que me han ayudado  
durante la realización  
de este trabajo.

