

UNIVERSIDAD DE GRANADA



DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA Y PETROLOGIA

**MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS  
METAMORFICAS PRECAMBRICAS DE LAS ZONAS DE  
OSSA-MORENA Y CENTRO IBERICA  
(MACIZO HESPERICO MERIDIONAL)**

AURORA LOPEZ MUNGUIRA

TESIS DOCTORAL  
1987



Biblioteca Universitaria de Granada



01611484

Esta memoria corresponde a la tesis doctoral defendida por D<sup>a</sup>. AURORA LOPEZ MUNGUIRA, el día 5 de Diciembre de 1.987 en la Universidad de Granada ante el tribunal compuesto por:

Presidente: D. Manuel Rodriguez Gallego  
Secretario: D. Fernando Nieto Garcia  
Vocal: D. Francisco López Aguayo Unv. Zaragoza)  
Vocal: D. Felix Pérez Lorente Unv. Zaragoza  
Vocal: D. Jesús Soriano Carrillo MOPU. Madrid

que otorgaron la calificación de APTO "CUM LAUDE" por unanimidad.



T-16/102

R. 34956

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

Fecha 16 JUL. 1988

SALIDA NUM. 816

T  
11  
83

FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA Y PETROLOGIA

MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS ROCAS  
METAMORFICAS PRECAMBRICAS DE LAS ZONAS DE  
OSSA-MORENA Y CENTRO IBERICA  
(MACIZO HESPERICO MERIDIONAL)

Memoria que presenta Aurora  
López Munguira para optar al  
grado de Doctor en Ciencias  
Geológicas por la Universidad  
de Granada.

*Aurora L. Munguira*  
Fdo: Aurora López Munguira

VºBº DE LOS DIRECTORES

*Eduardo Sebastian Pardo*

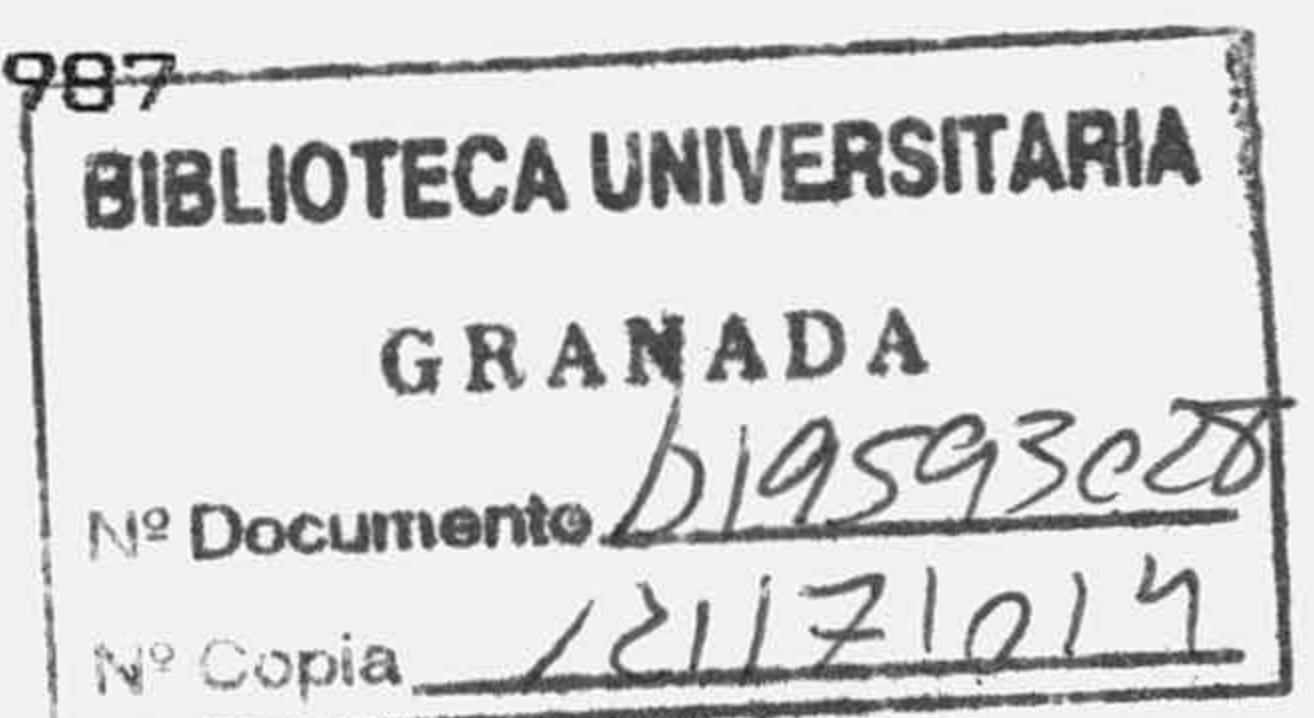
Fdo: Eduardo Sebastian Pardo

*J. Chacón*

Fdo: José Chacón Montero



UNIVERSIDAD DE GRANADA, 1987



UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

13 JUL 1973

GRANADA



LIBRARY  
UNIVERSITY OF GRANADA  
GRANADA



UNIVERSIDAD DE GRANADA  
FACULTAD DE CIENCIAS

DON JUAN DE DIOS PEREZ JIMENEZ; PROFESOR Y  
SECREARIO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS DE LA  
UNIVERSIDAD DE GRANADA.-

Núm. 816

C E R T I F I C O: Que la presente Te-  
sis Doctoral corresponde a la pre-  
sentada en esta Facultad por D<sup>a</sup> M<sup>a</sup>  
Aurora Lopez Munguira y que fue ca-  
lificada con Apto "Cum Laude" el -  
dia 5 de Diciembre de 1.987 por el -  
Tribunal correspondiente, y que -  
fue aprobado en Comisión de Docto-  
rado el dia 28 de Octubre de 1.987  
siendo el titulo de la Tesis: "Mi-  
neralogia y Geoquimica de las rocas  
metamórficas precámbricas en las -  
zonas Ossa-Morena y Centro-Ibérica  
(Macizo Hespérico Meridional)".

Y para que conste expido la presente  
certificación con el V<sup>o</sup>.B<sup>o</sup>. del Illtmo. Sr.  
Decano en Granada a treinta de Junio de -  
mil novecientos ochenta y ocho.

V<sup>o</sup>.B<sup>o</sup>.  
EL DECANO.

*Carbilla*



*J. O. Pérez*

APR 20 11 30 AM '00



A la memoria de A. García-Cervigón.





## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas que de una manera u otra han hecho posible la realización de este trabajo, y más concretamente, a todos los miembros del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, ya que sin su colaboración y ayuda no hubiera sido posible la conclusión del mismo.

En particular, mi más profunda gratitud a los directores de este trabajo: J. Chacón por su estímulo y enseñanza, y E. Sebastian Pardo quien con su capacidad y experiencia a contribuido tan eficazmente a la realización de esta Tesis.

Así mismo, he de mencionar a D. M. Rodriguez Gallego y D<sup>a</sup> P. Fenoll que, como directores del Departamento, me han facilitado y puesto a mi entera disposición los equipos de investigación necesarios.

A F. Nieto que ha revisado minuciosamente y aportado nuevas ideas a la confección de algunos capítulos de este manuscrito. A J. Rodriguez Gordillo, M. Ortega, D. Martín Ramos, I. Palomo y N. Velilla por su constante apoyo y ayuda material.

Por otra parte quiero mencionar a J. Soriano, del Laboratorio de Estructuras y Materiales (CEDEX), sin el cual no habría sido posible la realización de los análisis de microscopía electrónica. A F. Bea, del Departamento de Geoquímica de la Universidad de Salamanca, que ha realizado cuidadosamente los análisis químicos de elementos mayoritarios.

A mis compañeros C. Galindo y T. Palacios (del Departamento de Geología) por su cariño y continuo apoyo.

A A. García, del Departamento de Física de la Universidad de Extremadura, cuya ayuda me ha sido muy valiosa con los ordenadores.

A J.D. Solier que, además de su ayuda material, me ha dedicado todo su cariño y paciencia.

Por último, quiero recordar de forma muy especial al desgraciadamente desaparecido A. García Cervigón, quien me inició en el estudio de los filosilicatos, y cuya experiencia y consejos constituyeron el pilar fundamental de este estudio. A él, a título póstumo dedico esta MEMORIA.

## INDICE

INTRODUCCION .....	1
CAPITULO I. CONTEXTO GEOLOGICO .....	3
Introducción .....	4
- Las Series Precámbricas de la Zona de Ossa Morena .....	7
- Las Series Precámbricas de la Zona Centro- Ibérica .....	18
- El límite entre la Zona Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica .....	22
- Localización geográfica del área de estu- dio .....	26
CAPITULO II. METODOLOGIA. ....	29
- Toma de Muestras .....	30
- Preparación de la muestra y molienda .....	31
- Análisis mineralógico .....	33
- Mineralogía de la muestra íntegra .....	34
- Mineralogía de filosilicatos .....	35
- Parámetros cristaloquímicos de micas y cloritas .....	43
- Medidas sobre las reflexiones basales de las micas .....	43
- El espaciado basal de las cloritas .....	46
- Medidas de las intensidades de las re- flexiones basales de las cloritas .....	47
- Medida de los parámetros $b_0$ de micas y cloritas .....	48
- Técnicas ópticas .....	49
- Microscopio petrográfico .....	49
- Microscopía electrónica .....	50
- Análisis químicos .....	50
- Por microscopía electrónica .....	50

- Por vía húmeda .....	51
CAPITULO III. RESULTADOS. ....	52
Abreviaturas utilizadas .....	53
Introducción .....	54
- Mineralogía de la Serie Negra .....	55
- Secuencia de Fuente de Cantos .....	57
- Secuencia de Salvatierra .....	66
- Secuencia de Hornachos .....	72
- Resumen de la Serie Negra .....	78
- Mineralogía del Complejo Esquisto Grauvá- quico .....	88
- Secuencia de Castuera .....	89
- Secuencia de Alcántara .....	98
- Resumen del Complejo Esquisto Grauváqui- co .....	106
- Mineralogía de la Formación Azuaga .....	114
- Secuencia de Azuaga I .....	116
- Secuencia de Azuaga II .....	123
- Secuencia de la Dehesa del Marqués .....	129
- Resumen de la Formación Azuaga .....	136
CAPITULO IV. DISCUSION. ....	145
- Geoquímica .....	146
- Grado de metamorfismo .....	158
- Mineralogía de la roca íntegra .....	162
- Mineralogía de la fracción inferior a 20 $\mu$ . .....	166
- Mineralogía de filosilicatos .....	169
- Cristalografía de las fases minerales más importantes .....	175
- Feldespatos .....	175
- Micas. Parámetros. Su significado .....	176
- Cloritas. Parámetros. Su significado ...	194
- Caolinita .....	209
- Esmectita .....	211
- Interestratificados .....	213
- Consideraciones finales .....	215
CAPITULO V. BIBLIOGRAFIA. ....	223

## INTRODUCCION

La presente memoria se planteó con una doble finalidad. En primer lugar, la identificación y caracterización de los diferentes minerales, principalmente de los filosilicatos, que constituyen los materiales de las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica. La identificación y caracterización se ha llevado a cabo mediante la difracción de rayos X y microscopía electrónica fundamentalmente. El segundo objetivo ha consistido en comparar tanto mineralógica como químicamente los materiales que constituyen ambas zonas.

Para ello, las rocas elegidas han sido, en todos los casos, las de origen pelítico; se han excluido, por tanto, los materiales de origen ígneo y los que presumiblemente presentaban un bajo contenido en filosilicatos o bien un metamorfismo de grado alto. Se han elegido dicho tipos de rocas con el fin de que la litología fuera lo más homogénea posible y de esta forma, conseguir que las diferencias y semejanzas que se observaran fueran lo más válidas posibles.

Ahondando en este aspecto debo indicar que uno de los problemas más relevantes en relación con la

geología regional, es esclarecer la posible afinidad de la Formación Azuaga con la zona Centro-Ibérica o la zona Ossa-Morena, ya que dicha formación se encuentra situada en el límite entre ambas. Las investigaciones realizadas en este sentido hasta el momento (tectónicas, petrológicas, estratigráficas o paleontológicas), no lo han resuelto todavía. Por lo que, uno de los objetivos de este trabajo es intentar establecer, por medio del estudio mineralógico y geoquímico, si la Formación Azuaga presenta características del tipo Ossa-Morena o del tipo Centro-Ibérica.

En gran medida, estos objetivos han sido cubiertos suficientemente en esta memoria, aunque el apartado referente a la geoquímica, haya quedado planteado como una cuestión tan sólo iniciada, dejando un estudio más profundo de este tema para investigaciones posteriores.

**CAPITULO I : CONTEXTO GEOLOGICO**



## INTRODUCCION

Ya que el objeto de nuestro estudio son los materiales precámbricos y su tránsito al Cámbrico inferior, nos limitaremos a hacer un esquema general de la sucesión litoestratigráfica y una breve descripción de la historia geológica, tomando como referencia la bibliografía más reciente, no pretendiendo hacer una amplia exposición bibliográfica de los numerosos autores que han trabajado en el Macizo Hespérico.

El área de estudio abarca una zona amplia en las provincias de Cáceres y Badajoz.

Geológicamente y dentro de la división clásica del Macizo Hespérico se incluye en las zonas Centro-Ibérica meridional y Ossa-Morena, (JULIVERT et al. 1974) (Fig. 1).

El límite entre estas zonas se situó en un principio en el batolito de los Pedroches (LOZTE, 1945; JULIVERT et al. 1974). Posteriormente numerosos autores han considerado necesario desplazar el contacto al SW, en la faja metamórfica Badajoz-Córdoba (ROBARDET, 1976; CHACON y PASCUAL, 1979). (fig.2).

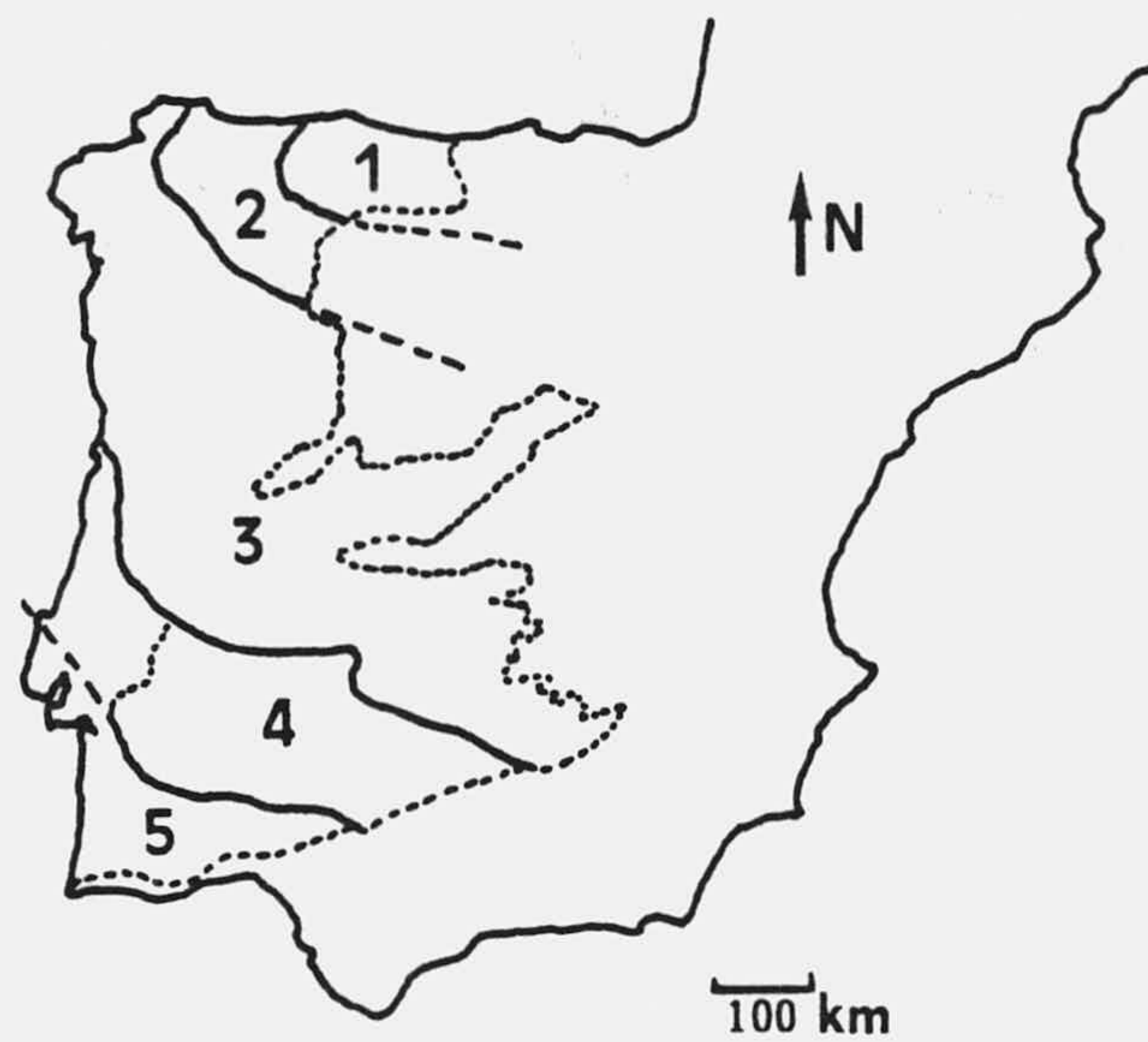


Fig.1.1. Grandes dominios de la Meseta Ibérica. Modelo de JULIBERT et al. (1974). 1: Zona Cantábrica; 2: Zona Astur-Leonesa; 3: Zona Centro-Ibérica; 4: Zona de Ossa-Morena; 5: Zona Surportuguesa.

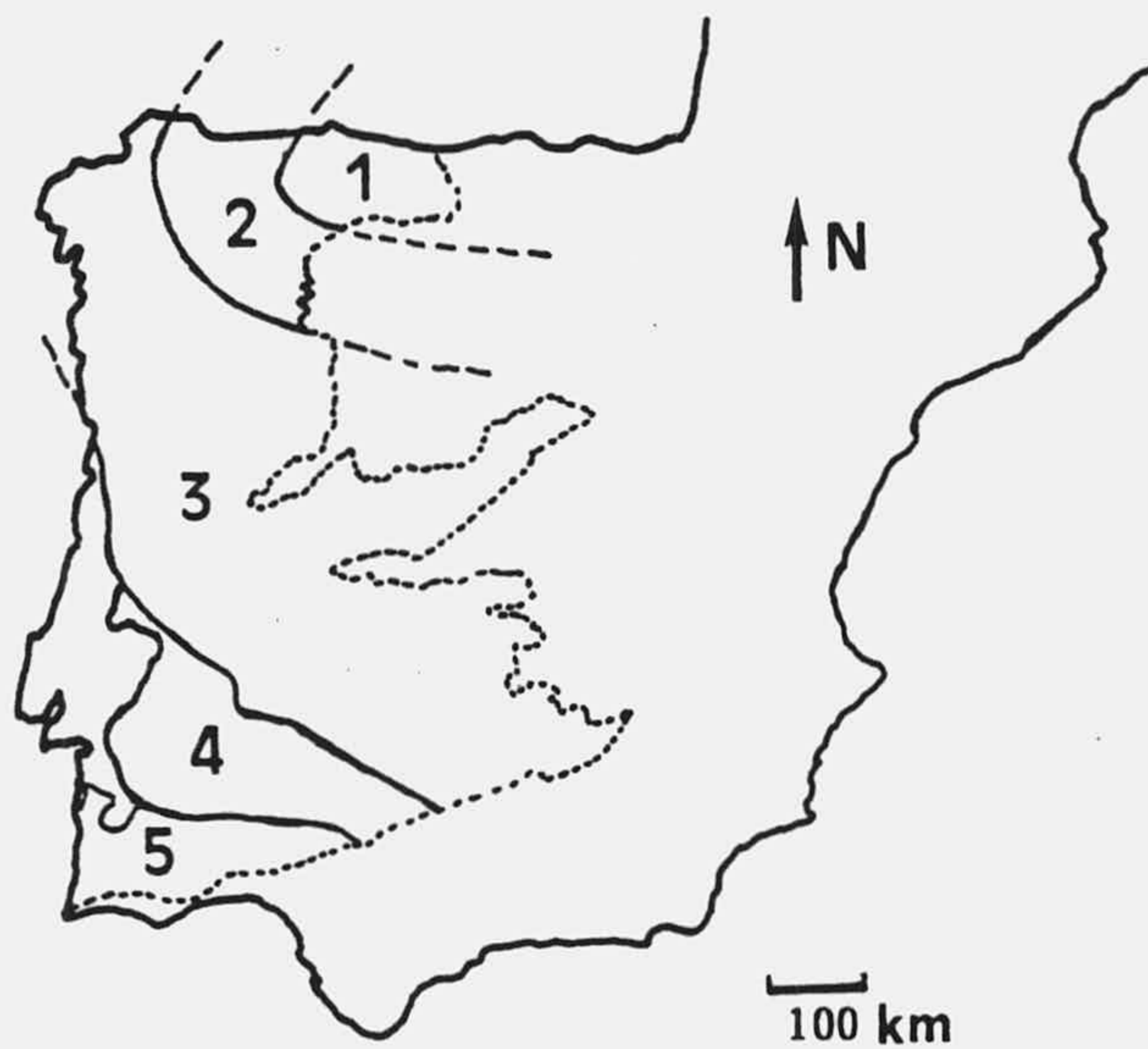


Fig. 1.2. Grandes dominios de la Meseta Ibérica. Modelo de ROBARDET et al. (1976). Números con igual significado a la figura anterior.

Los rasgos más característicos de la zona de Ossa-Morena (ZOM) lo constituyen, durante el Proterozoico, la potente serie de metagrauvascas oscuras, lilitas y cuarcitas negras, descritas con el término de "Serie Negra" (ALIA, 1963, CARVALHOSA, 1965) acompañadas por efusiones básicas hacia el Precámbrico terminal, y la existencia de series carbonatadas de plataforma costera con abundantes arqueociatos en el Paleozoico inferior. (in CHACON, 1982).

Sin embargo en la zona Centro-Ibérica (ZCI), las series preordovícicas están formadas por un conjunto detrítico de pelitas, grauvascas y conglomerados, conocido como "Complejo Esquisto Grauváquico", sobre el cual aparece el conglomerado de base del Arenig, o bien las formaciones detríticas del Cámbrico inferior datado (MORENO, 1974; DIEZ BALDA y FOURNIER, 1981).

El registro fósil durante el Paleozoico también parece ser diferente; mientras que la ZOM presenta afinidades faunísticas africanas, para igual edad, la ZCI las presenta armoricanas (ROBARDET, 1976).

## **LAS SERIES PRACAMBRICAS DE LA ZONA DE OSSA-MORENA**

La ZOM está formada por una sucesión de anticlinorios y sinclinorios, cuya denominación, de acuerdo con CHACON (1979) es la siguiente:

- Anticlinorio Portel-Aracena; límite meridional de la ZOM.
- Sinclinorio Estremoz-Higuera la Real
- Anticlinorio Olivenza-Monesterio
- Sinclinorio Zafra-Llerena-Cazalla
- Anticlinorio Badajoz-Córdoba; límite septentrional.

A su vez, presenta una fuerte compartimentación en una serie de bandas alargadas de dirección NW-SE, limitadas por contactos mecánicos, cuya evolución estratigráfico-sedimentológica y tectonometamórfica presenta diferencias. Estas bandas han sido agrupadas en Dominios Geológicos diferentes en la mayoría de los casos, (ARRIOLA et al. 1984; CHACON, 1979).

Las series precámbricas solo afloran en los anticlinorios, por lo que obviaremos la descripción de los sinclinorios.

### **Anticlinorio Portel-Beja-Aracena**

Constituye el borde meridional de la ZOM. Los

afloramientos precámbricos están formados por la serie de la Umbría (BARD, 1969) y la "Serie Negra" (ALIA, 1963, CARVALHOSA, 1965; TEXEIRA y GONÇALVES, 1967).

La serie de la Umbría es una potente secuencia de metagrauvascas volcanoderivadas y esquistos grafitosos, con intercalaciones de cuarcitas negras y metavulcanitas ácidas y básicas. La base de la serie es desconocida. El techo está formado por un episodio detrítico con conglomerados que incluyen clastos de cuarcitas negras y rocas volcánicas ácidas, con intercalaciones carbonatadas. Encima de la serie, yacen las calizas de Aracena, correlacionables con el Georgiense inferior-medio carbonatado (BARD, 1969). La serie de la Umbría tendría, por tanto, edad precámbrica superior (Rifeense medio-superior).

La "Serie Negra", definida en la región de Portel, por CARVALHOSA (op. cit.), está compuesta por lilitas, cuarcitas y esquistos negros. TEXEIRA y GONÇALVES (op. cit.) la consideran de edad precámbrica.

#### **Anticlinorio Olivenza-Monesterio-Lora del Rio**

De acuerdo con EGUILUZ y QUESADA (1980), ARRIDIOLA et al. (1984), APALATEGUI et al. (1983) y EGUILUZ et al. (1983), el anticlinorio está constituido por

un conjunto de materiales, de edad Rifeense medio-superior a Cámbrico inferior.

Existen dos dominios diferenciados en esta "anti-forma", uno correspondería al flanco sur (Dominio Alconera-Arroyomolinos) y otro al flanco norte (Dominio Zafra-Monesterio). Ambos están separados por un contacto mecánico de gran envergadura.

En el flanco sur, aparece una serie de matagrauvas y pizarras con cuarcitas negras (Sucesión Tentudía), y sobre ella, en relación poco clara, se sitúa un conjunto vulcanosedimentario de carácter ácido (Porfiroides de HERNANDEZ-ENRILE, 1971); el conjunto solo alcanza un metamorfismo de grado bajo a muy bajo.

En el flanco norte, se reconoce una sucesión con metamorfismo progresivo: migmatitas y gneises migmatíticos, esquistos biotíticos y anfibolitas (Sucesión Montemolín) en la base. A techo, se desarrolla una serie correlacionable con la Sucesión Tentudía, y sobre ésta, en clara discordancia, una formación vulcano-sedimentaria, equiparable a la Formación Malcocinado, definida por FRICKE (1941) en Guadalcanal. Encima y en discordancia erosiva, aparece una formación detrítica de matagrauvas y metaarcosas, correlacionable con la Formación Usagre (CHACON, 1974) o

con la Formación Torreárboles (Miembro inferior). FEDONKIN et al., 1983) sitúan esta formación ya dentro del Cámbrico inferior.

En toda la zona, existen emplazados un amplio número de granitoides, de diferentes edades y petrografía.

La Sucesión Montemolín, la más antigua, debió depositarse durante el Proterozoico medio a superior, en una cuenca amplia, poco profunda y lentamente subsidente, con manifestaciones ácidas, básico-intermedias (que darían lugar a las anfibolitas). Las condiciones físico-químicas originadas por este vulcanismo provocarían la formación de las cuarcitas negras, ricas en grafito y oligisto. En la Sucesión Tentudía, las características sedimentarias serían similares, aumentando el aporte volcanoclástico y desapareciendo el vulcanismo básico-intermedio.

A partir de la Orogenia (asimilable a la Cadomiense), que afecta a estos materiales, se acentúan las diferencias entre los dominios Zafra-Monesterio y Alconera-Arroyomolinos

En una etapa distensiva posterior, se produciría en la zona, una fracturación y división en bloques más o menos levantados. Esta etapa puede estar

relacionada con el depósito de materiales de origen volcánico. En el flanco norte, el vulcanismo de carácter intermedio adquiere su máximo desarrollo (Formación Malcocinado). En el flanco sur, el vulcanismo es de carácter ácido.

Posteriormente, en el Dominio Zafra-Monesterio, tiene lugar una etapa erosiva (hacia el Proterozoico terminal-Véndico) que provoca la desaparición, en algunas zonas, de la Formación Malcocinado. En otros puntos, la erosión es más intensa y afecta incluso, a materiales de la Formación Tentudía.

Los materiales detríticos comenzarían a depositarse ya en el Cámbrico inferior, en un medio deltáico o de playa, evolucionando a un medio más profundo, sublitoral, posteriormente (Formaciones Usagre y Torreárboles).

En el flanco sur, no aparece ciclo erosivo. La sedimentación detrítica fina, no se diferencia de los fenómenos volcánicos, continuando hasta el Cámbrico inferior en ambiente somero de plataforma.

### **Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba**

La faja Badajoz-Córdoba, considerada como una zona de suturación hercínica, presenta una compleja



estructura aún mal conocida. Queda dividida en dos dominios con diferente grado de metamorfismo, separados por el gran accidente de desgarre sinextroso de Azuaga, de dirección NW-SE (falla de Azuaga), (CHACON et al. 1974). Según estos autores, al SW de la falla de Azuaga, existe un metamorfismo de baja presión (alto gradiente geotérmico), mientras que al NE, el metamorfismo es característico de presiones intermedias (gradiente geotérmico medio).

Todos los materiales se hallan limitados por fracturas, lo cual hace difícil establecer la sucesión estratigráfica. No obstante, al igual que en el anticlinorio Olivenza-Monesterio, se han podido diferenciar varios dominios o sectores geológicos, a ambos lados de la falla de Azuaga:

- Dominio Sierra Albarrana
- Dominio Valencia de las Torres
- Dominio Obejo-Valsequillo
- Dominio Córdoba-Alanís

**Dominio Sierra Albarrana.** Está situado al SW de la falla de Azuaga.

Este dominio comprende el sector de Sierra Albarrana, la Formación de Azuaga (DELGADO QUESADA, 1971), y la Formación Dehesa del Marqués (CHACON, 1982).

En el sector de Sierra Albarrana, afloran las series que podrían representar la base del Precámbrico de la ZOM; este se compone de una potente serie de pelitas ricas en alúmina, con un grado metamórfico alto (GARROTE, 1976; CHACON et al. 1974). Hacia la base presentan una composición rica en feldespato y aparecen migmatizadas con abundantes diferenciados pegmatoides, (Tramo de Albariza, DELGADO QUESADA, 1971). Bajo esta serie se sitúa el tramo de cuarcitas que constituyen el núcleo de la sierra (CHACON, 1981). Estas series cuarcíticas fueron igualmente atribuidas al Arenig por CAPDEVILA et al. (1976), en una interpretación estructural que consideraría al núcleo de Sierra Albarrana como una sinforma, en la que aflorarían los materiales más recientes del Dominio, contrariamente a otras opiniones. Como quiera que la estructura del Dominio no ha sido esclarecida hasta el momento, no es posible discutirla.

La Formación Azuaga aflora extensamente al sur de esta localidad y la Formación Dehesa del Marqués aflora al sur de Valencia de las Torres. Ambas formaciones son equivalentes y están formadas por una sucesión monótona y rítmica de metapelitas y metagrauvascas, con pasadas areníticas, y un metamorfismo progresivo en gradiente de presiones bajas a intermedias (almandino-estaurolita-andalucita-sillimanita). Son de

carácter turbidítico.

**Dominio Valencia de las Torres.** Está limitado al sur por la falla de Azuaga y al norte por el gran accidente de Hornachos que delimita la aparición de Paleozoico tipo Centro-Ibérica (APALATEGUI et al. 1983).

Este dominio está formado por el Grupo Azuaga y la Formación Atalaya, junto a series de edad carbonífera y otras de edad indeterminada.

El Grupo Azuaga se extiende desde Badajoz hasta la región de Cerro Muriano (Córdoba), aflorando en una o varias bandas estrechas, que constituyen el eje central del anticlinorio Badajoz-Córdoba (CHACON, 1979, 1981). Son rocas formadas por gneises alcalinos y anfibolitas principalmente, (esquistos miloníticos), así como por paleoeclogitas y serpentinitas. Todas ellas han sufrido una intensa deformación y recristalización milonítica (CHACON, 1982).

La Formación Atalaya aflora al NE del Grupo Azuaga y lo constituye un conjunto de materiales, en contacto gradual, y que podrían ser equivalentes a los definidos en el Dominio Sierra Albarrana según APALATEGUI et al.(1983): pizarras con pasadas arení-

ticas (asimilables a la Formación Azuaga); micaesquitos (Formación de la Atalaya; CHACON, 1974); y a techo de éstos, una sucesión cuarcítica con intercalaciones pizarrosas (cuarcitas tableadas).

Dentro de este dominio, aparecen pequeñas cuñas de materiales metamórficos formados por esquistos, anfibolitas, y cuarcitas negras que podrían ser correlacionables con la sucesión Montemolín y/o Tentudía. Estos afloramientos adquieren su máximo desarrollo al SW de la localidad de Hornachos.

Hay que hacer notar que tanto la Formación Azuaga como la Formación Dehesa del Marqués y la Formación de la Atalaya no presentan una característica particular de la ZOM, como es la aparición de cuarcitas negras.

**Dominio Obejo-Valsequillo.** Se caracteriza por la ausencia de sedimentos cámbricos y la presencia de materiales ordovícicos, silúricos, devónicos y carboníferos, es decir, presenta una sucesión tipo Centro-Ibérica (APALATEGUI et al. 1983).

Los materiales precámbricos en este dominio están representados por una asociación litológica que permite correlacionarla con la sucesión Montemolín y/o Tentudía.

**Dominio Córdoba-Alanís.** El Precámbrico aquí, está representado, en su base, por un complejo vulcanosedimentario, de composición y procedencia variada, formado por espilitas, pizarras, cuarcitas negras, conglomerados y calizas en la parte inferior, y en la parte superior existen riolitas, lutitas, areniscas, rocas volcánicas ácidas y conglomerados poligénicos. Sobre ésta y discordantemente, está la Formación San Jerónimo, compuesta de una alternancia de andesitas ferríferas con areniscas, lutitas y conglomerados (LIÑAN, 1978). Todo este conjunto podría ser correlacionable con la Sucesión Malcocinado.

La Formación detrítica de Torreárboles, definida por primera vez en este dominio por LIÑAN (1978), se sitúa sobre la Formación San Jerónimo, en discordancia erosiva; concordantemente sobre la Formación Torreárboles aparece el Cámbrico detrítico de trilobites. El tránsito Precámbrico-Cámbrico según FEDONKIN et al. (1984) se sitúa entre la Formación San Jerónimo y la Formación Torreárboles.

En el Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (APALATEGUI et al 1983), los materiales más antiguos estarían constituidos por la Sucesión de Gneises de Azuaga que parecen proceder de una secuencia

vulcano-sedimentaria, con manifestaciones ácidas y básicas. La edad podría ser Proterozoico inferior. El metamorfismo sufrido por estos materiales, alcanza condiciones de alto grado, en una primera etapa y posteriormente, metamorfismo dinámico de más baja temperatura.

A techo, en relación poco clara, por estar siempre en contacto mecánico, aparecen las series asimilables a la Sucesión Montemolín y/o Tentudía. A continuación, se inicia una sedimentación de tipo turbidítico, que daría lugar a la Formación Azuaga. La cuenca se iría colmatando y la sedimentación, más somera, con predominio de aportes lutíticos daría lugar a los micaesquistos de La Atalaya. A techo aumentan los aportes cuarzo-feldespáticos, la sedimentación es de tipo plataforma y tiene lugar el depósito de los materiales cuarcíticos.

A lo largo de este anticlinorio, existen distintos cuerpos intrusivos, emplazados en diferentes edades, de naturaleza ácida y básica, algunos de los cuales tienen un significado poco claro. A menudo estos cuerpos, cicatrizan grandes accidentes.

## LAS SERIES PRECAMBRICAS DE LA ZONA CENTRO-IBERICA

La ZCI constituye el sector central del Macizo Hespérico. Se caracteriza por la existencia de estrechos y alargados sinclinales, donde aparecen sucesiones de materiales postordovícicos y amplios anticlinales donde afloran extensamente las rocas preordovícicas (SAN JOSE, 1984). El metamorfismo es de bajas presiones a intermedias, aunque normalmente se encuentran en el límite entre el anquimetamorfismo y el metamorfismo de bajo grado. Existen manifestaciones volcánicas básicas y ácidas a lo largo de todo el registro sedimentario.

Los materiales del Precámbrico-Cámbrico inferior de la ZCI están representados en su mayor parte, por el "Complejo Esquisto Grauváquico" (CEG), definido por primera vez en Portugal por TEXEIRA (1954). La estratigrafía de los materiales en facies esquisto-grauváquicas, aunque presentan características peculiares según las distintas áreas, a grandes rasgos se pueden considerar como una secuencia general, con importantes cambios laterales de facies (PALACIOS, 1986).

La columna general establecida, de muro a techo,

es la siguiente.

La base está constituida por niveles conglomeráticos lenticulares, alternando con areniscas, cuarcitas y lutitas gris azuladas, a veces con cierto contenido en carbonatos. Ocasionalmente aparecen niveles milimétricos o centimétricos de limolitas fosfatizadas.

Esta serie, cuyo límite inferior no aflora, corresponde al Tramo I de la Formación Estenilla (PALACIOS, 1986), porfiroides y fanglomerados del área de Valdelacasa (MORENO, 1974, 1975, 1977), Alcudiense superior (HERRANZ et al. 1977) a Capas Conglomeráticas (LIÑAN et al. 1984), Formación Monterrubio (DIEZ BALDA, 1980) y Unidad inferior (RODRIGUEZ ALONSO, 1984).

En tránsito gradual, aparecen alternancias de lutitas y areniscas de grano fino, con intercalaciones de limolitas fosfatizadas, desapareciendo los conglomerados. Corresponde al Tramo II de la Formación Estenilla (PALACIOS, 1986), a parte de las Capas de Valdelacasa (LOTZE, 1956; MORENO, 1977) y del Alcudiense superior (HERRANZ et al. 1977), a las Capas Detríticas Superiores (LIÑAN et al. 1984), términos basales de la Formación Aldeatejada (DIEZ BALDA, 1980) y de la Unidad Superior (RODRIGUEZ ALONSO, 1984), y niveles inferiores de la Formación Bateiras (BERNARDO DE SOUSA, 1983).



El siguiente tramo está en tránsito gradual, salvo en algunos puntos donde aparecen ruditas intraformacionales. Está compuesto por niveles de areniscas inmaduras de grano grueso y microconglomerados en bancos de tamaño variable. Alternan con niveles de lutitas bandeadas. A techo van predominando los niveles lutíticos sobre los areniscosos. El límite superior es discordante con la cuarcita armoricana (en el flanco sur), o bien existen niveles olistostrómicos (olistotroma de Membrillar, Nivel de Fuentes; MORENO, 1975) que lo separa de las unidades superiores. Equivale a los tramos I y II de la Formación Cijara (PALACIOS, 1986), a las series de tránsito (LOTZE, 1956; MORENO, 1977), a las pizarras de Torilejo (HERRANZ et al. 1977) y a parte de la Formación Aldeatejada (DIEZ BALDA, 1980), Formación Santo Domingo (BERNARDO DE SOUSA, 1983), tramos I y II de las Capas Conglomeráticas (LIÑAN et al. 1987), así como se equipara a parte de las Capas de Transición (BOUYX, 1970).

Sobre los niveles olistostrómicos y en tránsito gradual, se sitúan las pizarras del Pusa (SAN JOSE et al. 1974; MORENO, 1975; HERRANZ et al. 1977), serie monótona, eminentemente pelítica, de finas alternancias de pizarras y areniscas de grano fino con intercalaciones ocasionales de niveles slumpizados. Aparece

un nivel intermedio de areniscas y conglomerados que incluyen, entre otros, clastos de limolitas fosfatizadas.

El límite superior de las pizarras del Pusa, posiblemente discordante, corresponde a las capas detríticas del Cámbrico inferior (PALACIOS, 1986).

La edad del CEG, deducida a partir del contenido en microfósiles (PALACIOS, 1986), es Véndico superior, exceptuando la base del tramo I de la Formación Estenilla, posiblemente Véndico medio, y no descartándose una edad Cámbrico inferior para los materiales superiores de la unidad de las pizarras del Pusa.

Las facies que constituyen el CEG corresponden a una sedimentación de abanicos submarinos profundos (RODRIGUEZ ALONSO, 1984). Parte de las facies serían turbidíticas propiamente dichas y otras de deposición autóctona de la cuenca.

Para PALACIOS (1986), el ciclo comenzaría con una transgresión posterior a la glaciación Varangeriense, en el cual se depositaron la Formación Estenilla, en medio de plataforma. Posteriormente, se produciría un periodo regresivo, con emersión de la cuenca, donde la Formación Cijara y los niveles olistostrómicos adquieren su máximo desarrollo en zonas próximas

a umbrales; estas unidades se acuñan hacia el NE, pasando gradualmente a facies esencialmente pelíticas de aguas profundas (pizarras del Pusa). El Cámbrico inferior llegaría a depositarse solamente en las partes profundas de la cuenca.

Para explicar la gran concentración de fosfatos y de materia orgánica sedimentarios, PALACIOS (op. cit.) propone como modelo más idóneo, el de corrientes ascensionales en taludes continentales.

#### **EL LIMITE ENTRE LA ZOM Y LA ZCI**

La intensa deformación de cizalla dúctil postorogénica y la tectónica de desgarres sinextrosos de directriz N80-110 E, así como la escasez de fósiles, hace difícil la interpretación estructural del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba, y especialmente la faja milonítica y el Grupo Azuaga (CHACON, 1982). Según este autor, esta banda puede interpretarse como la resultante de la colisión continental entre la ZCI y la ZOM. Esta zona de colisión evolucionaría desde una fricción frontal subvertical, hasta una posición subhorizontal, resultante del cabalgamiento de la ZOM (margen activo) sobre la ZCI (margen inactivo). Esto explicaría que el límite actual entre ambas

zonas, se sitúe al NE de la faja milonítica, en la falla de Hornachos, donde aparecen las sierras ordovícicas más meridionales de la ZCI.

En la fase I de cizalla sinorogénica, se produciría la colisión y suturación de la ZOM y la ZCI, mientras que en la fase II se originaría una compresión de las placas con movimiento lateral de ambas y milonitización dúctil retrometamórfica. Estas dos fases corresponderían a la Orogenia Hercínica.

No obstante, este modelo, como otros, requiere el contraste necesario de un número suficientemente elevado y significativo de datos radiométricos de rocas ígneas y metamórficas de la zona. Hasta el momento, los datos disponibles, tienden a señalar edades ordovícicas para los ortogneis de Ribera del Fresno, Almendralejo y Aceuchal (CHACON, 1985), y edades ordovícicas para el metamorfismo cianita-sillimanita del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba.

Ello sugeriría, de ser confirmado por datos radiométricos, la necesidad de desterrar las ideas que invocan orogenias precámbricas como predominantes en los rasgos actuales de la Ossa-Morena.

A modo de **Resumen**, en la figura (1.3) se

exponen columnas esquemáticas correspondientes al Proterozoico-Cámbrico de Ossa-Morena y Centro-Ibérica. En el Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba, la serie podría estar como aparece en la figura, con el núcleo de Sierra Albarrana en la base, o bien, como apuntan actualmente algunos autores invertida, con el núcleo de Sierra Albarrana a techo de la serie, por lo que representaría una serie de cuarcitas armoricanas metamorfizadas. Esto vendría apoyado por el hecho de que existen indicios de la presencia de relictos de huellas, estratificaciones, y actividad orgánica (bioturbaciones, laminaciones, etc.), que podrían avalar esta interpretación, aunque no ha sido establecido aún con carácter definitivo.

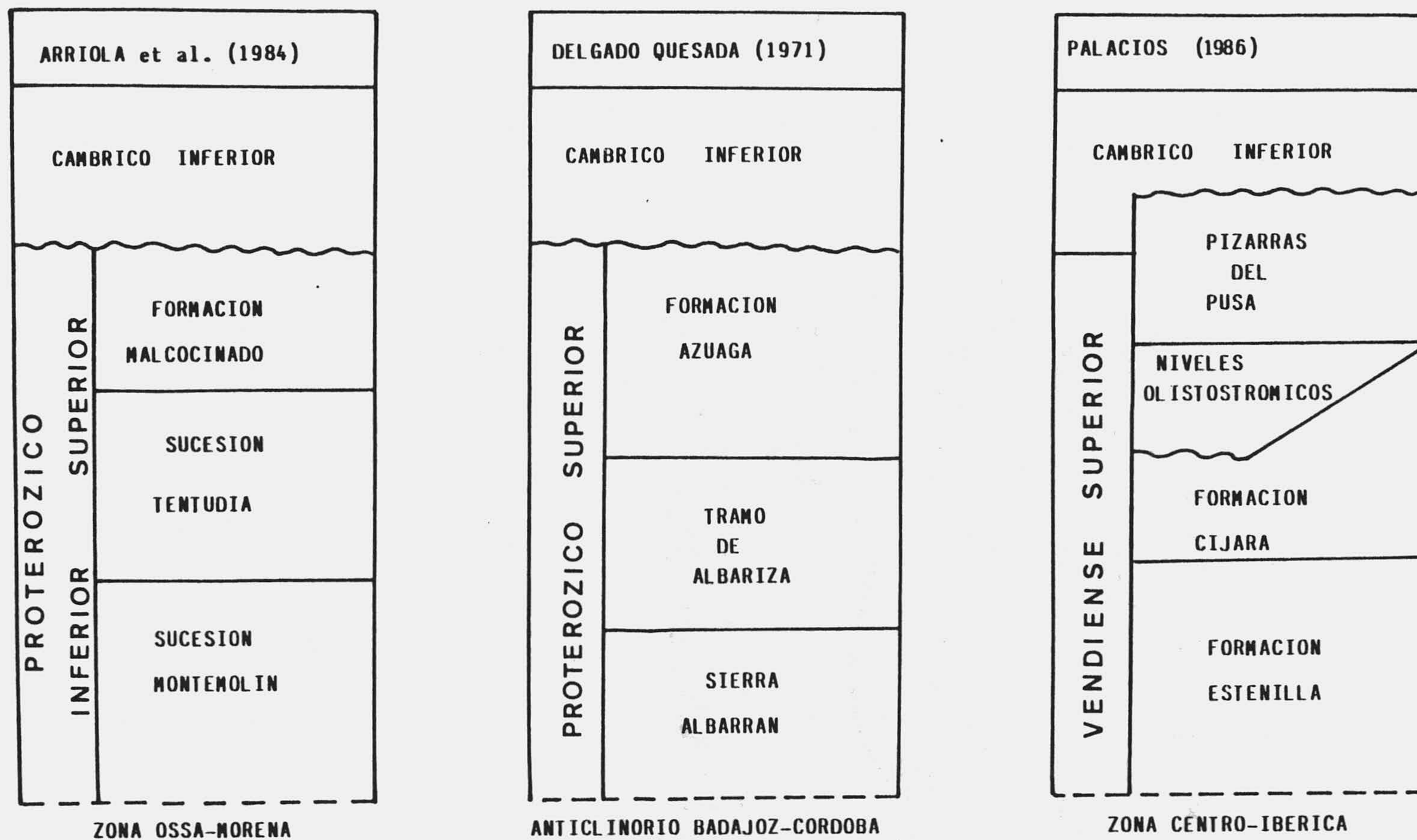


Fig. 1.3. Sucesión litoestratigráfica en las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica.

## LOCALIZACION GEOGRAFICA DEL AREA DE ESTUDIO

En base a los datos geológicos existentes, anteriormente expuestos, las zonas elegidas para nuestro estudio han sido las siguientes.

Dentro de la ZOM, se han muestreado los materiales más típicos de ella, es decir, los correspondientes a la "Serie Negra", en tres cortes. Dos de ellos situados en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio, a lo largo de las carreteras que unen Fuente de Cantos con Segura de León (serie FC) y Salvatierra de los Barros con Valle de Santa Ana (serie S), las cuales proporcionan cortes transversales a la estructura. El tercer corte está situado dentro del Anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba, al sur de la localidad de Hornachos (series HV y LH).

Así mismo, en este anticlinorio, se han realizado los cortes correspondientes a la Formación Azuaga, situada en el límite de la ZOM y la ZCI, en tres puntos: a lo largo de las carreteras existentes entre Azuaga y Malcocinado (serie A), Azuaga y La Cardenchoza (serie AZ) y Usagre y Valencia de las Torres (serie DMV y DML).

En la ZCI, y dentro del gran anticlinorio ex-

tremeño, donde aflora ampliamente el "Complejo Esquisto Grauváquico", se han muestreado dos zonas. Una de ellas al oeste de Cáceres, entre las localidades de Alcántara y Membrio, siguiendo la carretera que las une, la cual proporciona un corte transversal a la estructura (serie ALM). El otro corte y siguiendo el mismo criterio, se ha situado al este de Badajoz, entre Puebla de Alcocer y Castuera (serie C). Así mismo, se tomaron algunas muestras en las inmediaciones de Peraleda del Zaucejo, donde existe un pequeño afloramiento de materiales que presumiblemente pertenecen al complejo, aunque no se pudo hacer un corte más completo por carecer de buenos afloramientos.

En la figura 1.4 se muestra la situación geológica y geográfica de las secuencias muestreadas.



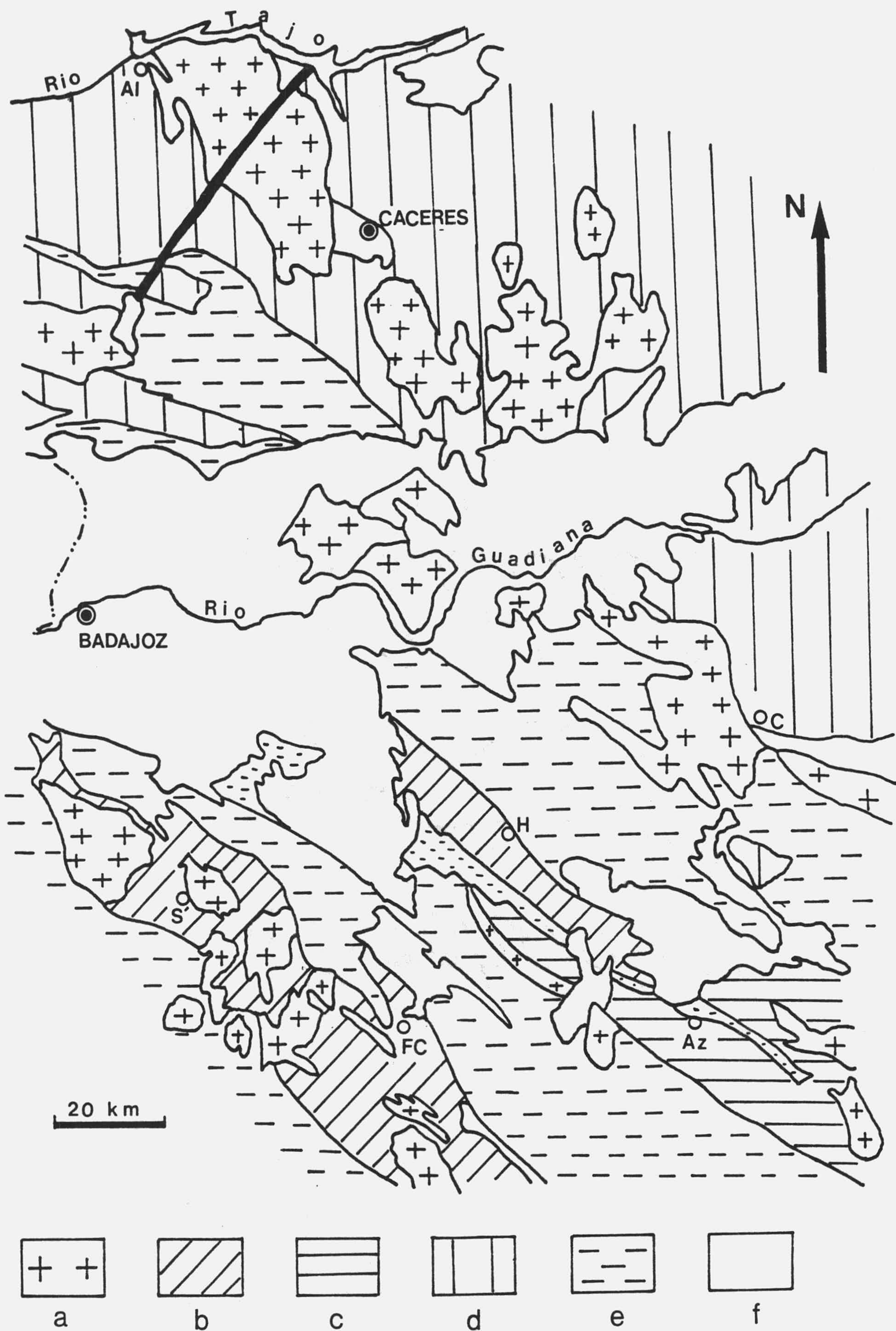


Fig. 1.4. Esquema geológico y situación geográfica del área de estudio. a:rocas ígneas; b:Serie Negra; c:Formación Azuaga; d:Complejo Esquisto Grauváquico; e:Paleozoico; f:Terciario. Al:Alcántara, C:Castuera, H:Hornachos S:Salvatierra, FC:Fuente de Cantos, AZ:Azuaga.

## **CAPITULO II. METODOLOGIA**

## TOMA DE MUESTRAS

En primer lugar, a partir de una amplia revisión bibliográfica, se procedió a la elección de las zonas más idóneas. Para realizar la recogida de muestras se escogieron afloramientos en los que estuvieran mejor representadas las rocas metamórficas, tanto de la Zona Ossa-Morena como de la Zona Centro-Ibérica.

Se realizaron muestreos en cortes transversales a las estructuras, en sitios donde los afloramientos de las series que se pretendían estudiar eran más extensos, con la intención de que tuvieran una mayor representatividad. Dichos muestreos se hicieron sistemáticos, procurando que la distancia entre los puntos de recogida de muestras, en cada uno de los cortes, fuera aproximadamente constante. El número total de afloramientos muestreados ha sido de nueve, y las muestras recogidas en cada caso es muy variable, oscilando entre 15 y 40, dependiendo de la extensión de los afloramientos.

De todas formas, se ha pretendido hacer mayor hincapié en el muestreo de las "series tipo" de ambas zonas (Ossa-Morena y Centro-Ibérica). El muestreo ha sido más o menos exhaustivo, dependiendo

fundamentalmente, de la variación de los tipos de rocas que afloraban y del grado de alteración superficial que presentaban.

Los puntos muestreados se señalaron sobre mapas topográficos 1:50.000 para su posterior localización.

### **PREPARACION DE LA MUESTRA Y MOLIENDA**

De cada muestra se han obtenido cortes de rocas perpendiculares a la esquistosidad, que se han destinado a la preparación de láminas delgadas para su estudio óptico por luz transmitida. Además ese mismo tipo de cortes sirve para la obtención de algunos datos específicos mediante difracción de rayos-X, concretamente, la medida de los parámetros  $b_0$ .

Una alícuota pequeña de la muestra, se sometió a molienda en mortero de ágata, hasta conseguir un tamaño de partícula inferior a  $50 \mu$ . Esta fracción se destinó al estudio por difracción de rayos-X, según el método del polvo, de la mineralogía de la roca íntegra.

Con las muestras elegidas para el estudio de filosilicatos, se procedió a una segunda molienda, ya de una cantidad importante de muestra, con el fin de

obtener fracciones de tamaño de grano entre 2-20  $\mu$  y menor de 2  $\mu$ .

Para esta molienda, se partió de una cantidad inicial de aproximadamente 100 gramos de muestra. Se realizó primero en mortero de hierro y posteriormente en mortero de ágata. Esto se hizo manualmente para conseguir, en la medida de lo posible, la desagregación de los diferentes minerales y no su trituración. Toda la muestra se pasó por un tamiz con luz de malla de 200  $\mu$ .

Posteriormente se procedió a la obtención de las distintas fracciones por el método de sedimentación, realizando las extracciones de acuerdo con el tiempo deducido a partir de la ley de Stokes, para una temperatura media de 20°C, y consiguiendo un pH aproximadamente igual a 8 con  $\text{NH}_3$  diluido al 20%, con lo que logramos mejorar sustancialmente la dispersión de las fracciones de tamaño más pequeño.

A esta última fracción se le homogeneizó el catión de cambio, según el método propuesto por MARTIN VIVALVI et al. (1969), pasando una suspensión acuosa de la fracción correspondiente por una columna de Amberlita ácida 1R-120(H), que previamente se había hecho magnésica mediante una solución 1N de  $\text{Cl}_2\text{Mg}$ . Una vez hecho esto, se prepararon los agregados orienta-

dos, depositando la suspensión sobre un portamuestras de vidrio y dejándola secar a la temperatura ambiente.

En los primeros resultados obtenidos, se observó que éstos eran muy similares tanto en la fracción de 2-20 $\mu$ , como en la menor de 2 $\mu$ , por lo que posteriormente se procedió a la separación de la fracción menor de 20 $\mu$  únicamente, reservando la separación de la fracción inferior a 2 $\mu$  solo para los casos donde se preveía la existencia de interestratificados y/o esmectitas.

#### **ANALISIS MINERALOGICO**

La difracción de rayos-X ha constituido la base principal del análisis mineralógico. Se ha realizado con un equipo Philips 1050/81 y PW 1710, con ánodo de Cu y monocromador de grafito. Las condiciones generales de registro difractométrico han sido preferentemente:

- 40 KV y 40 mA
- velocidad del papel: 10 mm por grado de  $2\theta$
- velocidad de registro: 6°/min.
- sensibilidad: 5000 ó 10000 cps
- constante de tiempo: 0.5 y 0.2 s
- rendija de recepción: 1°.

## Mineralogía de la muestra íntegra

La determinación cualitativa de las fases mineralógicas constituyentes de la muestra íntegra, se ha realizado a partir de difractogramas obtenidos mediante el método del polvo. Para ello, se ha preparado una muestra de tamaño inferior a  $53\mu$ , en un portamuestras de aluminio, siguiendo la técnica habitual.

La estimación se ha llevado a cabo, comparando las reflexiones obtenidas, con los datos existentes en el fichero J.C.P.D.S. (The Joint Committee of Power Diffraction Standard), y con los datos recogidos por otros autores (BROWN, 1961; THOREZ, 1975; BRINDLEY & BROWN, 1980).

La estimación semicuantitativa se ha obtenido dividiendo las áreas integradas de las líneas escogidas por su poder reflectante. Hay que tener presente que debido a los múltiples factores que afectan a las intensidades de las reflexiones, los datos que se obtienen representan únicamente porcentajes relativos de unos con respecto a otros, no contenidos absolutos de las distintas fases mineralógicas existentes en cada muestra. Un amplio análisis de estos factores, ha sido realizado por MELLINGER (1979).

Tanto los factores reflectantes aplicados como las líneas elegidas para polvo cristalino, figuran a continuación:

<b>Especie</b>	<b>Reflexión(A)</b>	<b>Poder Reflect.</b>	<b>Referencia</b>
Feld.	3.20	1	Schultz(1964)
Fil.	4.45	0.1	"
Clorita	7	2	"
Anfibol	8.4	1	"
Cuarzo	4.26	0.35	Barahona(1974)

### **Mineralogía de Filosilicatos**

La determinación cualitativa de los filosilicatos se ha realizado a partir de la fracción inferior a  $20\mu$ , sobre los difractogramas obtenidos de los agregados orientados (AO), ya que con este tipo de preparación se refuerzan las reflexiones basales 001. Distintos AO, de cada una de las muestras, se han sometido a los siguientes tratamientos:

-Solvatación con Etilén-Glicol, durante un tiempo mínimo de 72 horas a una temperatura de  $60^{\circ}\text{C}$  (AO+EG), según el método propuesto por BRUNTON, (1955).

-Solvatación con Dimetil-Sulfóxido, durante un tiempo mínimo de 120 horas a una temperatura de



70°C (AO+DMSO), según GONZALEZ GARCIA & SANCHEZ CAMAZANO (1968 a y b).

-Calentamiento a 550°C durante una hora (AO+550), (MARTIN VIVALDI & RODRIGUEZ GALLEGO, 1961).

De esta manera, en las muestras estudiadas, se han podido distinguir los siguientes filosilicatos presentes:

**Micas.** Los cinco primeros órdenes de las reflexiones basales tienen sus espaciados a 10, 5, 3.3, 2.5, y 2 Å. A efectos de nomenclatura para las reflexiones basales, se adopta el criterio de considerar todas las muestras correspondientes al politipo 2M, dada la indeterminación que introduce la coexistencia de politipos a 10 Å y 20 Å sobre los índices de Miller de los diversos órdenes de reflexiones basales de las micas.

Con todos los tratamientos mencionados anteriormente, estos espaciados permanecen invariables, así como las intensidades relativas (Fig. 2.1). La reflexión a 3.33 Å no se ha podido considerar en ningún caso, ya que coincide con el pico de máxima intensidad del cuarzo.

**Clorita.** Las reflexiones basales 001, 002, 003 y

004 que aparecen a espaciados de 14, 7, 4.7 y 3.5 Å, respectivamente, después de la solvatación con EG y DMSO permanecen invariables. Sin embargo con el calentamiento, varían sus intensidades relativas; aumenta la intensidad de la reflexión 001, además de

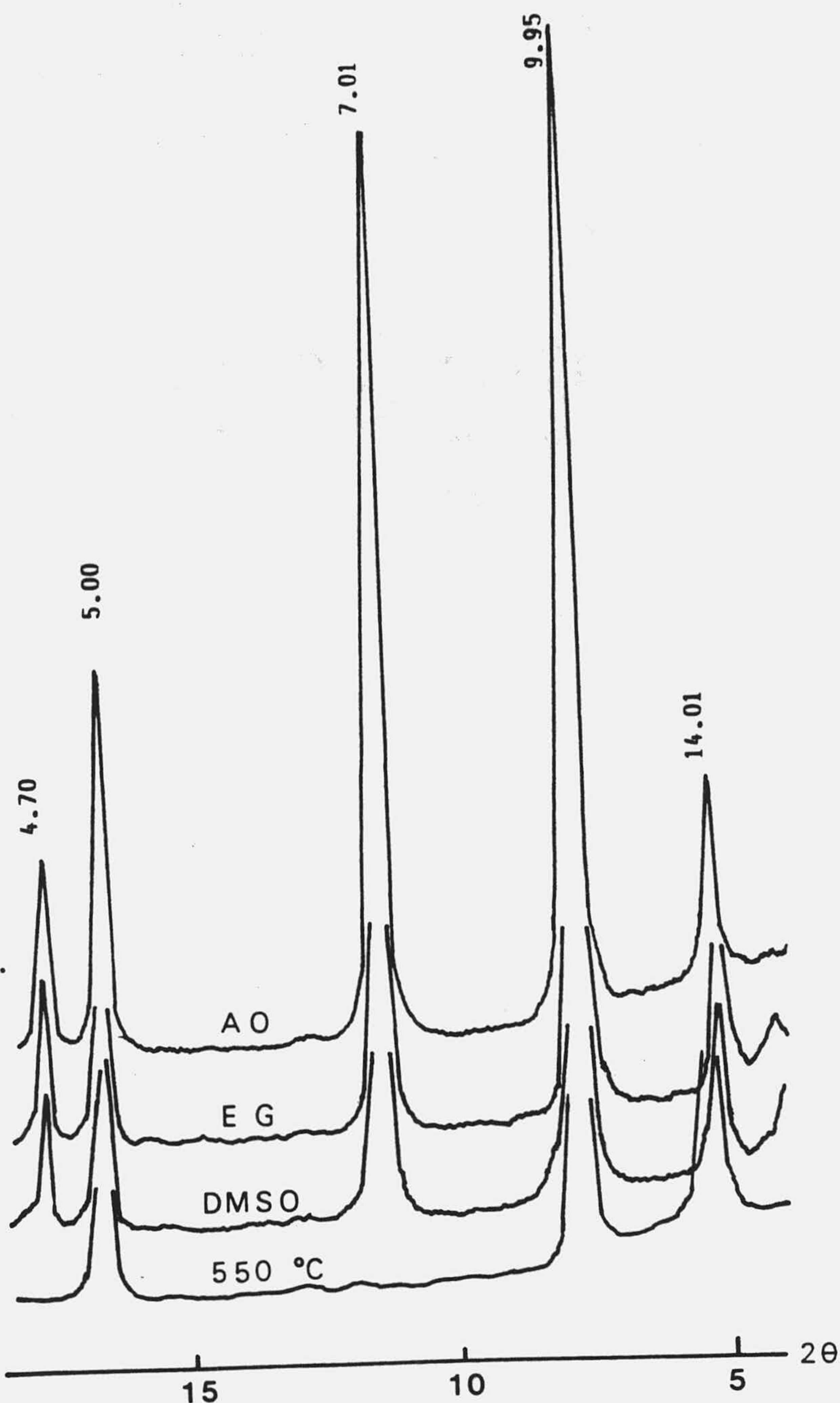


Fig. 2.1. Comportamiento característico de las micas y las cloritas ante distintos tratamientos (Muestra C-14-1).

contraer ligeramente a 13.9 Å, y disminuyen considerablemente las intensidades del resto de las reflexiones, llegando incluso, en algunas ocasiones, a desaparecer (Fig. 2.1).

**Caolinita.** La primera reflexión aparece a 7 Å, coincidiendo con la 002 de la clorita. En el tratamiento con DMSO, se forma un complejo caolinita + DMSO, que incide en un aumento del espaciado hasta 11.18 Å. Con el tratamiento térmico a 550°C, este mineral se destruye (Fig. 2.2).

**Esmectita.** Su reflexión más intensa aparece en torno a 14 Å, coincidiendo con la primera reflexión de la clorita. La solvatación con EG, produce un aumento del espaciado hasta aproximadamente 17 Å, y en el tratamiento con DMSO, el espaciado pasa a 18.2 Å. Con el calentamiento contrae a 10 Å (Fig. 2.3).

**Interestratificados.** Se han identificado dos tipos diferentes. Ambos casos se componen de láminas de la misma naturaleza: clorita y vermiculita, pero las proporciones, notablemente distintas, en que se encuentran estos dos tipos de estructuras de un caso a otro, incide en que su comportamiento frente a la difracción de rayos-X sea muy diferente.

Fig. 2.2. Comportamiento de la caolinita ante diferentes tratamientos (Muestra ALM-5)

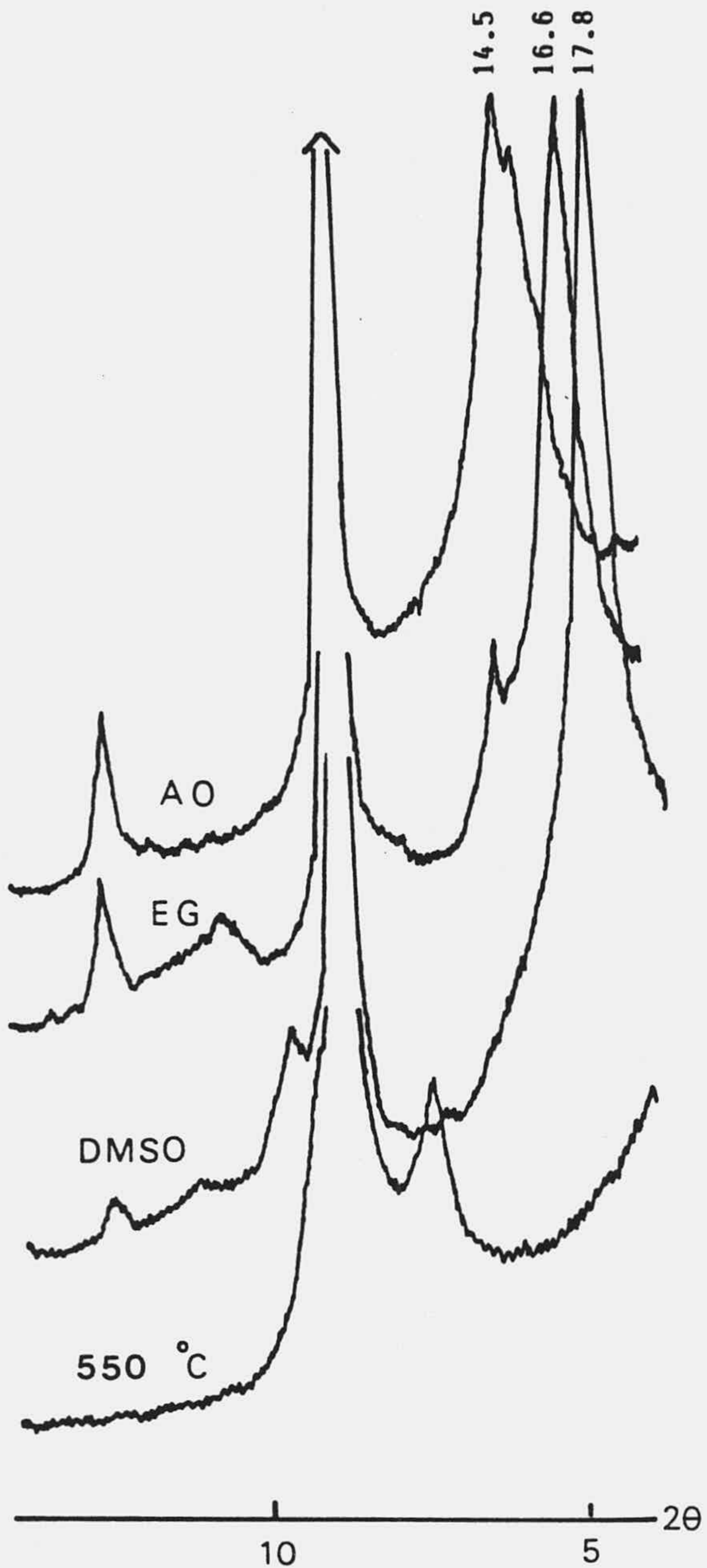
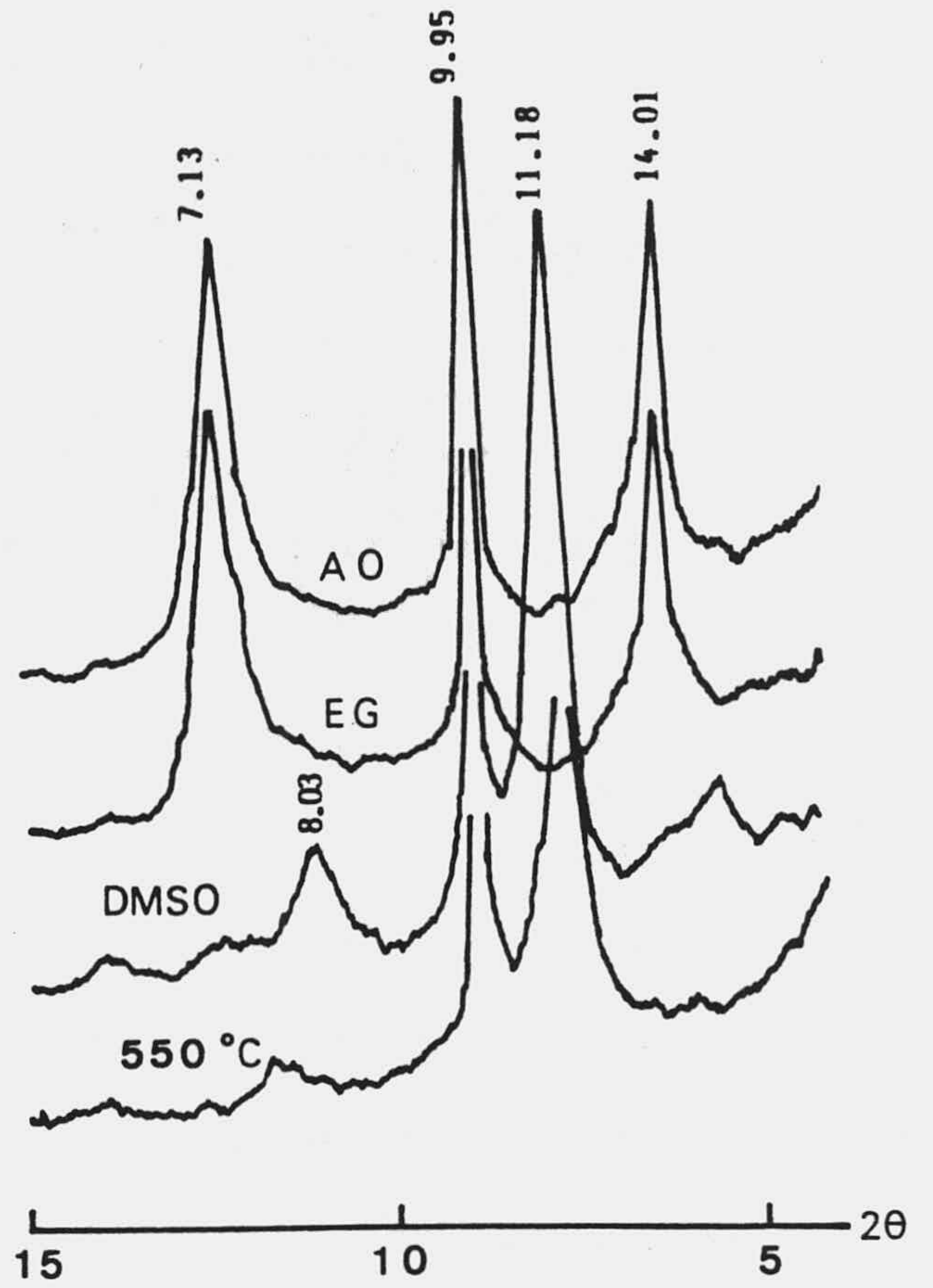


Fig. 2.3. Comportamiento de una esmectita ante distintos tratamientos (Muestra FC-12).

**Interestratificado clorita-vermiculita.** Se diferencia de las cloritas por el tratamiento térmico. La reflexión a 14 Å contrae a 12 Å aproximadamente, siendo este espaciado, intermedio entre el de la clorita (14 Å) y el de la vermiculita (10 Å). Con el resto de los tratamientos, los espaciados permanecen invariables (Fig. 2.4).

**Interestratificado Vermiculita-Clorita.** Se diferencia del anterior mineral, en primer lugar, en las intensidades de las reflexiones a 14 Å y 7 Å que en este caso son muy similares. Por otra parte, en el tratamiento con DMSO aumenta el espaciado ligeramente en torno a 15 Å y 8 Å, mientras que con el calentamiento contrae a 11.6 Å aproximadamente (Fig. 2.5). Por esta razón, se supone que este tipo de interestratificado es más rico en láminas de vermiculita, ya que este mineral presenta un incremento del espaciado basal, cuando se solvata con DMSO y, además, contrae a 10 Å con el calentamiento a 550°C.

La estimación semicuantitativa de los filosilicatos, se ha realizado a partir de las intensidades integradas, utilizando las reflexiones y los poderes reflectantes indicados a continuación, medidos sobre agregados orientados solvatados con EG.

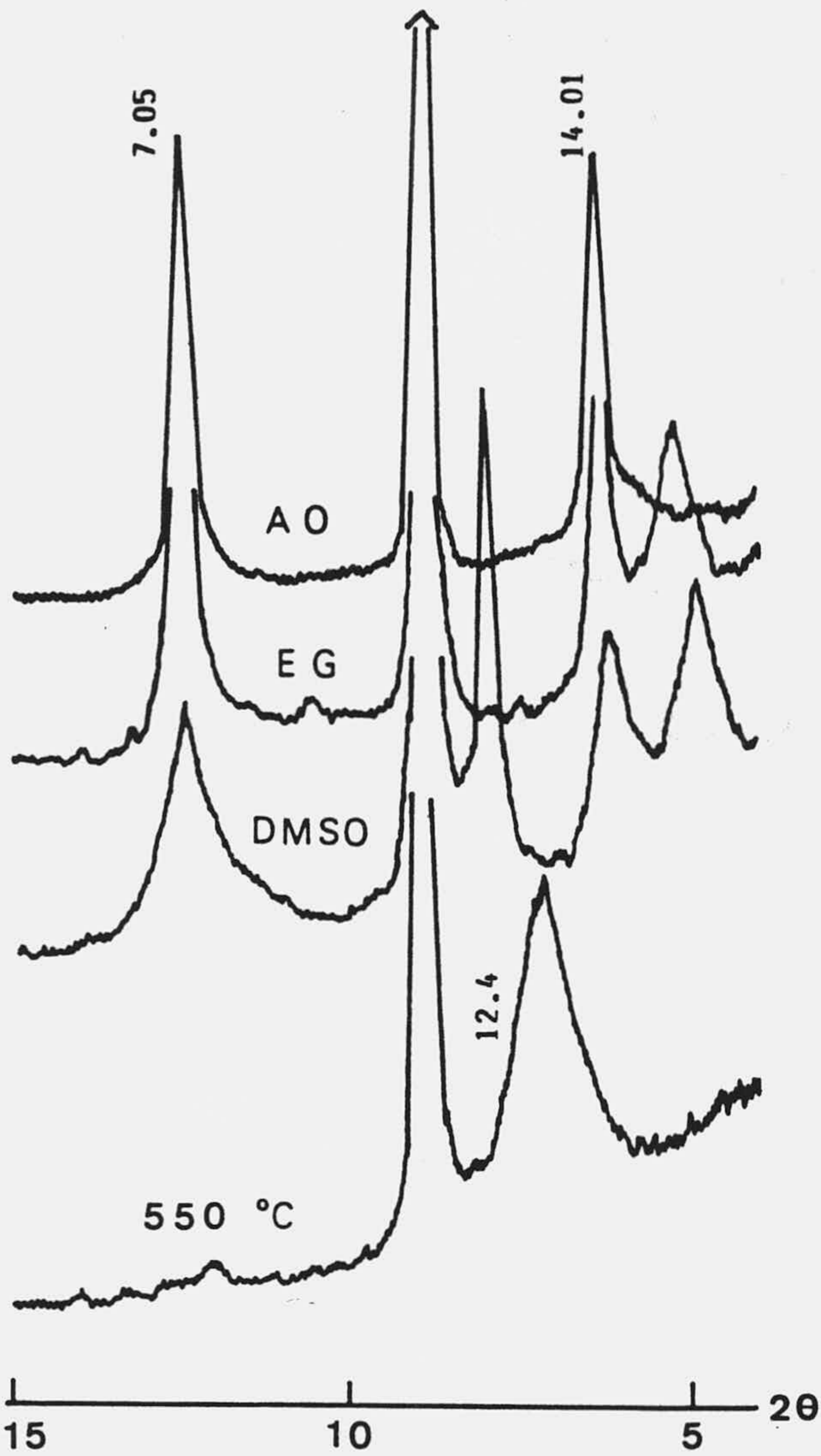
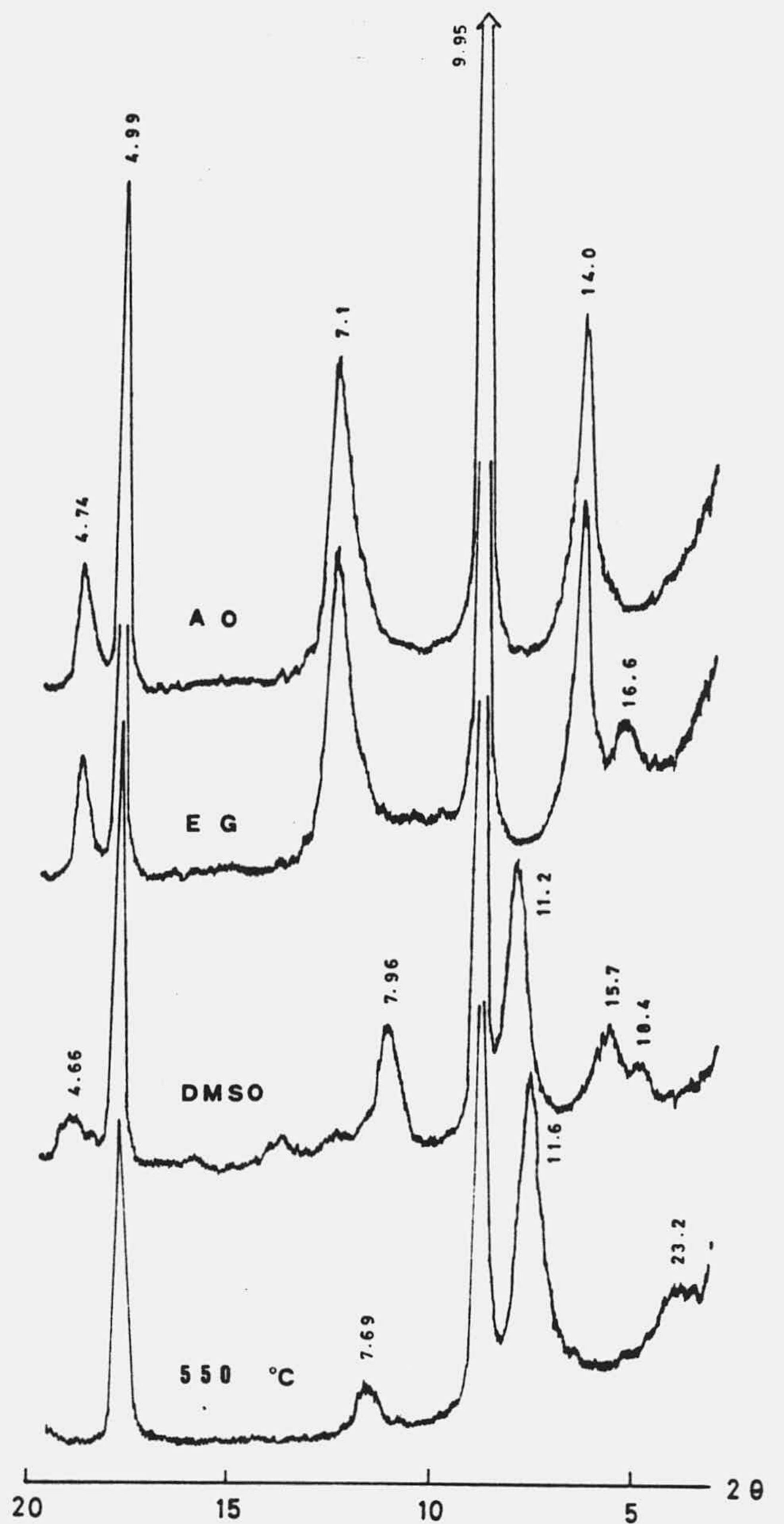


Fig. 2.4. Interestratificado clorita-vermiculita. Comportamiento ante diferentes tratamientos (Muestra ALM-31-2).

Fig. 2.5. Interestratificado vermiculita-Clorita. Comportamiento ante diferentes tratamientos (Muestra ALM-7-2).



Especie	Reflexión(A)	Poder Refl.	Referencia
Mica	10	1	Barahona(1974)
Clorita	7	2	Biscaye(1965)
Caolinita	7	2	"
Esmectita	17	4	Barahona(1974)
Cl-V	7	2	Esta Memoria
V-Cl	8	2	" (1)

En el caso de que aparezcan clorita y caolinita conjuntamente, las proporciones relativas en que se encuentran ambos minerales, se han calculado en la muestra tratada con DMSO, ya que en este caso el pico a 7 Å, coincidente en los dos minerales, se desdobra, permaneciendo el de la clorita a 7 Å y pasando el de la caolinita a 11.18 Å. Este desdoblamiento sirve para conocer que proporción de la reflexión original a 7Å pertenece a uno u otro mineral. Otras veces, ha sido posible calcular los contenidos en que están uno y otro filosilicato a partir de las alturas que presentan las reflexiones 002 y 004 de la clorita y la caolinita respectivamente, cuando estos dos picos aparecen desdoblados en la zona en torno a

-----  
 (1). El poder reflectante para este tipo de interestratificados se ha supuesto similar al de la clorita, adoptando el criterio de considerar que para este mineral, el poder reflectante es de 2 en la reflexión a 7Å y para la vermiculita es de 3 en la reflexión a 14Å. Como no existe una reflexión intermedia cuyo poder reflectante se situaría en 2.5, se ha optado por el valor expresado anteriormente.

3.5 A.

### **PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS DE MICAS Y CLORITAS**

La mayoría de estas medidas se han realizado usando los agregados orientados de la fracción  $<20\mu$  y/o la fracción  $<2\mu$ , fundamentalmente, las que se basan en las reflexiones basales.

Las condiciones de trabajo han sido:

-velocidad del papel: 2 cm/  $1^\circ$  de  $2\theta$

-velocidad de exploración:  $1^\circ$  de  $2\theta$ /min.

Las zonas de exploración se han elegido buscando las reflexiones basales de ambas especies minerales, ajustando la sensibilidad para cada muestra, de forma que los picos aparecieran del máximo tamaño posible. Se ha repetido el barrido 3 ó 5 veces, calculando la intensidad media de cada reflexión, para evitar posibles errores en la medida.

#### **Medidas basadas en las reflexiones basales de las micas.**

Las zonas de exploración para la obtención de algunos de los parámetros cristaloquímicos, han sido de  $8^\circ$  a  $10^\circ$  de  $2\theta$  para la reflexión 002, de  $17^\circ$  a  $19^\circ$  para la reflexión 004 y de  $44.5^\circ$  a  $46.5^\circ$  para la



reflexión 0010. Se ha medido la altura de cada pico y no la anchura, ya que esta es constante y no se comete error si se obvia.

De la razón de intensidades  $I(004)/I(002)$  se obtiene el contenido en átomos pesados (Fe fundamentalmente) de la mica. Este valor se ha obtenido a partir de la curva experimental propuesta por MARTIN RAMOS (1976).

El espaciado basal  $d(002)$  proporciona información sobre el grado de paragonitización de la mica. La medida de este espaciado se ha realizado sobre la reflexión 0010, utilizando la rutina MAX del difractor PW-1710, que localiza el máximo de una reflexión dada a partir de medidas de intensidades a intervalos regulares durante tiempos iguales. La medida del espaciado comienza con una primera exploración cuyas condiciones son:

- Número de medidas a cada lado del ángulo  $2\theta = 20$
- Longitud del intervalo =  $0.025^\circ(2\theta)$
- Tiempo de medida en cada punto = 0.1 segundo

El dato final se obtiene mediante medidas más precisas, realizadas en las siguientes condiciones:

- Número de medidas a cada lado del ángulo  $2\theta = 5$
- Longitud del intervalo =  $0.005^\circ(2\theta)$
- Tiempo de medida en cada punto = 1 segundo

Como standard interno se ha empleado el cuarzo

existente en la muestra. El calibrado se ha realizado sobre la reflexión a 4.26 Å del cuarzo, utilizando las mismas condiciones expuestas anteriormente.

La medida del índice de cristalinidad (IC), se ha realizado sobre el segundo orden de la reflexión basal (004), midiendo la anchura a mitad de altura del pico, expresada en grados de  $2\theta$ . La razón de emplear esta reflexión estriba en que la reflexión a 10 Å puede presentar "colas" hacia ángulos bajos, de forma que realizar la medida en dicha reflexión implicaría errores importantes, ya que la medida no reflejaría el valor real del parámetro. Por el contrario, la reflexión en torno a 5 Å se resuelve en el difractograma de manera neta sin interferencias de otros minerales.

La medida se ha realizado sobre la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$  de forma sistemática, y en algunas muestras sobre la fracción menor de  $2\mu$ , con el objeto de comparar los valores obtenidos en una y otra fracción. Las condiciones instrumentales han sido las siguientes: CT=1; vel. papel = 50 mm/1° de  $2\theta$ ; vel. registro = 2°/min.

La tendencia del carácter fengítico para una población de micas, se puede observar mediante representaciones triangulares de los valores de las inten-

sidades de las reflexiones basales 002, 004 y 0010, como indican REY y KUBLER (1983). Los datos que se obtienen hay que manejarlos con precaución, salvo que se haya trabajado en las mismas condiciones del difractómetro de rayos-X de dichos investigadores.

### **El espaciado basal d(001) de las cloritas.**

Teniendo en cuenta que la medida de los espaciados a ángulos mayores de  $2\theta$  es más precisa, se ha calculado el d(001) de la clorita a partir del valor d(005), que equivale a 1/5 del valor del espaciado d(001).

Las condiciones de medida han sido las siguientes:

-vel. de registro:  $1^\circ$  de  $2\theta$ /min.

-vel. del papel: 20 mm/ $1^\circ$  de  $2\theta$

-CT = 1

Como standard interno se ha utilizado la reflexión a 4.26 Å del cuarzo en las mismas condiciones de registro.

Este espaciado está relacionado con el contenido en Al total. Para calcularlo, se ha aplicado la fórmula propuesta por ALBEE (1962):

$$Al \text{ (tot)} = (14.52 - d(001)) / 0.14$$

## **Medida de las intensidades de las reflexiones basales de las cloritas.**

Se realiza una exploración detallada entre los ángulos 18-19° para la reflexión 003, 24.5-25.5° para la reflexión 004 y 31-32° para la reflexión 005.

Una vez conocidas las relaciones de intensidades  $I(004)/I(003)$  e  $I(004)/I(005)$ , se calculan las relaciones de factores de estructura mediante la expresión:

$$|F_x|/|F_y| = I_x/I_y \cdot G_y/G_x$$

siendo  $G_x$  y  $G_y$  los factores geométricos para los ángulos a los que aparecen las correspondientes reflexiones, y dependen del difractómetro utilizado y del tipo de preparación de la muestra.

El contenido y distribución en las capas octaédricas y brucíticas de átomos pesados, se calcula a partir de las relaciones de los factores de estructura de las reflexiones pares e impares, mediante ábacos diferentes, en función del espaciado basal, según el método propuesto por NIETO (1983).

**Cálculo de la fórmula de la clorita.** Teniendo en cuenta los apartados anteriores, se puede

calcular la fórmula aproximada de la clorita (en base a 18 oxígenos), a partir de las siguientes premisas (NIETO, op. cit.):

- No existen vacantes en la red
- Al (tetraédrico) =  $Al(tot)/2 + 0.07 Fe(tot)$
- Al(oct) + Mg + Fe(tot) = 6

Para la clasificación de las cloritas se han seguido las normas establecidas por la A.I.P.E.A. (Bailey, 1980), atendiendo al contenido de Fe y Mg de las capas octaédricas.

Medida de los parámetros  $b_0$  de micas y cloritas.

Se han realizado sobre muestras de roca tallada perpendicularmente a la esquistosidad (SASSI and SCOLARI, 1974). Las condiciones de registro han sido:

- 40 Kv y 40 mA.
- vel. del papel = 40 mm / 1° de 2θ.
- vel. de exploración = 2° de 2θ / min.
- sensibilidad = 2000 cps.
- CT = 2s.

La exploración entre 58.5 y 62° de 2θ, recoge las reflexiones 060 de las micas, cloritas y otros filosilicatos presentes en la muestra, así como la 211 del cuarzo, que aparece a 59.959° (Kα1), que se

utiliza como standard interno.

El valor del espaciado de la reflexión 060, equivale a 1/6 del valor del eje cristalográfico **b** .

El contenido en Fe+Mn de las cloritas está estrechamente relacionado con el valor del parámetro  $b_0$ . Mediante la expresión de SHIROZU (1958) corregida por BRINDLEY (1961) se puede calcular dicho contenido:

$$b_0 = 9.210 A + 0.037 (Fe + Mn)$$

Una amplia discusión sobre los resultados que proporcionan estas y otras expresiones, se puede encontrar en NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO (1983a).

## **TECNICAS OPTICAS**

### **Microscopio Petrográfico**

Las muestras preparadas en lámina delgada, se han estudiado mediante un microscopio petrográfico de luz transmitida, modelo NIKON-104. Dado el pequeño tamaño de grano de las metapelitas, en la mayoría de las muestras estudiadas, este estudio solo ha permitido conocer las relaciones texturales entre los minerales, así como la identificación de minerales accesorios, no perceptibles por otros métodos.



## **Microscopía Electrónica.**

El estudio por microscopía electrónica, se ha llevado a cabo en el Laboratorio Central de Estructuras y Materiales (CEDEX-MOPU). Se ha empleado un microscopio de barrido I.S.I., modelo DS-130, equipado con un espectrómetro de dispersión de energía de rayos-X Kevex, modelo 7000-7.

La preparación de la muestra se realiza sobre una sección pulida. La superficie a estudiar se metaliza, mediante una película de 100 a 200 Å de espesor, obtenida bajo vacío, con Au-Pd.

## **ANÁLISIS QUÍMICO**

### **Por microscopía electrónica**

La determinación de la composición química de los minerales de cada una de las muestras, se ha realizado por medio de análisis puntual, mediante el empleo del programa MAGIC V (COLBY, 1968), que puede aplicarse tanto a elementos puros como a muestras que contengan hasta 15 elementos en su composición química.

Este programa introduce, de forma automática, las correcciones ZAF (número atómico, absorción y fluorescencia) y presenta una precisión relativa de  $\pm 4\%$ .

En todas las muestras, el oxígeno se ha determinado por estequiometría y el número de cationes se ha calculado en base a 9 átomos de oxígeno.

#### **Por vía húmeda**

Se han realizado sobre la fracción de tamaño menor a  $20\mu$  de 40 muestras representativas de las formaciones estudiadas.

Los elementos mayoritarios han sido determinados en el Laboratorio de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca, mediante espectrofotometría de absorción atómica (EAA). El ataque de las muestras se ha hecho con ácido perclórico, ácido nítrico y ácido fluorhídrico.

Los elementos minoritarios se han realizado en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, también por medio de EAA, con un equipo PYE UNICAM SP-1900. El ataque de las muestras se ha llevado a cabo mediante FH-Agua regia, en cápsula de teflón.





### **CAPITULO III: RESULTADOS**



**Abreviaturas utilizadas:**

Q= Cuarzo

Fto= Feldespato

Fil= Filosilicato

Mic= Micas

Cl= Clorita

Esm ó Sm= Esmeclitas

K ó caol= Caolinita

Cl-V= Interestratificado Clorita-Vermiculita

V-Cl= Interestratificado Vermiculita-Clorita

IC= Índice de cristalinidad

Fe t= Fe Total

Fe oct= Fe octaédrico

Fe int= Fe interlaminar

Al t= Al total

Al<sup>IV</sup>= Al tetraédrico

Al<sup>VI</sup>= Al octaédrico

SN= Serie Negra

FC= Secuencia de Fuente de Cantos

S= Secuencia de Salvatierra

H= Secuencia de Hornachos

CEG= Complejo Esquisto Grauváquico

C= Secuencia de Castuera

ALM= Secuencia de Alcántara

PZ= Secuencia de Peraleda del Zaucejo

FA= Formación Azuaga

A= Secuencia de Azuaga I

AZ= Secuencia de Azuaga II

DM= Secuencia de Dehesa del Marqués

## INTRODUCCION

Este capítulo se ha estructurado en tres grandes apartados, correspondientes a cada una de las "series tipo" estudiadas: "Serie Negra"; "Complejo Esquisto Grauváquico" y "Formación Azuaga".

Ya se ha señalado anteriormente la complejidad estructural tanto de la zona Centro-Ibérica como de la zona de Ossa-Morena, debida a las múltiples fases de deformación que les afectan, sobre todo, a la zona de Ossa-Morena. Este hecho condiciona fuertemente el planteamiento del trabajo, ya que resulta muy difícil intentar levantar series estratigráficas, con el fin de poder establecer secuencias mineralógicas dentro de una misma columna.

Por lo tanto, para una caracterización mineralógica más completa, he realizado en cada una de las "facies tipo", diferentes muestreos sistemáticos en cortes que fueran transversales a la estructura.

## MINERALOGIA DE LA SERIE NEGRA

Esta serie es la más característica de la zona Ossa-Morena. Aflora extensamente en el anticlinorio de Olivenza-Monesterio y en forma más reducida en el anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba. Por esta razón se han realizado dos cortes en el primer anticlinorio, uno en el flanco norte, en Fuente de Cantos, que corresponde a la Sucesión Montemolín y a la Sucesión Tentudía, y otro en el flanco sur, en Salvatierra de los Barros, correspondiente a la Sucesión Tentudía.

En el anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba se realizó un único corte; se sitúa al sur de la localidad de Hornachos.

La figura 3-1 muestra la situación de dichos cortes.

La litología de los materiales que constituyen la serie están formados por una alternancia, que corresponde a un metamorfismo progresivo de: esquistos biotíticos, pizarras y grauvacas de color negro, cuarcitas negras y anfibolitas, muy ricas en materia orgánica y grafito. La potencia estimada es superior a los 1000 m.

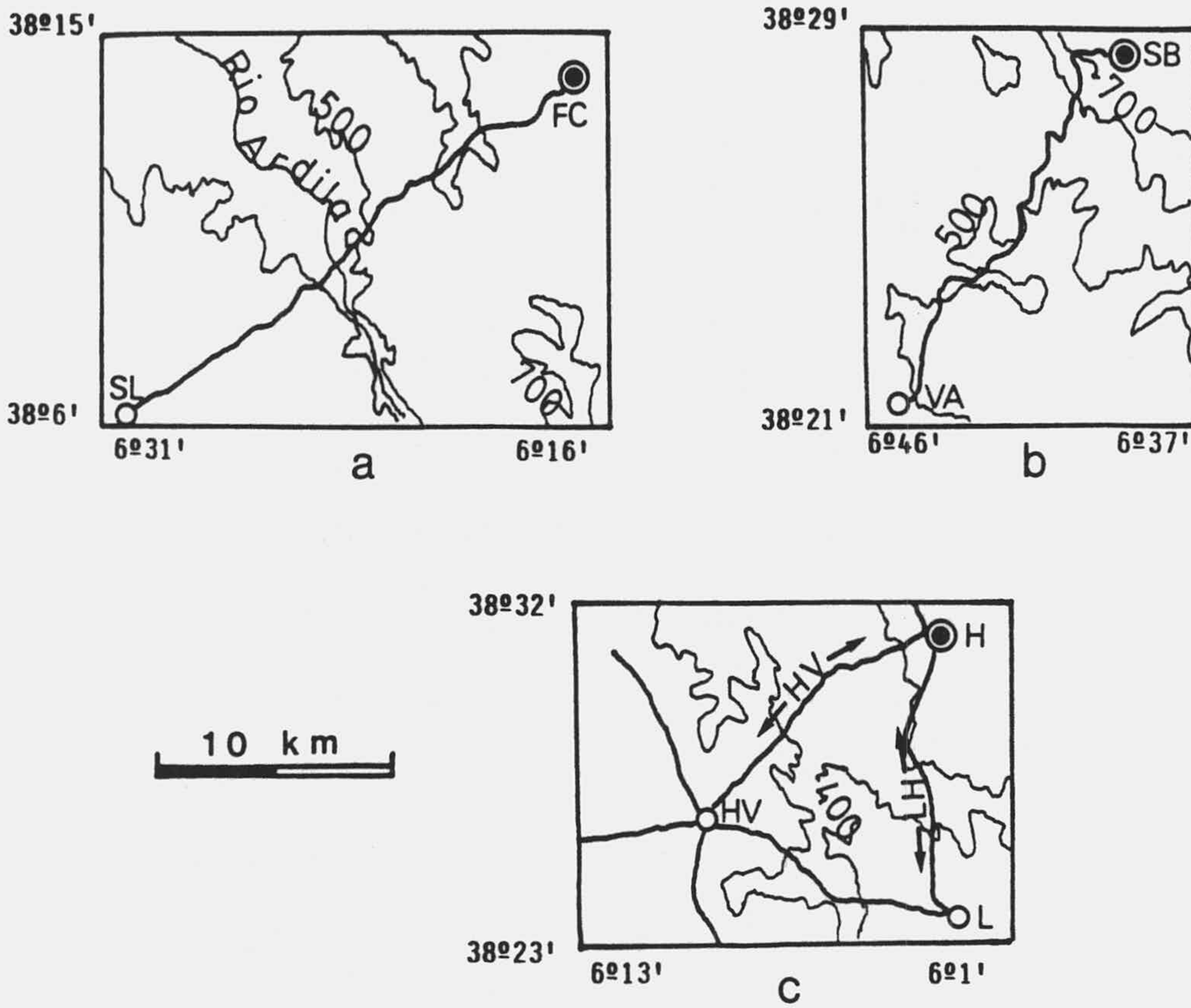


Fig. 3.1. Situación geográfica de las secuencias de la Serie Negra  
 a: FC= Fuente de Cantos; SL= Segura de León; b: SB= Salvatierra de los Barros; VA= Valle de Santa Ana, C: H=Hornachos; HV= Hinojosa del Valle; L= Llera.

La serie presenta deformaciones tectónicas muy complejas, debido a las diferentes orogénias y fases de deformación sufridas por estos materiales. Esto dificulta el conocimiento completo de la sucesión litoestratigráfica, aspecto que únicamente es observable a gran escala. La base de la serie es desconocida.

La edad deducida para estos materiales correspondería al Proterozoico medio-superior.

## **SECUENCIA DE FUENTE DE CANTOS**

Se sitúa en el flanco norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio; corresponde concretamente a la sucesión Montemolín y a la sucesión Tentudía. Las rocas que han sido muestreadas son esquistos biotíticos, metagrauvascas, pizarras negras y anfibolitas; afloran desde la localidad de Fuente de Cantos hasta Segura de León, en corte transversal a la estructura.

### **Mineralogía de la roca íntegra**

#### **Estudio mediante microscopio petrográfico**

Existen cuatro tipos de rocas, apuntadas anteriormente, que se han podido diferenciar fácilmente.

- Esquistos biotíticos, los cuales se han podido caracterizar principalmente, por los cristales de biotita de color pardo-rojiza de hábito tabular y orientados según la esquistosidad. El tamaño de grano es mediano. Todas ellas presentan micropliegues y pequeñas venas de cuarzo también microplegadas.
- Las grauvascas presentan una matriz de grano muy fino



que engloban a granos más gruesos de cuarzo y feldespato; no presentan cristales de biotita bien desarrollados.

- Las pizarras negras, de grano muy fino, muestran un bandeo, siendo las bandas más oscuras las que tienen mayor proporción de materia orgánica y grafito.
- Las anfibolitas, cuyo anfíbol predominante es la hornblenda y/o la actinolita, junto con la plagioclasa son los minerales mayoritarios. La clorita está siempre presente, pero en proporciones variables. Como minerales accesorios presenta epidota y opacos. Pertenecen a la facies de esquistos verdes.

#### **Estudio mediante difracción de rayos X**

La mineralogía de la muestra íntegra es muy simple. En todos los casos se compone de cuarzo, feldespatos y filosilicatos; estos últimos aparecen en proporciones muy variables; siendo la razón cuarzo/feldespato relativamente constante. El feldespato es muy abundante en esta secuencia, presentándose en proporciones superiores al 30%.

En la tabla 3.1 se recogen los porcentajes en que aparecen estos minerales en la roca.

En cuanto a las muestras de anfibolita, el análisis semicuantitativo indica que el mineral predominante es el feldespato junto con el anfíbol. La clorita es el otro mineral mayoritario, pero aparece en proporciones más bajas y variables.

TABLA 3.1. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
FC-1-1	18	41	41	FC-9-1	34	33	31
FC-1-2	10	8	82	FC-9-2	14	40	46
FC-1-3	22	22	56	FC-10-1	25	16	59
FC-2-1	18	28	54	FC-11-1	35	44	21
FC-3-1	39	44	17	FC-13-1	33	25	42
FC-3-2	18	36	46	FC-13-2	44	28	28
FC-4-1	i	51	49	FC-14-1	45	55	i
FC-4-2	38	42	20	FC-17-1	20	12	68
FC-4-3	42	31	26	FC-17-2	39	36	25
FC-5-1	68	27	5	FC-17-3	54	33	13
FC-6-1	44	19	37	FC-17-4	39	45	16
FC-6-2	24	38	38	FC-17-5	42	52	6
FC-6-3	48	29	23	FC-17-6	34	52	14
FC-7-1	31	33	36	FC-17-7	28	59	13
FC-7-2	33	36	31	FC-18-1	32	36	32

MUESTRA	Fto	Anf	Cl	Q
FC-12-1	57	43	i	-
FC-12-2	36	37	8	19
FC-15-1	44	26	30	-
FC-15-2	54	37	9	-
FC-16-1	44	46	10	-

#### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20µ

Los análisis semicuantitativos realizados para esta fracción, indican que los porcentajes de los minerales mayoritarios, no varían de una manera significativa con respecto a la muestra íntegra. Única-

mente hay que señalar la ligera disminución de la proporción del cuarzo a favor de filosilicatos y feldespatos. Por el contrario, en las anfibolitas el aumento en la proporción de filosilicatos con respecto a la muestra íntegra es considerable, en detrimento principalmente del anfíbol.

TABLA 3.2. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
FC-1-2	25	11	64	FC-11-1	49	28	23
FC-2-1	26	33	41	FC-13-1*	58	5	37
FC-3-2	25	26	48	FC-14-1*	53	13	33
FC-4-1*	30	25	45	FC-17-1	26	7	67
FC-5-1	54	7	39	FC-17-2	45	33	22
FC-6-2*	54	23	23	FC-17-4	43	30	26
FC-7-1*	50	23	27	FC-17-5	47	33	20
FC-9-2	31	22	40	FC-17-7	45	31	24
FC-10-1*	42	18	40	FC-18-1	22	18	60

MUESTRA	Fto	Anf	Cl	Q
FC-12-2	58	28	14	-
FC-15-1	58	13	28	-
FC-15-2	28	27	40	5
FC-16-1	16	36	48	-

\* son esquistos biotíticos

En la tabla 3.2 se presentan los resultados obtenidos para esta fracción.

### Mineralogía de filosilicatos

La identificación y estudio de los filosilicatos se ha realizado a partir de los AO correspondientes a la fracción menor de 20 $\mu$ .

Los filosilicatos indentificados han sido mica, clorita, esmectita, caolinita, e interestratificados de dos tipos: clorita-vermiculita y clorita-esmectita.

El filosilicato más abundante es la mica, con una proporción que supera en casi todos los casos el 50%, llegando en algunas muestras a ser el único componente. Por el contrario en las muestras pertenecientes a las anfibolitas, la mica está ausente o solamente existen trazas de ellas.

El siguiente filosilicato en orden de abundancia es la clorita. Aparece en proporciones muy variables, de tal forma que en algunas muestras no se han encontrado mientras que en otras es mayoritaria.

La esmectita es minoritaria y solo en tres muestras aparece en proporciones considerables.

La presencia de interestratificados clorita-vermiculita es casi constante pero en cantidades muy bajas o insignificantes. Lo mismo ocurre con los interestratificados clorita-esmectita.

Los análisis semicuantitativos de los filosilicatos se muestran en la tabla 3.3.

TABLA 3.3. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	Caol	Esm
FC-1-2	69	--	6	--	25
FC-2-1	66	--	10	20	4
FC-3-2	78	i	8	10	5
FC-4-1	53	47	i	--	--
FC-5-1	91	i	9	--	--
FC-6-1	100	i	--	i	--
FC-7-1	95	5	--	--	--
FC-9-2	88	--	i	12	i
FC-10-1	100	--	i	i	--
FC-11-1	49	51	i	--	--
FC-12-2	20	36	--	--	44
FC-13-1	95	5	i	--	--
FC-14-1	74	i	7	--	19
FC-15-1	--	91	i	--	9
FC-15-2	19	66	i	--	15
FC-16-1	i	i	i	--	i
FC-17-1	41	48	11	--	i
FC-17-2	100	i	--	--	--
FC-17-4	50	32	i	i	18
FC-17-5	72	28	i	i	i
FC-17-7	46	48	i	i	6
FC-18-1	47	46	--	--	7

### Parámetros cristaloquímicos

El cálculo de la razón de intensidades de determinadas reflexiones, que se utilizan para obtener diferentes parámetros cristaloquímicos se han realizado sobre los AO de la fracción menor de 20 $\mu$ . El parámetro  $b_0$ , obtenido a partir de la muestra de roca tallada perpendicularmente a la esquistosidad, proporciona el resto de los parámetros cristaloquímicos.

### Parámetros cristaloquímicos de las micas

En la tabla 3.4 se exponen los resultados

obtenidos.

TABLA 3.4. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS

Muestra	$b_c$ (A)	$d_{0010}$ (A)	I4/I2	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC(°2θ)
FC-1	9.017	--	--	--	--
FC-1-2	9.031	1.9943	0.35	2.05	0.18
FC-1-3	9.028	--	--	--	--
FC-3-2	9.017	1.9953	0.29	2.78	0.20
FC-4-1	--	1.9966	0.29	2.78	0.20
FC-4-2	9.017	--	--	--	--
FC-5-1	--	1.9949	0.25	3.35	0.20
FC-6-1	9.023	--	--	--	--
FC-6-2	9.004	2.0030	0.07	>7	0.28
FC-7-1	9.003	2.0187	0.02	>7	--
FC-9-2	8.998	1.9945	0.11	7.00	0.18
FC-10-1	8.998	1.9957	0.17	5.10	0.20
FC-11-1	9.002	2.0127	0.20	4.18	0.22
FC-13-1	9.006	1.9968	0.10	>7	0.20
FC-14-1	9.004	1.9966	0.17	5.00	0.25
FC-17-1	8.998	1.9957	0.38	1.74	0.18
FC-17-2	9.011	1.9966	0.20	4.10	0.20
FC-17-3	9.004	--	--	--	--
FC-17-4	9.011	1.9962	0.42	1.40	0.18
FC-17-5	9.040	1.9978	0.25	3.35	0.20
FC-17-6	9.015	--	--	--	--
FC-17-7	9.009	1.9953	0.41	1.50	0.20
FC-18-1	9.014	1.9959	0.36	1.95	0.20

nota: I4/I2= I(004)/I(002).

Se observa que las micas dioctaédricas tienen un carácter fengítico más o menos acusado, esta característica se deduce del valor del parámetro  $b_c$ .

El importante porcentaje en micas de carácter trioctaédrico (biotitas) en estas muestras, se traduce en un alto contenido en hierro. Este dato se obtiene a partir de la relación I(004)/I(002).

El índice de cristalinidad (IC) corresponde a

micas metamórficas.

### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

Los resultados obtenidos a partir de la difracción de rayos X se relacionan en la tabla 3.5. Únicamente se han podido obtener datos en aquellas muestras en las que existía un porcentaje importante de cloritas. El parámetro  $b_0$ , en algunas de ellas, no se ha podido medir, debido a que la reflexión 060 de la clorita coincide con la reflexión 211 del cuarzo, por lo que se supone que en este caso el valor de dicho parámetro es inferior a 9.25 Å.

TABLA 3.5a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS

Muestra	d001(Å)	Al t	$b_0$ (Å)	F4/F3	F4/F5
FC-4-1	14.12	2.86	9.267	2.09	1.55
FC-4-2	--	--	9.280	--	--
FC-11	--	--	9.288	--	--
FC-12-2	14.10	3.00	--	2.04	1.53
FC-13	14.10	3.00	9.295	2.21	1.73
FC-15-1	14.13	2.79	--	1.97	1.54
FC-17-1	14.10	3.00	--	2.05	1.59
FC-17-4	14.10	3.00	9.274	1.97	1.50
FC-17-5	14.12	2.86	9.274	2.13	1.60
FC-17-7	14.16	2.57	--	1.83	1.55
FC-18-1	14.19	2.36	--	2.04	1.72

nota: F3=F003; F4=004; F5=005.

### Análisis químico

La composición química correspondiente a la fracción menor de 20 $\mu$  se expresa en la tabla 3.6.

TABLA 3.5b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg
FC-4-1	1.10	0.50	1.54	1.32	1.60	3.08
FC-12-2	1.05	0.45	1.60	1.40	1.50	3.10
FC-13-1	1.36	0.90	1.66	1.34	2.26	2.40
FC-15-1	1.00	0.45	1.50	1.29	1.45	3.26
FC-17-1	1.09	0.55	1.66	1.39	1.64	2.97
FC-17-4	0.95	0.40	1.62	1.38	1.72*	2.90
FC-17-5	1.15	0.60	1.55	1.31	1.75	2.94
FC-17-7	0.90	0.50	1.38	1.19	1.40	3.41
FC-18-1	1.32	0.95	1.34	1.02	2.27	2.71

\* Fe calculado a partir del eje b<sub>0</sub>.

En las muestras que tienen mayores porcentajes de cloritas, el contenido en MgO es más elevado. Por otra parte, el contenido en Na<sub>2</sub>O debido en gran parte a alto porcentaje de plagioclasas, está en relación inversa con el contenido en K<sub>2</sub>O. Al aumentar el Na<sub>2</sub>O disminuye el K<sub>2</sub>O y viceversa.

TABLA 3.6. ANALISIS QUIMICOS. MAYORITARIOS

	FC-1-2	FC-4-1	FC-11	FC-13	FC-17-2	FC-18
SiO <sub>2</sub>	54.88	63.86	63.57	53.19	64.17	56.93
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.48	0.71	0.89	0.74	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.62	14.97	16.75	21.44	16.53	19.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	1.32	1.04	1.70	0.95	0.83
FeO	3.00	5.36	4.88	5.22	4.23	4.73
MgO	3.17	4.80	2.70	3.32	2.52	4.48
MnO	0.04	0.08	0.06	0.08	0.11	0.05
CaO	0.24	0.79	1.67	2.60	1.48	0.69
Na <sub>2</sub> O	1.90	3.16	3.81	4.60	3.85	2.90
K <sub>2</sub> O	6.27	1.43	2.13	3.39	2.69	2.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.16	0.19	0.17	0.15	0.18
H <sub>2</sub> O	5.85	3.30	1.92	2.99	1.91	5.48
Total	99.64	99.73	99.64	99.58	99.34	99.14

Los elementos minoritarios analizados se muestran



en la tabla 3.7.

TABLA 3.7. **ELEMENTOS MINORITARIOS** (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
FC-4-1	456	111	87	16	48	5	168	35	9	30
FC-11-1	372	136	79	33	65	14	181	98	20	35
FC-1-2	175	159	109	81	80	26	238	17	11	104
FC-13-1	446	162	112	33	65	17	196	122	15	74
FC-17-2	578	124	80	17	65	5	264	76	8	63
FC-18-1	228	136	87	16	80	14	234	34	10	48

### **SECUENCIA DE SALVATIERRA**

Pertenece al flanco sur del anticlinorio Olivenza-Monesterio, en la que aflora extensamente la sucesión Tentudía.

La litología está formada, en su mayor parte, por una alternancia de pizarras negras y metagrauvacas con cuarcitas negras y niveles de anfibolitas. Presentan gran cantidad de grafito.

El metamorfismo sufrido por esta sucesión es de grado bajo a muy bajo. La edad deducida corresponde al Proterozoico superior.

### **Mineralogía de la roca íntegra**

#### **Estudio mediante microscopio petrográfico**

Se han podido diferenciar dos tipos de rocas:

grauvacas y pizarras negras. Las características petrológicas son iguales a las descritas en la secuencia de Fuente de Cantos, lo cual es lógico pues ambas secuencias pertenecen a la misma formación.

### Estudio mediante difracción de rayos X

La muestra íntegra consta de cuarzo, feldespato y filosilicatos, estando estos últimos en proporciones que varían entre el 30 y 50%, mientras que cuarzo y feldespatos se presentan en proporciones de 20 a 40%.

En la tabla 3.8 se recogen los datos del análisis semicuantitativo correspondiente a la roca íntegra.

TABLA 3.8. MINERALOGIA DE LA ROCA ÍNTEGRA EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
S-1	18	30	52	S-7	25	24	51
S-2	27	38	35	S-8	38	32	30
S-3	30	34	36	S-9-1	34	21	45
S-4-1	4	44	52	S-9-2	36	34	30
S-4-2	50	22	27	S-10	36	37	27
S-5-1	38	20	42	S-11	47	13	40
S-5-2	31	25	44	S-12	27	45	28
S-6	34	21	45				

### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

En el análisis de la mineralogía de la fracción menor de 20 $\mu$  se observa que las proporciones de cuarzo

disminuyen respecto a la muestra íntegra, aumentando por lo tanto las proporciones de filosilicatos y feldespatos, estos últimos muy ligeramente.

TABLA 3.9. MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
S-1	20	14	66	S-7	27	21	52
S-2	20	30	50	S-8	44	20	36
S-3	20	27	53	S-9-1	37	13	50
S-4-1	5	27	68	S-10	42	15	43
S-5	36	15	40	S-11	65	7	28
S-6	35	19	46	S-12	36	26	38

La tabla 3.9 muestra los análisis semicuantitativos correspondientes a esta fracción.

### Mineralogía de filosilicatos

Se han identificado los siguientes filosilicatos:

Mica. Es el filosilicato más abundante con gran diferencia excepto en las muestras S-8 y S-10 donde el mineral mayoritario es la clorita. En algunas muestras (S-11 y S-12) es de carácter trioctaédrico exclusivamente.

Clorita. Aparece en la mayoría de las muestras en porcentajes muy variables, desde indicios hasta 60%.

Caolinita. Es un mineral ocasional y siempre en proporciones bajas.

Interestratificados Vermiculita-Clorita. Aparecen en proporciones considerables en algunas muestras y

siempre guardando una relación estrecha con la clorita.

Interestratificados Clorita-Esmectita. Están en proporciones muy pequeñas y son esporádicos.

TABLA 3.10. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm
S-1	54	46	--	--	--	--
S-2	82	10	4	4	i	--
S-3	66	34	i	--	--	--
S-4-1	83	17	--	--	--	--
S-5	71	i	--	29	--	--
S-6	77	i	--	23	--	--
S-7	66	i	--	34	i	i
S-8	34	42	--	24	--	--
S-9-1	39	--	--	30	31	--
S-10	33	59	--	--	--	8
S-11	100	--	--	--	--	--
S-12	91	--	4	--	5	i

Los análisis semicuantitativos para los filosilicatos se muestran en la tabla 3.10.

### Parámetros cristaloquímicos

#### Parámetros cristaloquímicos de las micas

Las micas dioctaédricas son mayoritariamente de carácter fengítico. El contenido en Fe es variable, aunque la media oscila entre 1.5 a 2.5 (% en  $Fe_2O_3$ ), debido a la coexistencia de micas trioctaédricas (tipo biotita) y dioctaédricas. Cuando hay predominio de mica trioctaédrica, la razón de intensidades de las reflexiones 002 y 004 está próxima a 0.15.

En la tabla 3.11 se muestran los parámetros cristaloquímicos obtenidos a partir de la razón de intensidades  $I(004)/I(002)$  así como los valores del  $b_c$ .

TABLA 3.11. **PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS.**

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	$I_4/I_2$	% $Fe_2O_3$	IC(°2θ)
S-1	9.044	1.9933	0.41	1.50	0.20
S-2	9.044	1.9928	0.32	2.45	0.18
S-3	9.015	1.9930	0.40	1.60	0.18
S-4-1	9.013	1.9955	0.37	1.80	0.20
S-4-2	9.008	--	--	--	--
S-5-1	9.020	1.9924	0.28	2.90	0.25
S-5-2	9.020	--	--	--	--
S-6	9.028	1.9939	0.29	2.78	0.20
S-7	9.024	1.9939	0.39	1.70	0.20
S-8	9.020	1.9964	0.45	1.20	0.20
S-9-1	9.015	1.9966	0.35	2.05	0.20
S-9-2	9.004	--	--	--	--
S-10	9.038	1.9970	0.39	1.70	0.20
S-11	--	2.0113	0.13	6.00	0.28
S-12	8.996	1.9978	0.14	5.63	0.18

nota:  $I_4/I_2 = I(004)/I(002)$ .

#### **Parámetros cristaloquímicos de las cloritas**

El parámetro  $b_c$  solo se ha podido medir en una muestra debido a que en los restantes aunque contienen clorita su reflexión 060 coincide con la del cuarzo 211, por lo que el valor de este parámetro supongo que se sitúa en torno a 9.25 Å.

En las tablas 3.12 (a y b) se muestran los parámetros cristaloquímicos obtenidos principalmente a partir de las relaciones de intensidades de las reflexiones basales de las cloritas. Los resultados indican

TABLA 3.12a. **PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS**

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>0</sub> (A)	F4/F3	F4/F5
S-1	14.10	3.00	9.284	2.19	1.68
S-3	14.10	3.00	--	2.28	1.66
S-4-1	14.10	3.00	--	2.24	1.68
S-7	14.18	2.43	--	2.20	1.34
S-8	14.12	2.86	--	2.50	1.51
S-10	14.10	3.00	--	1.99	1.57

nota: F3=F003; F4=F004; F5=F005.

TABLA 3.12b. **FORMULA DE LA CLORITA**

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg
S-1	1.30	0.75	1.64	1.36	1.99*	2.65
S-3	1.40	0.75	1.65	1.35	2.15	2.50
S-4-1	1.38	0.80	1.65	1.35	2.18	2.47
S-7	1.20	0.10	1.31	1.12	3.58	1.30
S-8	1.48	0.50	1.57	1.29	1.98	2.73
S-10	1.02	0.50	1.61	1.39	1.52	3.09

\* Fe calculado a partir del eje b<sub>0</sub>.

que las cloritas son de características similares a las de la secuencia de Fuente de Cantos, es decir clinocloros férricos.

### Análisis químico

En la tabla 3.13, se recoge la composición química de la fracción menor 20 $\mu$ . Al igual que sucedía en la secuencia de Fuente de Cantos, las muestras ricas en clorita son las que presentan un mayor contenido en MgO.

En la tabla 3.14 se exponen los análisis corres-

pendientes a los elementos minoritarios.

TABLA 3.13. ANALISIS QUIMICOS. MAYORITARIOS

	S-1	S-4-1	S-7	S-10
SiO <sub>2</sub>	55.03	63.05	58.93	61.00
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.61	0.63	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.15	18.59	18.44	17.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.94	1.63	0.96
FeO	6.84	4.34	4.86	4.50
MgO	4.21	2.47	3.26	4.70
MnO	0.06	0.03	0.04	0.05
CaO	0.70	0.20	0.26	0.96
Na <sub>2</sub> O	3.22	0.59	3.03	4.69
K <sub>2</sub> O	3.22	5.15	2.37	1.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.19	0.15	0.18
H <sub>2</sub> O	5.55	3.26	6.15	3.36
Total	99.70	99.41	99.75	99.74

TABLA 3.14. ELEMENTOS MINORITARIOS (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
S-1	294	161	94	16	80	75	67	11	11	52
S-4-1	147	121	86	16	63	69	40	11	7	74
S-7	231	137	87	16	65	14	47	35	8	42
S-10	216	137	80	16	81	24	67	58	9	6

### SECUENCIA DE HORNACHOS

Está enclavado en el anticlinorio Porto-Badajoz-Córdoba, dentro del dominio de Valencia de las Torres. Los afloramientos muestreados corresponden a cuñas de materiales metamórficos. Aparecen al suroeste de la localidad de Hornachos, al sur de la gran falla de Hornachos, la cual separa la aparición de sierras ordovícicas propias de la zona Centro-Ibérica. Son equiparables a la Sucesión Montemolín, es decir que las rocas

que afloran están constituidas por alternancias de esquistos biotíticos y anfibolitas, pizarras y cuarcitas negras.

El metamorfismo de las rocas así como su edad son equivalentes a las de el área de Fuente de Cantos.

### **Mineralogía de la roca íntegra**

#### **Estudio mediante microscopio petrográfico**

Las características petrológicas de esta secuencia son similares a las descritas para las muestras de Fuente de Cantos. Aquí los esquistos biotíticos son los dominantes y dentro de ellos se ha encontrado granate (almandino, en la muestra HV-6-1), lo que indica zona de metamorfismo en el límite entre el grado bajo y medio.

Son rocas que se encuentran muy alteradas y replegadas, debido al carácter de su emplazamiento (zona de cizalla); presentan, así mismo, textura milonítica.

#### **Estudio mediante difracción de rayos X**

El resultado de los análisis semicuantitativos de la muestra total se expresan en la tabla 3.15. Es de



destacar la gran abundancia de feldespatos en proporciones similares al cuarzo. También se debe indicar que en algunos casos el contenido en filosilicatos es muy bajo.

TABLA 3.15. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
HV-1	31	43	26	HV-9	48	51	1
HV-2	19	40	41	LH-1	16	53	31
HV-3	33	43	24	LH-2	6	56	38
HV-4	46	39	15	LH-3	39	46	15
HV-5	41	24	35	LH-3-1	27	35	38
HV-6-1	20	31	49	LH-4	39	44	17
HV-7	23	28	49	LH-5	29	39	32
HV-8	31	41	28				

#### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

En la tabla 3.16 se presentan los análisis semi-cuantitativos correspondientes a esta fracción. Se puede destacar la disminución de las proporciones del cuarzo a favor de los filosilicatos.

TABLA 3.16. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
HV-2	44	16	40	HV-8	46	16	38
HV-3	44	15	41	HV-9	56	23	21
HV-4	33	24	43	LH-2	11	33	56
HV-5	28	22	50	LH-3	47	17	36
HV-6-1	37	13	50	LH-4	65	18	17
HV-7	36	19	44	LH-5	35	19	46

## Mineralogía de filosilicatos

La mica es ampliamente mayoritaria en este corte, llegando a ser, incluso, el único representante de los filosilicatos en varias muestras.

La clorita aparece esporádicamente y únicamente en una muestra HV-5 se encuentra en cantidades apreciables.

La caolinita, esmectita e interestratificados están en proporciones variables, a veces de alguna importancia.

TABLA 3.17. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm
HV-2	90	--	--	--	i	10
HV-3	93	--	i	--	--	7
HV-4	45	18	--	37	--	--
HV-5	47	53	--	--	--	i
HV-6-1	39	5	--	--	30	26
HV-7	77	--	--	--	17	6
HV-8	85	--	--	--	15	--
HV-9	100	--	--	--	--	i
HV-9-1	54	--	--	--	--	46
LH-2	100	--	--	--	--	--
LH-3	73	--	i	--	i	27
LH-4	100	--	--	--	i	--
LH-5	62	--	--	16	22	--

En la tabla 3.17 se muestran los resultados de los análisis semicuantitativos para los filosilicatos.

## Parámetros cristaloquímicos

### Parámetros cristaloquímicos de las micas

En las tablas 3.18 se exponen los valores de los parámetros obtenidos para las micas a partir de la relación de intensidades y de los valores del  $b_c$ .

TABLA 3.18. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS.

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	I <sub>4</sub> /I <sub>2</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC(°2θ)
HV-1	9.006	--	--	--	--
HV-2	8.989	1.9962	0.50	0.75	0.20
HV-3	9.002	1.9970	0.51	0.70	0.18
HV-4	8.998	1.9962	0.43	1.35	0.20
HV-5	9.010	1.9930	0.33	2.25	0.20
HV-6-1	9.016	1.9926	0.53	0.58	0.25
HV-7	9.013	1.9928	0.33	2.25	0.20
HV-8	9.008	1.9939	0.25	3.30	0.18
LH-1	9.015	--	--	--	--
LH-2	9.016	1.9974	0.33	2.25	0.18
LH-3	9.010	1.9953	0.48	0.90	0.18
LH-4	9.004	1.9945	0.25	3.35	0.18
LH-5	9.001	1.9949	0.47	1.00	0.20

nota: I<sub>4</sub>/I<sub>2</sub>= I(004)/I(002).

Destacar que el contenido en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en las micas dioctaédricas no es excesivamente alto. A su vez en algunas muestras HV-9 y HV-9-1, las micas están muy degradadas y son de carácter trioctaédrico exclusivamente (no existe reflexión a 5 Å). El  $b_c$  tiene unos valores ligeramente inferiores a los de los cortes de Salvatierra y Fuente de Cantos, lo que indica el carácter menos fengítico de esta serie con respecto a las anteriores.

### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

La única muestra que presenta clorita en cantidades suficientes para poder medir algunos parámetros es la HV-5. En la tabla 3.19 se expresan los resultados. Como se puede observar presenta las mismas características que las cloritas existentes en las dos secuencias descritas anteriormente.

TABLA 3.19a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS.

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>c</sub> (A)	F4/F3	F4/F5
HV-5	14.10	3.00	9.288	2.09	1.76

nota: F3=F003; F4=F004; F5=F005.

TABLA 3.19b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg
HV-5	1.30	0.90	1.65	1.35	2.11*	2.54

\* Fe calculado a partir del eje b<sub>c</sub>.

### Análisis químico

Los resultados de la composición química correspondiente a la fracción menor de 20 $\mu$ , se recogen en la tabla 3.20. Hay que señalar que, de la misma manera que ocurría en Fuente de Cantos y Salvatierra con el contenido proporcional MgO-Clorita, la muestra HV-5 es la que presenta mayor proporción en MgO.

Los elementos minoritarios analizados se

encuentran recogidos en la tabla 3.21.

TABLA 3.20. ANALISIS QUIMICOS. MAYORITARIOS

	HV-5	HV-4	HV-7	LH-4
SiO <sub>2</sub>	58.63	62.29	56.80	65.40
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.80	0.62	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.42	16.61	19.54	17.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46	0.78	1.06	0.72
FeO	7.09	5.02	4.38	3.11
MgO	4.32	2.40	2.68	1.06
MnO	0.14	0.07	0.06	0.04
CaO	1.62	0.76	2.30	1.26
Na <sub>2</sub> O	2.83	3.79	2.92	5.28
K <sub>2</sub> O	1.92	2.54	3.37	1.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.16	0.23	0.06
H <sub>2</sub> O	4.31	4.40	5.86	2.82
Total	99.85	99.63	99.81	99.52

TABLA 3.21. ELEMENTOS MINORITARIOS (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
HV-4	398	123	79	33	64	23	127	52	17	53
HV-5	746	174	79	33	81	64	134	64	23	32
HV-7	287	133	93	48	47	55	131	73	11	55
LH-4	186	96	77	48	31	89	150	101	7	48

## RESUMEN DE LA "SERIE NEGRA"

### Mineralogía de la roca íntegra

Existen cuatro tipos de rocas: esquistos biotíticos, anfibolitas, metagrauvacas y pizarras negras. Las características petrológicas de estas rocas pueden apreciarse en la lámina I.

Los minerales mayoritarios son siempre cuarzo, feldespatos y filosilicatos. Las proporciones de estos son muy variables, sobre todo en cuanto a los filosilicatos se refiere. De todas formas, se observa una tendencia general a mantener unas proporciones constantes de cuarzo respecto a los feldespatos. Este hecho se aprecia en la mayoría de las muestras y es independiente de la secuencia que se considere. En las muestras correspondientes a las anfibolitas, el anfíbol, junto con el feldespato son predominantes, no existe apenas cuarzo y el filosilicato más abundante es la clorita.

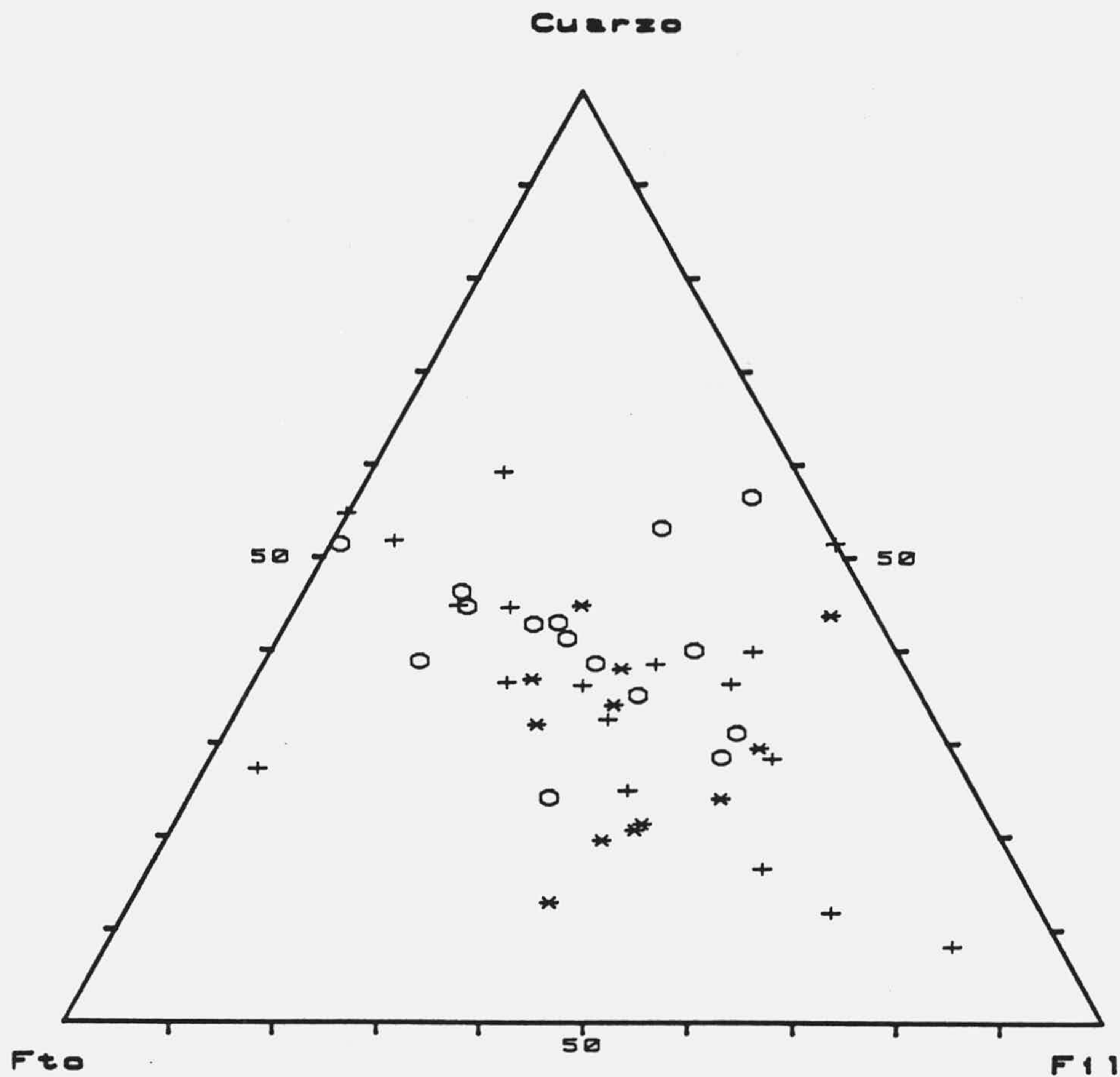
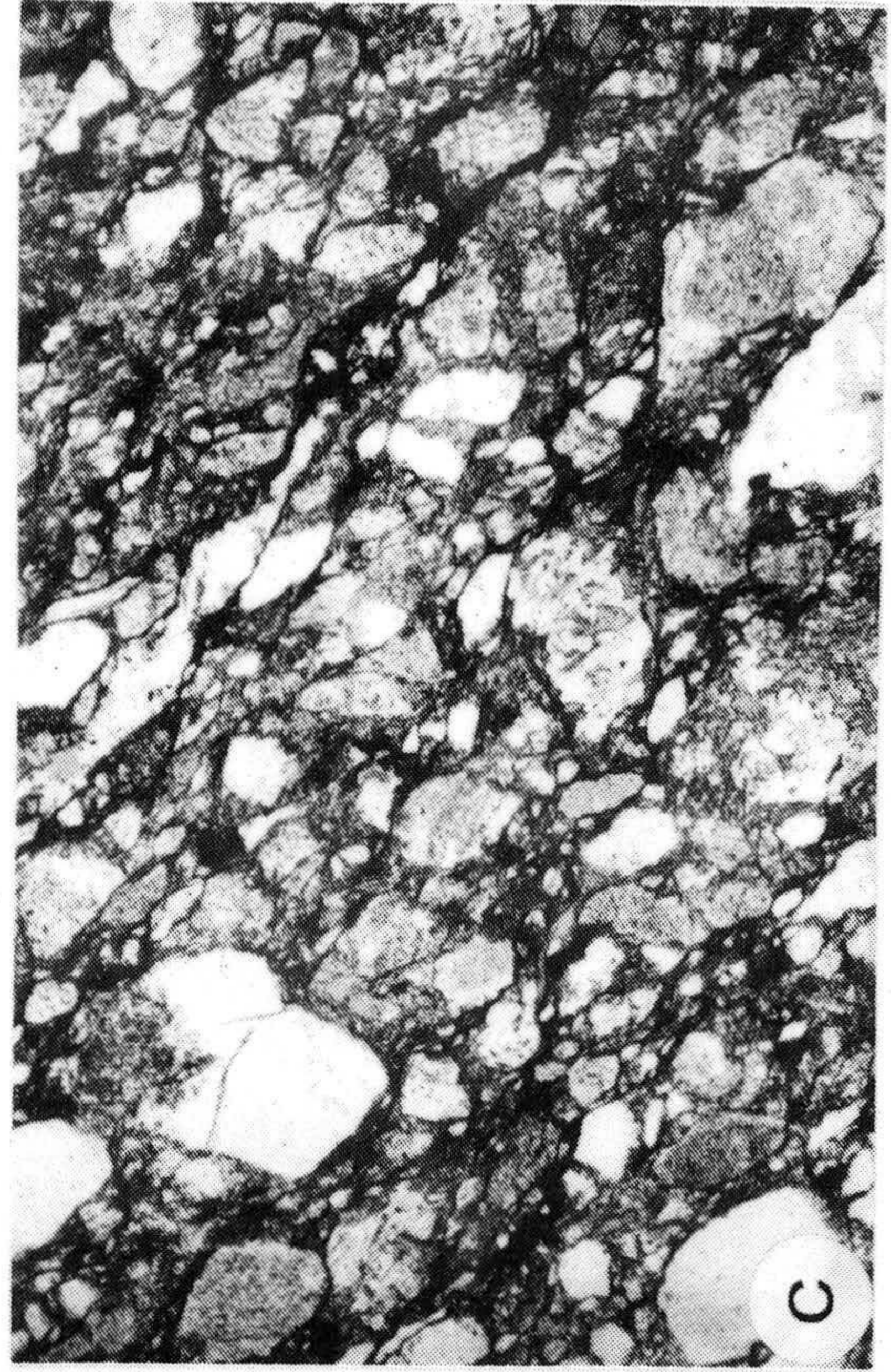
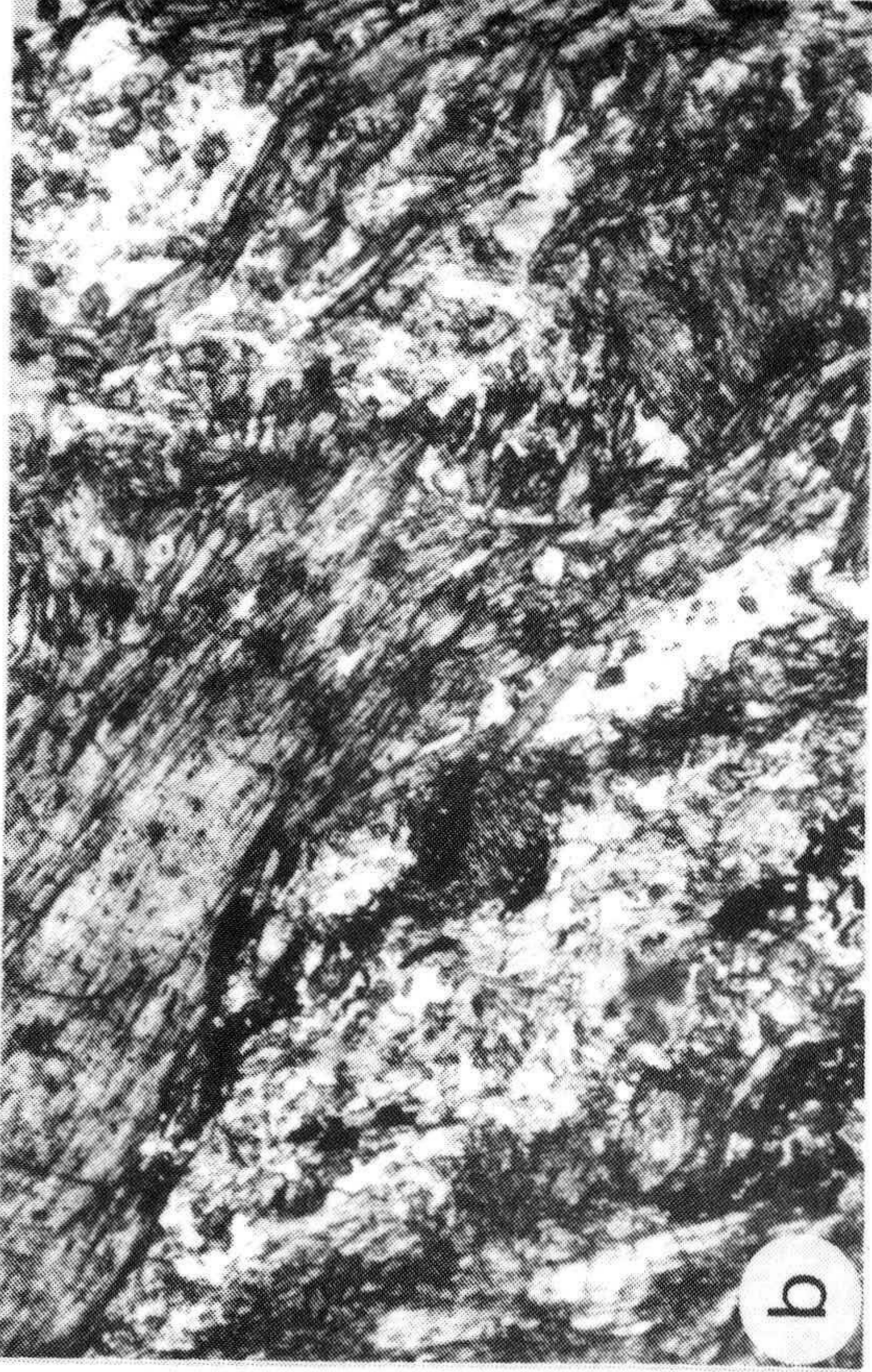


Fig. 3.2. Mineralogía de la roca íntegra. Serie Negra. + Fuente de Cantos; \* Salvatierra; O Hornachos.



L.I





## LAMINA I

Diferentes litologías de la Serie Negra.

- a: Aspecto general de un esquisto biotítico. Se aprecian venas de cuarzo replegadas. Muestra FC-13-1. (2.5 x).
- b: Aspecto general de una anfibolita. Secciones paralelas a la exfoliación de la actinolita. Muestra FC-12-2. (2.5 x).
- c: Grauvaca de grano grueso. Muestra FC-1. (2.5 x).
- d: Aspecto general de una pizarra de grano fino. Muestra FC-17-1. (2.5 x).

En la figura 3.2 se muestra un diagrama Fto-Cuarzo-Fil, en el cual queda reflejado fehacientemente esta variabilidad. Se han excluido las muestras correspondientes a las anfibolitas.

#### **Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$**

Se mantiene similar a la mineralogía de la roca íntegra. La única diferencia estriba en la menor proporción de cuarzo, lo cual repercute en una mayor cantidad de filosilicatos.

#### **Mineralogía de filosilicatos**

El metamorfismo de grado bajo a medio, reduce la mineralogía de filosilicatos prácticamente a mica y clorita, no existiendo otros minerales índice. Estos dos minerales son los mayoritarios. El resto de los filosilicatos que aparecen (caolinita, esmectita e interestratificados), no son de carácter metamórfico, y están en cantidades más o menos apreciables según la alteración de la roca.

Las micas son dioctaédricas y/o trioctaédricas. Estas últimas corresponden a biotitas, mientras que las primeras muestran una tendencia fengítica.

Las cloritas son de carácter trioctaédrico y se pueden clasificar como clinocloros férricos o términos intermedios entre clinocloro y chamosita.

En la figura 3.3 se muestra un diagrama ternario Mica-Clorita-Caolinita+Esmeclita+Interestratificados.

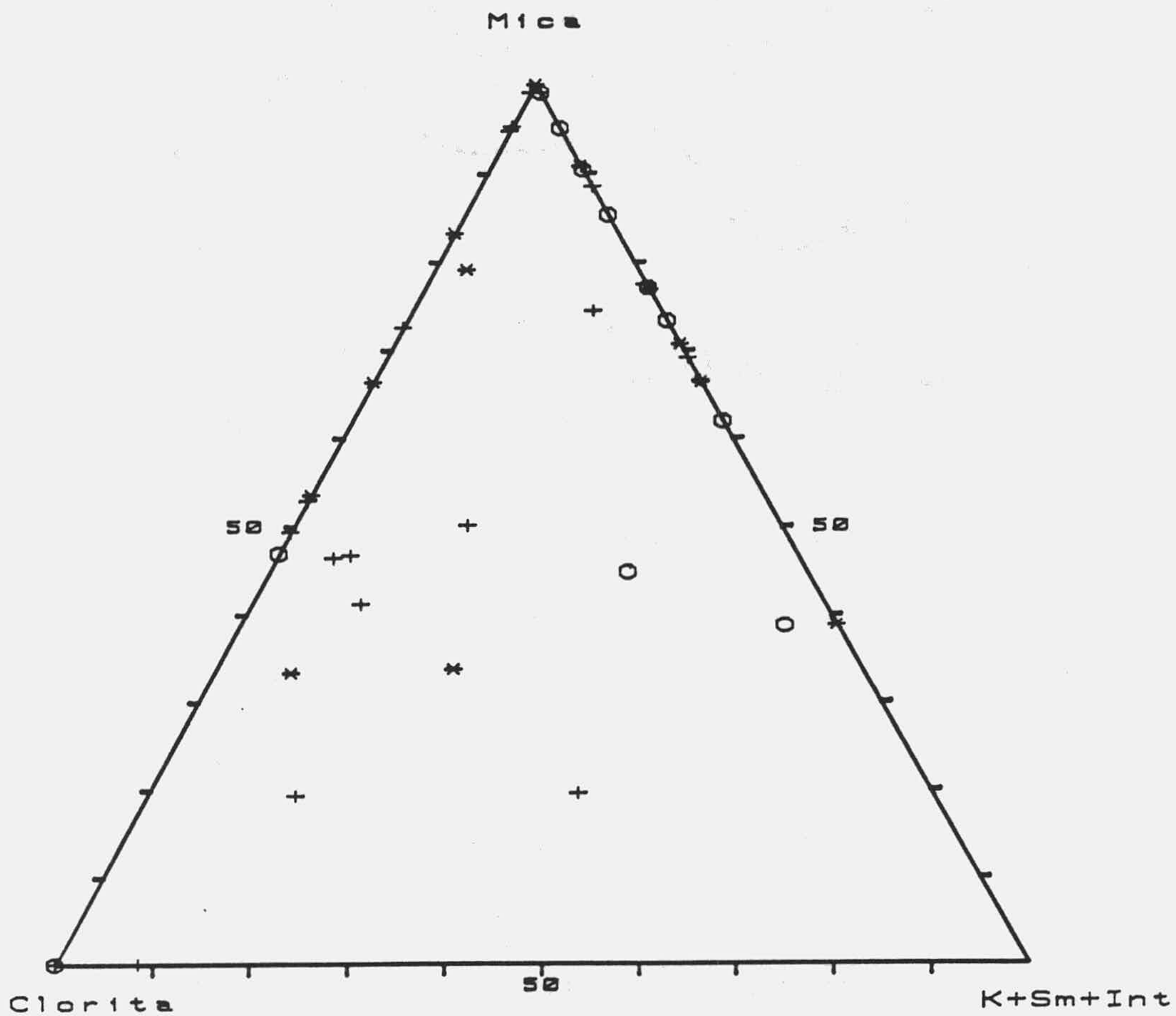


Fig. 3.3. Mineralogía de filosilicatos Serie Negra. Símbolos igual a la figura 3.2.

La situación de los puntos en el diagrama composicional abarca un amplio campo, lo cual nos indica una diversidad mineralógica cualitativa y cuantitativa muy patente.

### Parámetros cristaloquímicos de las micas

Los valores obtenidos del parámetro  $b_0$ , en el caso de las micas dioctaédricas, reflejan que éstas tienen, en general, un carácter fengítico (figura 3.4, diagrama de REY and KLUBER, referente a la relación de intensidades  $I(004)-I(002)-I(0010)$ ), el cual es más

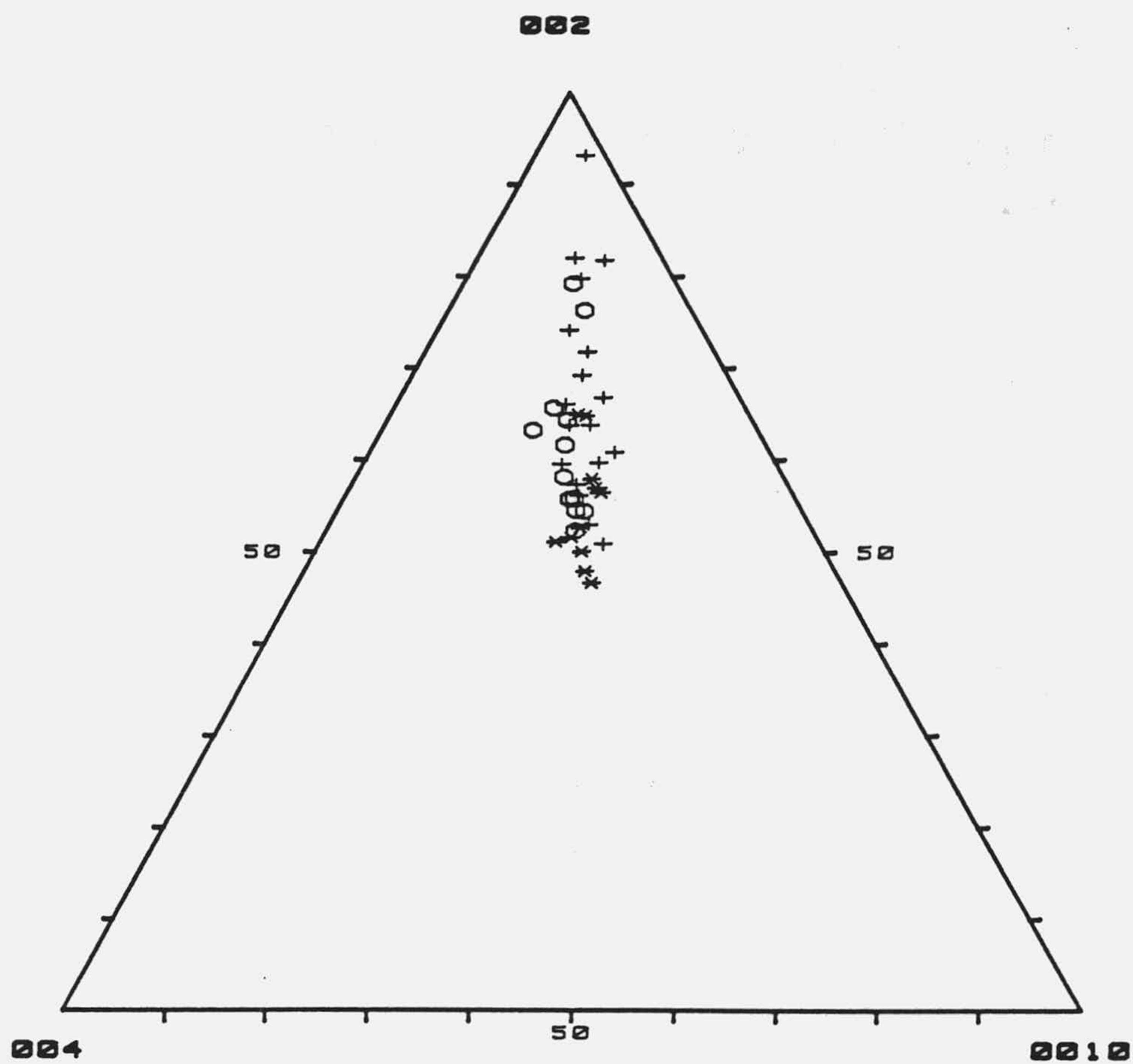


Fig. 3.4. Diagrama de REY y KUBLER de las micas. Serie Negra.  
+ Fuente de Cantos, o Salvatierra, \* Hornachos.

manifiesto en el caso de las muestras de Fuente de Cantos, mientras que las pertenecientes a la secuencia

de Salvatierra presentan una tendencia menos ferrugínea; esta circunstancia se correlaciona perfectamente con la litología dominante en cada corte. Por otra parte el % en  $Fe_2O_3$  calculado a partir de las relaciones de intensidades  $I(004)/I(002)$  es variable, dependiendo de la mayor o menor proporción de biotita.

El grado de paragonitización, que se puede deducir a partir del espaciado basal  $d(0010)$ , es relativamente bajo. Este espaciado varía entre 1.992 y 1.998 Å.

El índice de cristalinidad, que oscila entre 0.18-0.25° de  $2\theta$ , indica que las micas corresponden a estadios metamórficos, en los cuales la cristalinidad es elevada y sus valores muy homogéneos.

#### **Parámetros cristaloquímicos de las cloritas**

Al contrario de lo que ocurre con las micas, las cloritas presentan unos parámetros muy homogéneos, incluso las cloritas correspondientes a las anfibolitas. Se han podido clasificar como clinocloros férricos. En general los valores obtenidos del contenido en Fe a partir del parámetro  $b_0$  son muy similares a los obtenidos por medio de las relaciones de intensidades basales.

La figura 3.5 muestra un diagrama triangular Mg-Fe-Al. De la situación de los puntos en este gráfico se

puede deducir que se trata de cloritas de origen metamórfico (VELDE et al. 1979).

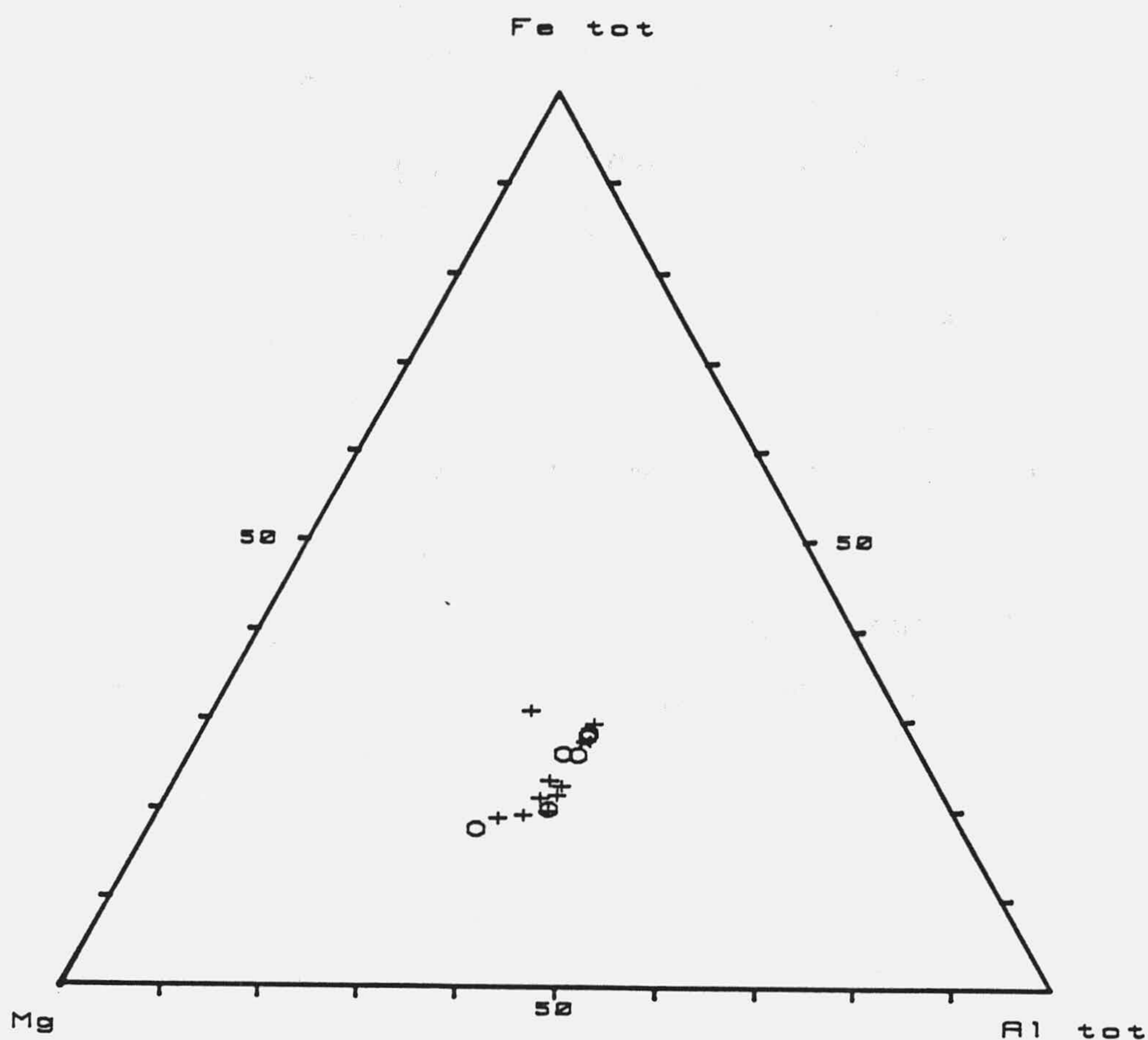


Fig. 3.5. Composición química de las cloritas. Serie Negra.  
Símbolos igual a la figura 3.2.

### Composición química de la fracción de tamaño inferior a $20\mu$

Hay que destacar, a la vista de los análisis químicos la estrecha relación que existe entre contenidos de MgO y de clorita, lo cual permite deducir que la mayor parte del Mg se encuentra dentro de la estructura de las cloritas. Por otra parte, llama la atención los

bajos porcentajes de  $\text{CaO}$  respecto a  $\text{K}_2\text{O}$  y a  $\text{Na}_2\text{O}$ . De estos dos óxidos es mucho más abundante el último, lo cual concuerda con los altos contenidos en feldespatos que presentan las rocas de la "Serie Negra", ya que es fácil deducir que mientras el K estará fundamentalmente como catión interlaminar compensando el déficit de carga en las micas, la mayor parte del Na entrará a formar parte de los feldespatos.

La figura 3.6 a y b, muestran los diagramas  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  respectivamente. En ellos es fácilmente observable todo lo mencionado más arriba.

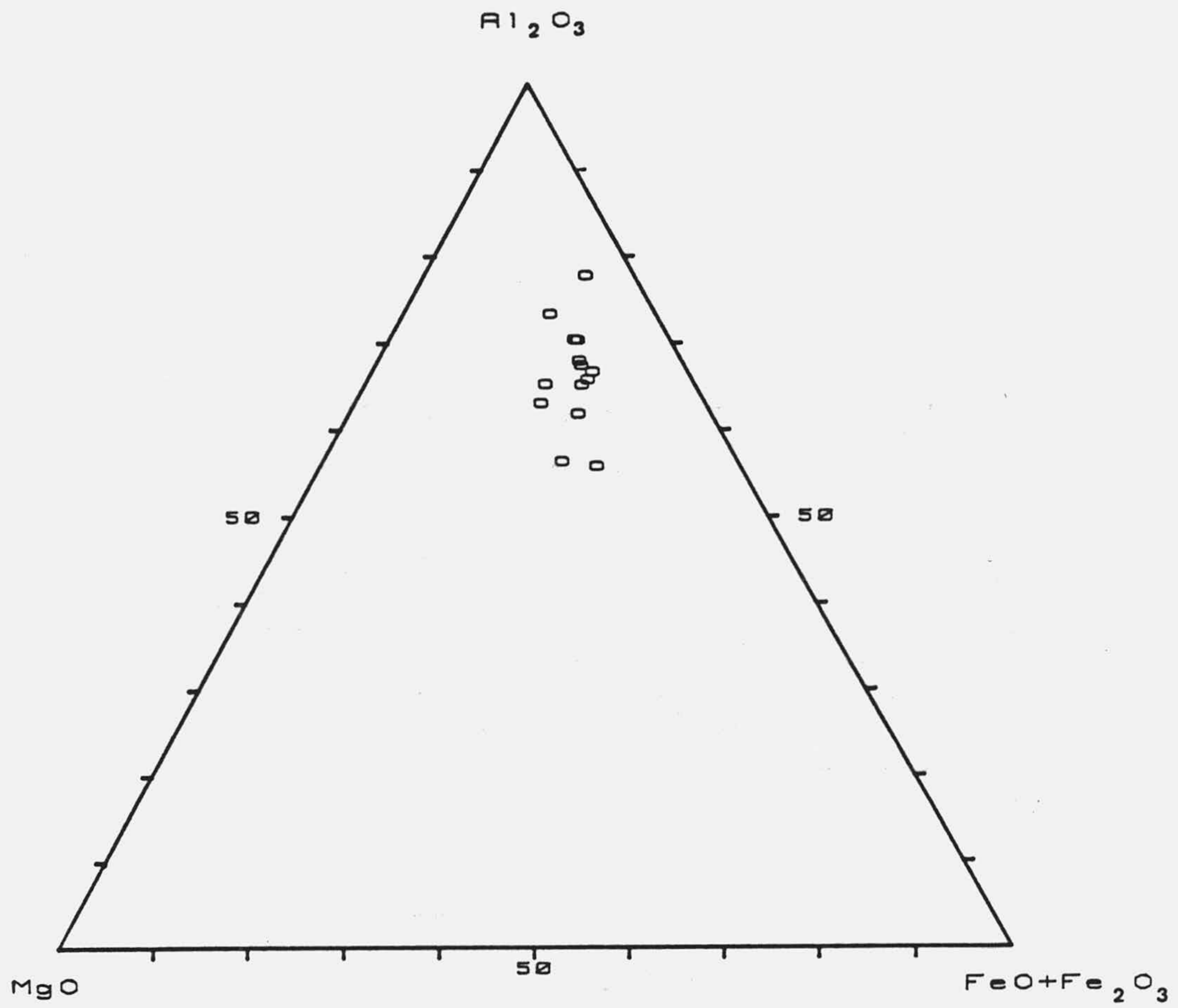


Fig. 3.6a. Composición química de la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$ . Serie Negra.

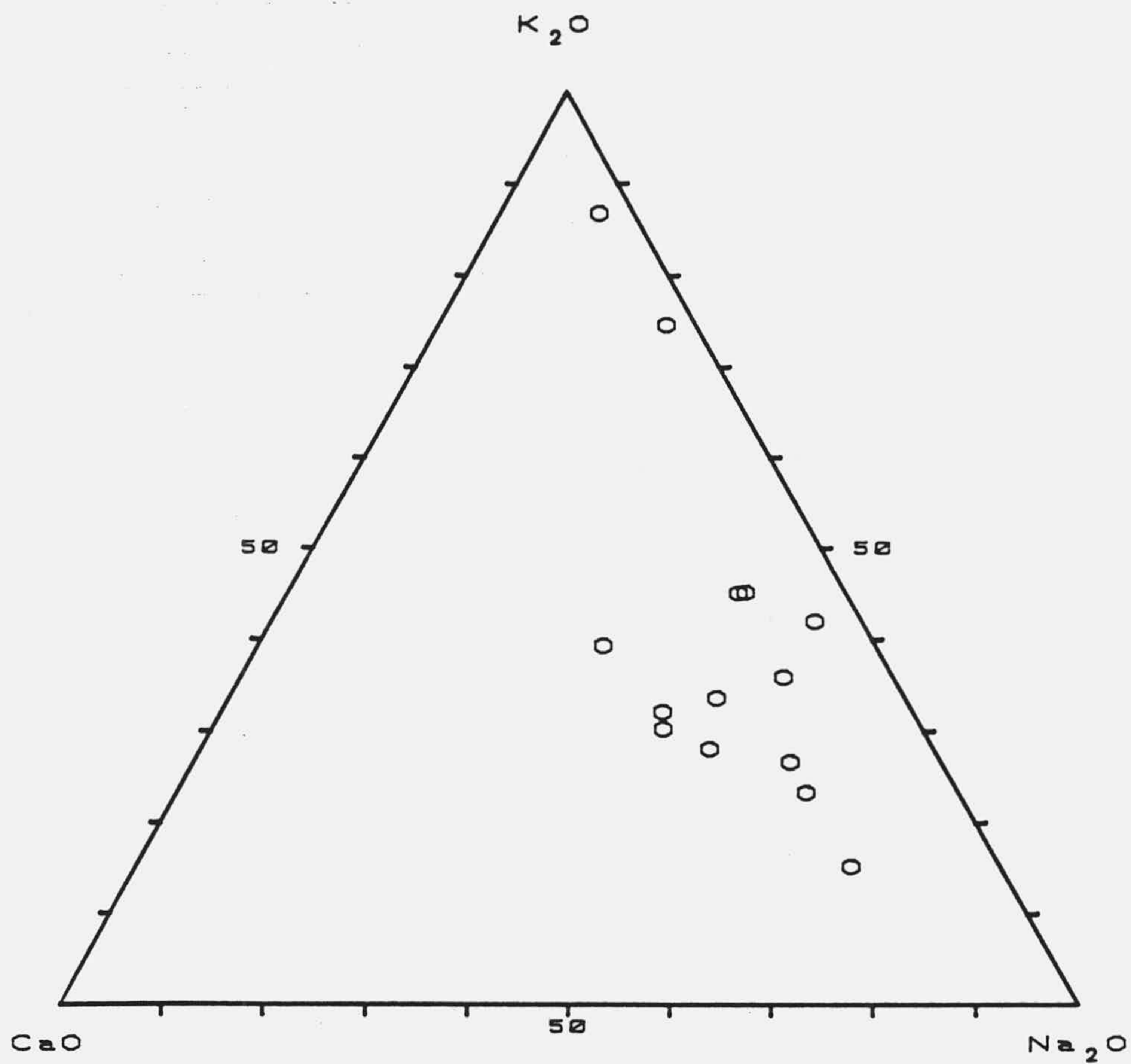


Fig. 3.6b. Contenido en elementos alcalinos y alcalinotérreos. Serie Negra.



## MINERALOGIA DEL COMPLEJO ESQUISTO GRAUVAQUICO

Las series preordovícicas de la zona Centro-Ibérica están formadas en su mayor parte por el "Complejo Esquisto Grauváquico", el cual aflora extensamente a lo largo de toda la zona Centro-Ibérica mediante amplios anticlinales. Existen manifestaciones volcánicas en todo el complejo, además de una gran abundancia de materia orgánica. La potencia estimada supera los 3.000 m. Los materiales que componen el complejo han sufrido un metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo.

Se han realizado dos amplios cortes dentro del gran anticlinorio extremeño. Uno corresponde a la parte más baja de la serie, geográficamente se localiza al noreste de Castuera. El otro, situado entre las localidades de Alcántara y Membrío, equivaldría a zonas más altas en la sucesión estratigráfica. Un tercer muestreo, en el que no se pudo hacer un corte seriado por carecer de afloramientos, se localiza en las inmediaciones de Peraleda del Zaucejo, en donde aparece un antiforme, cuyo núcleo está formado por materiales del Complejo Esquisto Grauváquico.

En la figura 3.7 se muestra la situación

geográfica de las secuencias muestreadas.

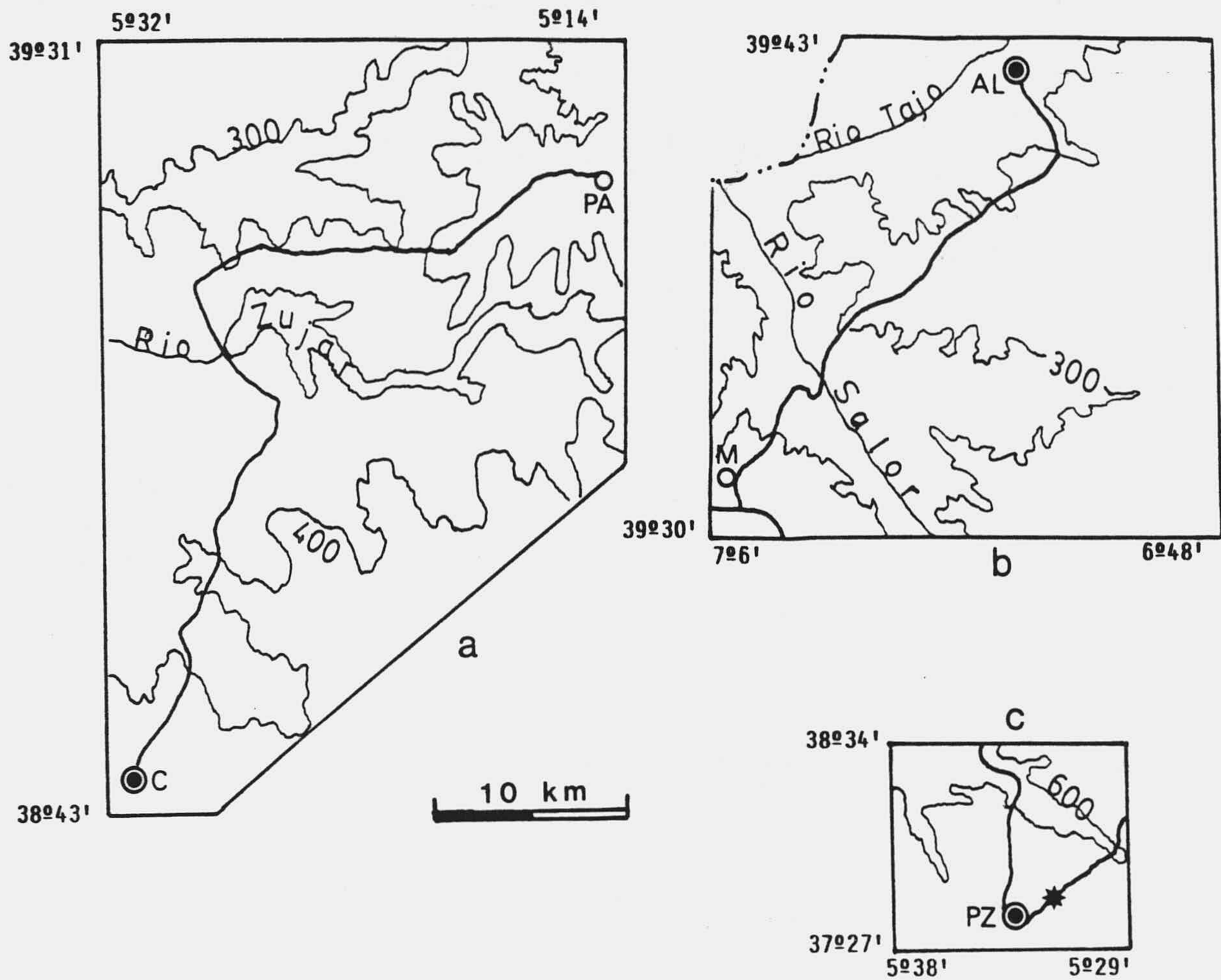


Fig. 3.7. Situación geográfica de las Secuencias del Complejo Esquisto Grauwáquico. a:C= Castuera; PA= Puebla de Alcocer; b: AL= Alcántara; M= Membrio.

### SECUENCIA DE CASTUERA

Como se ha indicado anteriormente corresponde a la parte más baja del complejo, y más concretamente equivaldría a la formación Estenilla.

La litología es muy monótona y está constituida

por una alternancia de niveles conglomeráticos, grauvacas y lutitas. La edad estimada por medio de microfósiles (acritarcos) se ha establecido en Véndico medio-superior.

En este corte se han incluido las muestras correspondientes al corte de Peraleda del Zaucejo, debido a su proximidad, no considerando oportuno hacer un apartado para ellas, ya que no sería representativo. Por otra parte, hay autores que consideran que estos materiales pudieran constituir la base de la serie.

### **Mineralogía de la roca íntegra**

#### **Estudio mediante microscopio petrográfico**

Se han identificado tres tipos de rocas:

- Lutitas. Lo más significativo es el pequeño tamaño de grano. Son rocas finamente bandeadas en las que en la mayoría de los casos se conserva la So.
- Grauvacas. El tamaño de grano es mayor que en las lutitas, siendo la matriz semejante a éstas. Las plagioclasas del tipo albita-oligoclasa son bastante abundantes, los granos de cuarzo presentan forma redondeada.
- Conglomerados. La matriz es abundante, con un carác-

ter muy similar al de las lutitas, los cantos presentan heterogeneidad en el tamaño y están compuestos por granos más o menos redondeados de cuarzo, cuarcita y pizarras.

El mineral accesorio que presenta mayor abundancia es la pirita. Hay que señalar que existe materia orgánica en proporciones apreciables.

### Estudio mediante difracción de rayos X

Los minerales mayoritarios identificados son siempre cuarzo, feldespatos y filosilicatos.

El resultado de los análisis semicuantitativos aparecen en la tabla 3.22.

TABLA 3.22. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
C-1	38	24	38	C-12-1	18	23	59
C-2	11	24	65	C-12-2	13	29	57
C-3-1	17	22	61	C-13-1a	13	53	34
C-3-2	33	34	33	C-13-1b	18	28	54
C-4-1	12	25	63	C-13-2	19	26	55
C-4-2	23	30	47	C-14-1	20	13	67
C-5	17	26	57	C-14-2	19	51	30
C-6	27	41	32	C-15	20	26	54
C-7	33	33	34	C-16-1	20	31	48
C-8-1	20	18	62	C-16-2	21	27	52
C-8-2	41	29	30	C-17	24	33	43
C-9	21	17	62	PZ-2	27	23	50
C-10	20	23	57	PZ-3	29	49	22
C-11	18	23	59				

Se observa que el porcentaje en feldespatos oscila preferentemente entre 20 y 30%, mientras que los filo-

silicatos están sistemáticamente en proporciones mayores al 30%.

### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

En la tabla 3.23 se recogen los resultados

TABLA 3.23. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
C-3-1	18	17	65	C-12-2	16	20	64
C-3-2	27	25	48	C-13-2	21	19	60
C-4-1	14	19	67	C-14-1	22	11	67
C-5	21	18	60	C-14-2	22	25	53
C-7	26	18	46	C-15	20	18	62
C-8-1	17	12	71	C-16-1	21	20	59
C-9	20	14	66	C-17	27	25	48
C-10	18	18	63	PZ-2	18	14	68
C-11	19	14	67	PZ-3	13	9	78

obtenidos del análisis semicuantitativo de esta fracción. Cabe destacar, si se compara con la muestra íntegra, que la proporción de cuarzo disminuye considerablemente. El contenido en feldespatos se mantiene en torno al 20%, y los filosilicatos aumentan hasta unos porcentajes siempre superiores al 50%.

### Mineralogía de filosilicatos

Los filosilicatos que están presentes mayoritariamente son micas y cloritas. Otros filosilicatos presentes como indicios, o en proporciones muy bajas son caolinitas, esmectita e interestratificados. La mica está

siempre en cantidades superiores al 50% y la clorita oscila entre 20 y 45%.

Se ha identificado esmectita en la totalidad de las muestras, pero en proporciones inferiores al 5% salvo en 3 muestras donde su proporción se sitúa en torno al 10%, la caolinita, cuando se encuentra lo hace a niveles de traza. Los interestratificados son del tipo clorita-vermiculita, pero solo aparecen esporádicamente.

En la tabla 3.24 se muestran los resultados del análisis semicuantitativo de los filosilicatos, obtenidos a partir de los AO de la fracción menor de 20 $\mu$ .

TABLA 3.24. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	Caol	Esm
C-3-1	68	27	i	i	5
C-3-2	65	29	i	6	i
C-4-1	52	30	--	4	13
C-5	62	28	--	6	4
C-7	57	38	--	i	5
C-8-1	73	17	10	--	--
C-9	63	28	--	i	9
C-10	65	32	--	--	3
C-11	57	39	--	i	4
C-12-1	63	37	--	i	i
C-13-2	68	32	i	i	i
C-14-1	70	27	--	--	i
C-14-2	57	43	--	--	i
C-15	61	39	--	--	i
C-16-1	56	44	--	i	i
C-17	50	45	i	5	i
PZ-2	67	33	--	--	i
PZ-3	73	18	--	--	9

## **Parámetros cristaloquímicos**

Los parámetros se han calculado a partir de los AO pertenecientes a la fracción menor de 20 $\mu$  por medio de las relaciones de intensidades, y a partir del parámetro  $b_0$  medidas directamente sobre la roca tallada perpendicularmente a la esquistosidad.

### **Parámetros cristaloquímicos de las micas**

En la tabla 3.25 se muestran los resultados obtenidos para las micas.

A la vista de ellos, se puede destacar que todas las muestras de la secuencia presentan unos parámetros muy similares. El grado de cristalinidad es alto y constante, propio de micas metamórficas. La sustitución de Fe por Al deducido de la razón de intensidades  $I(004)/I(002)$  es relativamente baja no excediendo nunca el 2.5% (lo que equivaldría aproximadamente a 0.25 átomos de Fe para un total de 8 cationes octaédricos). Del valor del parámetro  $b_0$  se deduce que las micas son dioctaédricas y de carácter fengítico (valores de  $b_0$  comprendidos entre 9.025 y 9.070 Å se consideran correspondientes a fengitas s.s.).

TABLA 3.25. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	I <sub>4</sub> /I <sub>2</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC(°2θ)
C-1	9.008	--	--	--	--
C-3-1	9.008	1.9945	0.39	1.7	0.18
C-3-2	9.026	1.9930	0.37	1.8	0.18
C-4-1	9.026	1.9932	0.40	1.6	0.18
C-4-2	9.022	--	--	--	--
C-5	9.028	1.9928	0.35	2.05	0.18
C-6	9.015	--	--	--	--
C-7	9.031	1.9930	0.30	2.55	0.18
C-8-1	9.020	1.9928	0.29	2.65	0.20
C-8-2	9.029	--	--	--	--
C-9	9.008	1.9918	0.31	2.5	0.22
C-10	9.026	1.9924	0.34	2.2	0.20
C-11	9.011	1.9970	0.35	2.05	0.22
C-12-1	9.009	1.9982	0.39	1.7	0.20
C-12-2	9.010	--	--	--	--
C-13-1	9.017	--	--	--	--
C-13-2	9.016	1.9959	0.36	1.95	0.20
C-14-1	9.024	1.9970	0.39	1.7	0.20
C-14-2	9.020	1.9947	0.31	2.5	0.20
C-15	9.014	1.9974	0.43	1.35	0.20
C-16-1	8.982	1.9970	0.41	1.5	0.20
C-17	9.019	1.9959	0.42	1.4	0.18
PZ-2	9.015	1.9899	0.49	0.8	0.18
PZ-3	9.031	1.9903	0.43	1.35	0.20

nota: I<sub>4</sub>/I<sub>2</sub>=I(004)/I(002).

### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

Los datos calculados se exponen en las tablas 3.26 (a y b). Dada la abundancia de las cloritas, se han podido realizar medidas en todas las muestras. La proporción de Mg y Fe, deducida de las relaciones de intensidades de las reflexiones basales o del parámetro  $b_c$  es similar en todas las muestras. Los valores obtenidos han permitido clasificarlas como términos intermedios entre clinocloro y chamosita.



TABLA 3.26a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS.

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>0</sub> (A)	F4/F3	F4/F5
C-3-1	14.11	2.93	--	2.30	1.88
C-3-2	14.10	3.00	9.296	2.32	1.93
C-4-1	14.11	2.93	9.291	2.28	1.81
C-5	14.11	2.93	9.298	2.33	1.72
C-6	--	--	9.299	--	--
C-7	14.12	2.86	9.298	2.31	1.81
C-8-2	--	--	9.296	--	--
C-9	14.14	2.71	--	2.19	1.72
C-10	14.11	2.93	9.296	2.35	1.75
C-11	14.11	2.93	9.288	2.23	1.85
C-12-1	14.12	2.86	9.294	2.24	1.83
C-13-1	--	--	9.296	--	--
C-13-2	14.12	2.86	9.292	2.30	1.77
C-14-1	14.11	2.93	9.294	2.30	1.82
C-14-2	14.11	2.93	9.292	2.27	1.77
C-15	14.12	2.86	9.293	2.33	1.73
C-16-1	14.12	2.86	--	2.27	1.78
C-17	14.06	3.29	9.290	2.22	1.80
PZ-2	14.08	3.14	--	2.39	1.77
PZ-3	14.10	3.00	9.288	2.37	1.88

nota: F3=F003; F4=F004; F5=F005.

TABLA 3.26b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg
C-3-1	1.60	1.23	1.66	1.27	2.83	1.90
C-3-2	1.70	1.31	1.66	1.34	2.33*	2.33
C-4-1	1.52	1.05	1.61	1.32	2.19*	2.49
C-5	1.50	0.90	1.63	1.30	2.40	2.30
C-7	1.55	1.05	1.60	1.26	2.38*	2.36
C-9	1.35	0.88	1.51	1.20	2.57	2.23
C-10	1.55	0.95	1.62	1.31	2.33*	2.36
C-11	1.50	1.14	1.61	1.32	2.11*	2.57
C-12-1	1.25	1.01	1.59	1.27	2.26	2.47
C-13-2	1.50	0.99	1.58	1.28	2.22*	2.50
C-14-1	1.54	1.05	1.65	1.28	2.59	2.13
C-14-2	1.48	0.99	1.61	1.32	2.22*	2.46
C-15	1.50	0.90	1.59	1.27	2.25*	2.48
C-16-1	1.49	1.00	1.60	1.26	2.49	2.25
C-17	1.20	0.95	1.80	1.49	2.15	2.36

\* Fe calculado a partir de eje b<sub>0</sub>.

De la comparación de los resultados obtenidos

respecto al contenido de Fe mediante la relación de intensidades y mediante el  $b_o$ , se aprecia que dichos valores son muy similares.

### Análisis químico

En la tabla 3.27 se muestran los resultados obtenidos de los análisis correspondientes a la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$  de varias muestras de esta secuencia.

Existe disminución de  $Na_2O$  en relación directa con incremento del  $K_2O$ .

La tabla 3.28 recoge los resultados de algunos de los elementos minoritarios analizados.

TABLA 3.27. ANALISIS QUIMICO. MAYORITARIOS

	C-3-2	C-11	C-14-1	PZ-2
$SiO_2$	62.74	56.00	54.83	52.15
$TiO_2$	0.61	1.08	1.30	1.49
$Al_2O_3$	17.21	19.15	21.98	20.95
$Fe_2O_3$	1.53	0.65	1.06	3.33
FeO	4.58	6.52	5.03	5.01
MgO	2.03	3.23	2.96	3.84
MnO	0.05	0.03	0.06	0.14
CaO	1.25	0.36	0.59	0.33
$Na_2O$	3.28	2.41	2.34	1.30
$K_2O$	2.70	3.28	4.66	5.75
$P_2O_5$	0.12	0.19	0.20	0.14
$H_2O$	3.56	4.55	4.71	5.17
Total	99.67	97.44	99.71	99.59

TABLA 3.28. ELEMENTOS MINORITARIOS (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
C-11	191	145	85	24	79	41	131	22	31	76
C-14	299	134	109	16	95	28	132	23	17	102
C-3-2	320	112	88	33	65	36	156	58	21	76
PZ-2	736	161	103	66	113	92	154	17	21	108

### SECUENCIA DE ALCANTARA

Los materiales que afloran al norte de Cáceres constituyen una alternancia de lutitas y grauvacas con predominio de las primeras, siendo, de todas formas una serie muy monótona. Estratigráficamente corresponde a zonas más altas en la sucesión estratigráfica, que las pertenecientes a Castuera. En general, presentan un cierto grado de alteración. La edad que se les atribuye es Véndico superior-Cámbrico inferior.

### Mineralogía de la roca íntegra

#### Estudio mediante microscopio petrográfico

Petrográficamente las muestras son muy similares a las correspondientes a Castuera, excepto que aquí no aparecen los conglomerados. Las lutitas presentan un bandeo fino, siendo las franjas más oscuras debidas a una mayor acumulación de materia orgánica.

En algunas muestras de mano, se observan grandes cristales de pirita, muy bien desarrollados, que frecuentemente aparecen oxidados totalmente y únicamente quedan sus huellas. El tamaño de estos cristales varía desde milimétrico hasta centimétrico.

### Estudio mediante difracción de rayos X

Los minerales identificados han sido fundamentalmente, cuarzo, filosilicatos y feldespatos.

En la tabla 3.29 figuran los datos de los análisis semicuantitativos para esta secuencia. Se puede obser-

TABLA 3.29. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
ALM-1	24	24	52	ALM-17	13	50	37
ALM-2	17	50	33	ALM-18	12	25	63
ALM-3	14	43	43	ALM-19	14	47	39
ALM-4	18	47	35	ALM-20	14	28	58
ALM-5	13	52	35	ALM-21	10	13	77
ALM-6	17	21	62	ALM-22	12	23	65
ALM-7-1	17	26	57	ALM-23	19	19	62
ALM-7-2	13	19	68	ALM-24-1	12	19	69
ALM-8	13	38	49	ALM-24-2	11	37	52
ALM-9	17	34	49	ALM-25	16	38	46
ALM-10	15	51	34	ALM-26-1	14	48	38
ALM-11	9	26	65	ALM-26-2	14	24	62
ALM-12	13	38	49	ALM-27	17	19	64
ALM-13-1	17	22	61	ALM-28	19	19	62
ALM-13-2	10	49	41	ALM-29	17	23	60
ALM-14	12	22	66	ALM-30	12	25	63
ALM-15	14	26	60	ALM-31-1	15	45	40
ALM-16	16	33	51	ALM-32-2	14	23	63

var que el porcentaje de feldespatos es bastante homo-

géneo, mientras que los filosilicatos están casi siempre con valores superiores al 50%.

### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

La tabla 3.30 refleja los resultados del análisis

TABLA 3.30. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
ALM-1	22	21	57	ALM-17	15	37	48
ALM-2	18	28	54	ALM-18	13	24	63
ALM-3	14	32	54	ALM-19	14	30	56
ALM-4	14	28	58	ALM-20	19	26	55
ALM-5	16	36	48	ALM-21	20	26	54
ALM-6	20	22	58	ALM-22	18	19	63
ALM-7-1	18	21	61	ALM-23	17	17	66
ALM-7-2	14	12	74	ALM-24-1	15	18	67
ALM-8	15	32	53	ALM-24-2	11	40	49
ALM-9	20	23	57	ALM-25	16	31	53
ALM-10	14	27	59	ALM-26-1	15	37	48
ALM-11	13	27	60	ALM-26-2	18	27	55
ALM-12	19	29	52	ALM-27	16	20	64
ALM-13-1	17	22	61	ALM-28	17	28	55
ALM-13-2	15	35	50	ALM-29	16	25	59
ALM-14	17	18	65	ALM-30	11	23	66
ALM-15	17	20	63	ALM-31-1	12	33	55
ALM-16	19	26	55	ALM-31-2	15	20	65

semicuantitativo de esta fracción. Como consecuencia del pequeño tamaño de grano de las rocas, el resultado de los porcentajes de los minerales mayoritarios no varía de forma apreciable, únicamente en las muestras en que la mineralogía íntegra presenta menor proporción en filosilicatos, aumentan éstos ligeramente en la fracción menor de 20 $\mu$ .

## Mineralogía de filosilicatos

TABLA 3.31. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm	I-Cl
ALM-1	53	47	--	--	--	--	--
ALM-2	64	i	13	--	19	3	--
ALM-3	60	--	12	5	17	6	--
ALM-4	59	28	i	--	13	--	--
ALM-5	38	--	--	14	48	--	--
ALM-6	51	--	i	16	33	--	--
ALM-7-1	59	33	i	--	8	--	--
ALM-7-2	59	--	i	13	28	i	--
ALM-8	59	25	i	--	16	i	--
ALM-9	59	8	10	--	15	i	8
ALM-10	64	i	7	8	21	i	--
ALM-11	62	--	7	9	22	i	--
ALM-12	62	--	7	--	23	i	7
ALM-13-1	59	32	i	--	9	i	--
ALM-13-2	60	--	9	8	22	i	--
ALM-14	59	24	i	--	9	8	--
ALM-15	56	15	--	7	11	10	--
ALM-16	51	5	6	i	13	25	--
ALM-17	62	i	12	i	26	--	--
ALM-18	69	--	--	--	31	--	--
ALM-19	64	23	i	--	13	--	--
ALM-20	57	--	--	10	33	i	--
ALM-21	69	--	6	--	25	i	--
ALM-22	56	33	i	--	11	i	--
ALM-23	62	30	--	i	8	i	--
ALM-24-1	57	11	12	--	17	3	--
ALM-24-2	54	i	14	--	32	i	--
ALM-25	57	22	i	--	13	8	--
ALM-26-1	56	i	11	--	32	i	--
ALM-26-2	68	i	15	i	14	3	--
ALM-27	63	26	i	--	6	5	--
ALM-28	66	34	i	--	i	--	--
ALM-29	51	28	i	--	21	--	--
ALM-30	68	--	9	--	18	5	--
ALM-31-1	56	8	8	--	13	15	--
ALM-31-2	66	i	17	--	12	5	--

Los minerales que más abundan en esta secuencia son mica, clorita y caolinita. Así mismo, se han identificado interestratificados del tipo clorita-vermiculita en proporciones apreciables y del tipo ilita-

clorita (de forma esporádica). Otro filosilicato que se encuentra habitualmente es la esmectita en proporciones normalmente muy bajas.

La tabla 3.31 muestra los datos del análisis semicuantitativo de los filosilicatos.

### **Parámetros cristaloquímicos**

#### **Parámetros cristaloquímicos de las micas**

En la tabla 3.32 se presentan los parámetros calculados para las micas.

La cristalinidad es alta como corresponde a materiales metamórficos entre  $0.18$  a  $0.20^\circ$  de  $2\theta$ .

Las micas son dioctaédricas, de carácter moscovítico, con un leve grado de fengitización. La sustitución de Fe por Al es baja, aproximadamente de 0.5 átomos de Fe en la capa octaédrica.

#### **Parámetros cristaloquímicos de las cloritas**

En las tablas 3.33a y 3.33b se exponen los resultados obtenidos para las cloritas. El contenido en Fe calculado a partir de las razones de las intensida-

des basales, es frecuentemente más alto que el calculado a partir del parámetro  $b_c$ .

TABLA 3.32. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	I <sub>4</sub> /I <sub>2</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC(°2θ)
ALM-1	9.004	1.9986	0.42	1.4	0.18
ALM-2	9.004	1.9984	0.42	1.4	0.18
ALM-3	8.998	1.9989	0.45	1.2	0.18
ALM-4	9.006	1.9989	0.44	1.28	0.18
ALM-5	9.008	1.9986	0.48	0.9	0.20
ALM-6	9.004	1.9986	0.47	1.00	0.18
ALM-7-1	9.001	1.9993	0.53	0.58	0.18
ALM-7-2	9.003	2.0007	0.54	0.5	0.20
ALM-8	9.001	1.9989	0.49	0.8	0.18
ALM-9	8.999	1.9999	0.52	0.65	0.18
ALM-10	8.998	1.9997	0.44	1.28	0.20
ALM-11	9.002	1.9989	0.43	1.35	0.18
ALM-12	9.003	1.9955	0.49	0.85	0.18
ALM-13-1	9.003	1.9984	0.46	1.15	0.18
ALM-13-2	9.004	1.9991	0.47	0.98	0.18
ALM-14	8.999	1.9993	0.48	0.9	0.18
ALM-15	9.004	1.9986	0.44	1.28	0.20
ALM-16	9.007	1.9995	0.42	1.45	0.20
ALM-17	9.004	1.9993	0.43	1.35	0.18
ALM-18	9.007	2.0012	0.43	1.35	0.18
ALM-19	9.004	2.0005	0.57	0.35	0.20
ALM-20-1	9.004	2.0005	0.54	0.5	0.20
ALM-21-1	9.004	1.9999	0.47	1.00	0.22
ALM-22	9.002	2.0001	0.46	1.1	0.20
ALM-23	9.008	2.0005	0.46	1.1	0.20
ALM-24-1	9.006	1.9999	0.45	1.2	0.20
ALM-24-2	9.008	2.0005	0.54	0.5	0.20
ALM-25-1	9.007	2.0001	0.50	0.8	0.20
ALM-26-1	9.011	1.9999	0.54	0.5	0.20
ALM-26-2	9.004	2.0012	0.50	0.75	0.20
ALM-27	9.010	2.0020	0.45	1.2	0.20
ALM-28	9.008	2.0012	0.56	0.4	0.20
ALM-29	9.010	1.9999	0.49	0.85	0.20
ALM-30	9.010	2.0018	0.40	1.65	0.20
ALM-31-1	9.004	2.0014	0.47	1.00	0.20
ALM-31-2	9.006	2.0014	0.41	1.5	0.20

nota:  $I_4/I_2 = I(004)/I(002)$ .

Se han podido clasificar como términos intermedios entre chamosita y clinocloro.





TABLA 3.33a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>c</sub> (A)	F4/F3	F4/F5
ALM-1	14.07	3.21	9.288	2.17	1.75
ALM-4	14.08	3.14	9.278	2.17	1.69
ALM-7-1	14.06	3.29	9.277	2.41	1.80
ALM-8	14.08	3.14	9.280	2.26	1.63
ALM-13-1	14.08	3.14	9.282	2.33	1.76
ALM-14	14.08	3.14	9.281	2.31	1.78
ALM-15	14.10	3.00	9.272	2.25	1.80
ALM-16	14.10	3.00	--	2.51	1.87
ALM-19	14.08	3.14	9.293	2.67	1.76
ALM-22	14.08	3.14	9.284	2.25	1.55
ALM-23	14.08	3.14	9.292	2.39	1.82
ALM-24-1	14.11	2.93	--	2.28	1.56
ALM-24-2	14.12	2.86	--	2.31	1.65
ALM-25-1	14.11	2.93	9.288	2.44	1.84
ALM-26-1	14.12	2.86	--	2.36	1.55
ALM-26-2	14.16	2.57	--	2.24	1.83
ALM-27	14.10	3.00	9.295	2.37	1.89
ALM-28	14.11	2.93	9.299	2.40	1.99
ALM-29	14.16	2.57	9.280	2.38	1.75
ALM-31-1	14.19	2.36	--	2.20	1.61
ALM-31-2	14.19	2.36	--	2.13	1.72

nota F3=F003; F4=004; F5=005.

### Análisis químico

La tabla 3.34 muestra los resultados de los análisis químicos correspondientes a la fracción menor de 20 $\mu$ , de los elementos mayoritarios, y la tabla 3.35 recoge los correspondientes a los elementos minoritarios, de las muestras analizadas.

TABLA 3.33b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg
ALM-1	1.37	0.90	1.75	1.46	2.11*	2.43
ALM-4	1.35	0.80	1.70	1.44	1.88*	2.68
ALM-7-1	1.60	1.05	1.77	1.52	1.80*	2.68
ALM-8	1.35	0.75	1.70	1.44	1.88*	2.68
ALM-13-1	1.51	0.99	1.71	1.43	1.95*	1.43
ALM-14	1.50	1.00	1.60	1.44	1.91*	2.65
ALM-15	1.50	1.01	1.62	1.38	1.69*	2.93
ALM-16	1.85	1.14	1.71	1.29	2.99	1.72
ALM-19	2.10	1.15	1.73	1.41	2.25*	2.34
ALM-22	1.25	0.52	1.71	1.43	1.99*	2.58
ALM-23	1.60	1.10	1.72	1.42	2.22*	2.36
ALM-24-1	1.33	0.55	1.60	1.33	1.88	2.79
ALM-24-2	1.42	0.80	1.59	1.27	2.22	2.51
ALM-25-1	1.70	1.18	1.61	1.32	2.11*	2.57
ALM-26-1	1.40	0.55	1.57	1.29	1.95	2.76
ALM-26-2	1.63	1.18	1.48	1.09	2.81	2.10
ALM-27	1.70	1.25	1.66	1.34	2.30*	2.36
ALM-28	1.75	1.45	1.63	1.30	2.42*	2.28
ALM-29	1.60	1.00	1.41	1.16	1.89*	2.95
ALM-31-1	1.40	0.72	1.33	1.03	2.12	2.85
ALM-31-2	1.45	0.99	1.35	1.01	2.44	2.55

\* Fe calculado a partir de eje b<sub>0</sub>.

TABLA 3.34. ANALISIS QUIMICO. MAYORITARIOS.

	ALM-1	ALM-3	ALM-5	ALM-7	ALM-14	ALM-27	ALM-29
SiO <sub>2</sub>	61.22	64.28	65.24	55.03	56.57	60.33	62.50
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.36	0.32	0.38	2.82	0.84	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.54	17.29	16.48	22.42	19.74	19.05	18.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	1.39	1.35	2.84	2.76	1.43	1.32
FeO	4.87	4.00	5.13	3.37	3.90	4.78	4.88
MgO	2.83	2.04	1.98	2.56	2.89	2.54	2.16
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.84	0.04
CaO	0.11	0.24	0.18	0.31	0.30	0.21	0.40
Na <sub>2</sub> O	2.37	1.54	1.84	1.70	1.78	2.26	2.10
K <sub>2</sub> O	3.10	2.96	1.77	4.14	3.55	3.14	5.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.06	0.08	0.08	0.13	0.14	0.06
H <sub>2</sub> O	4.34	5.14	5.43	6.95	5.50	4.00	4.80
Total	99.86	99.33	99.84	99.81	99.97	99.55	99.58

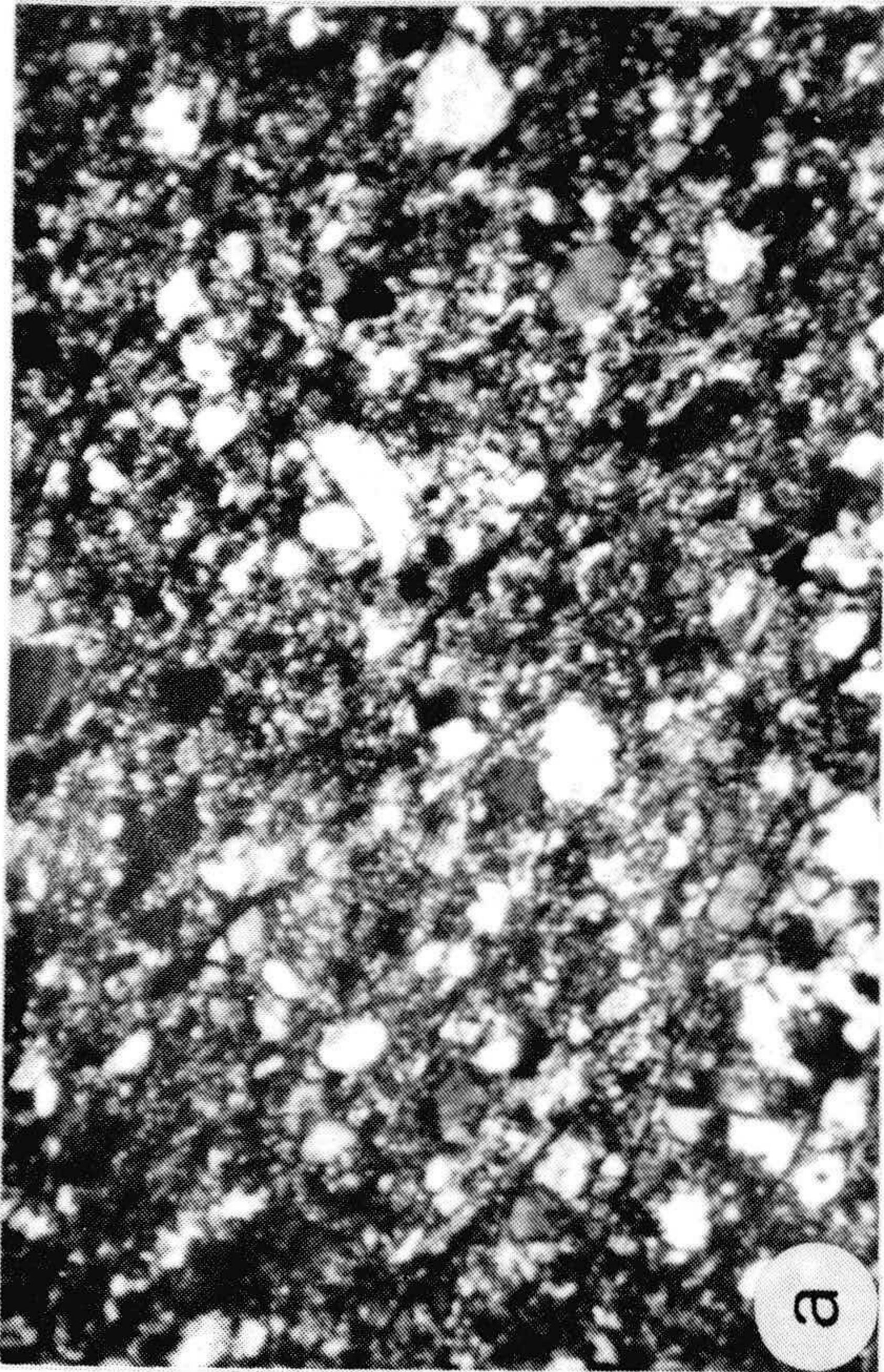
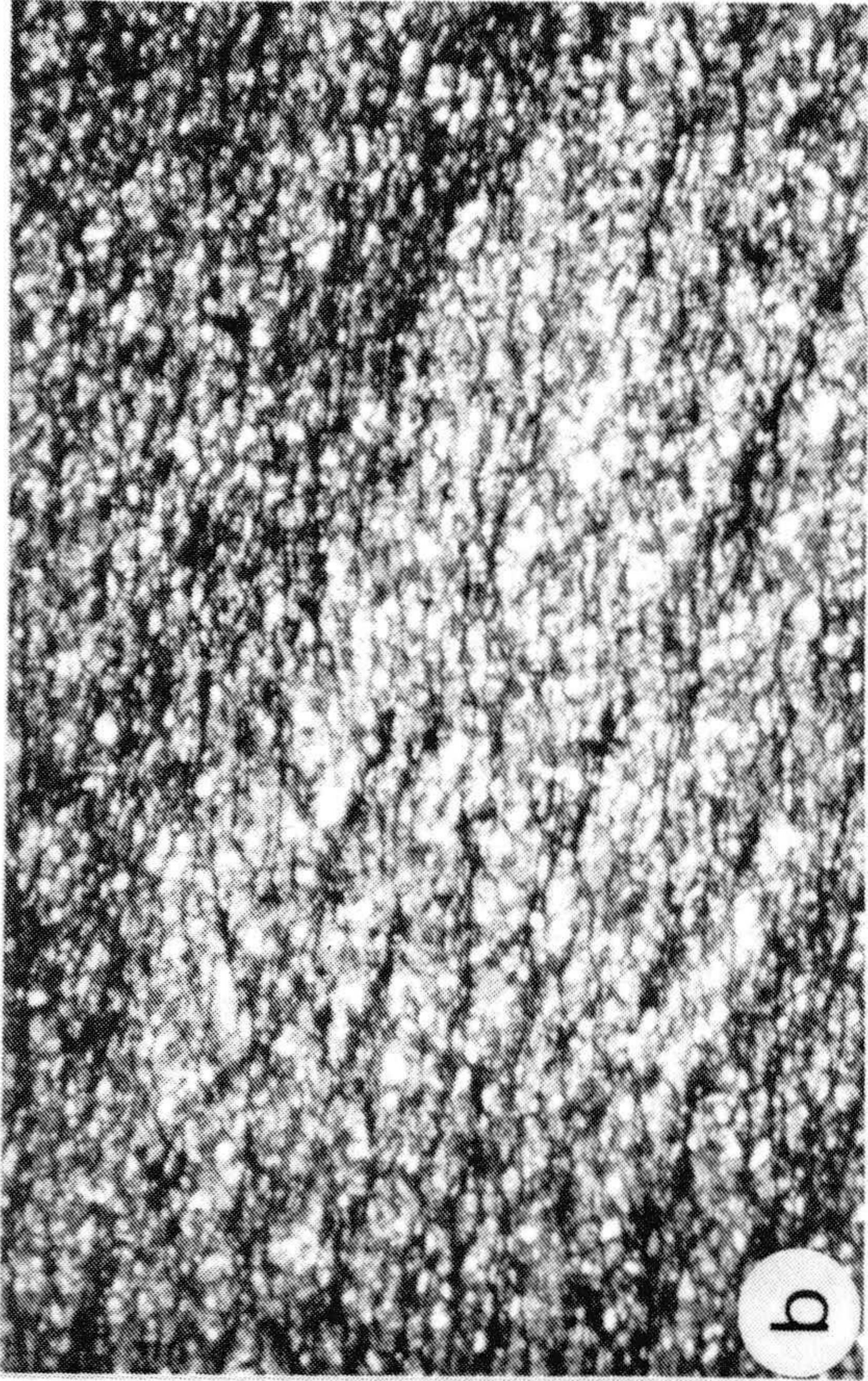
TABLA 3.35. ELEMENTOS MINORITARIOS (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
ALM-1	276	111	103	50	81	28	168	29	40	77
ALM-3	202	148	87	50	65	31	208	46	29	85
ALM-5	159	149	79	50	65	21	282	12	31	69
ALM-14	153	157	100	48	94	34	137	17	40	109
ALM-27	252	171	94	32	80	32	132	34	31	84
ALM-29	218	151	94	67	82	33	136	29	29	86
ALM-7-2	113	171	94	49	96	49	206	17	28	92

## RESUMEN DEL "COMPLEJO ESQUISTO GRAUVAQUICO"

### Mineralogía de la roca íntegra

Todo el Complejo es muy homogéneo. Los tres tipos de rocas encontrados: lutitas, grauvacas y conglomerados son muy similares en cuanto a la mineralogía se refiere, ya que se componen exclusivamente de cuarzo, feldespatos y filosilicatos; únicamente varía el tamaño de grano y la proporción de feldespatos, que generalmente en las grauvacas es ligeramente mayor (en la lámina II, se pueden apreciar las características de las distintas litologías). Estos, a su vez, presentan porcentajes muy similares en todas las muestras, entre 10 y 20%. Los filosilicatos son la fase mayoritaria, encontrándose sistemáticamente en proporciones superiores al 40%. En la figura 3.8 se representa, en un diagrama ternario la relación que existe entre las fases mineralógicas existentes. En ella se observa como las muestras de las diferentes secuencias, se entremez-



LAMINA II

Diferentes litologías del Complejo Esquisto Grauváquico.

a: Grauvaca de grano medio. Muestra ALM-19. (2.5 x).

b: Lutita de grano fino. Muestra ALM-29. (2.5 x).

c: Lutita. Grano muy fino. Muestra ALM-20. (2.5 x).

d: Huecos de cristales de piritas oxidadas. Muestra ALM-18.  
(1 x). Nicoles cruzados.

clan sin poderse distinguir campos distintos en el diagrama. Unicamente se detecta una polarización correlacionables totalmente con la litología.

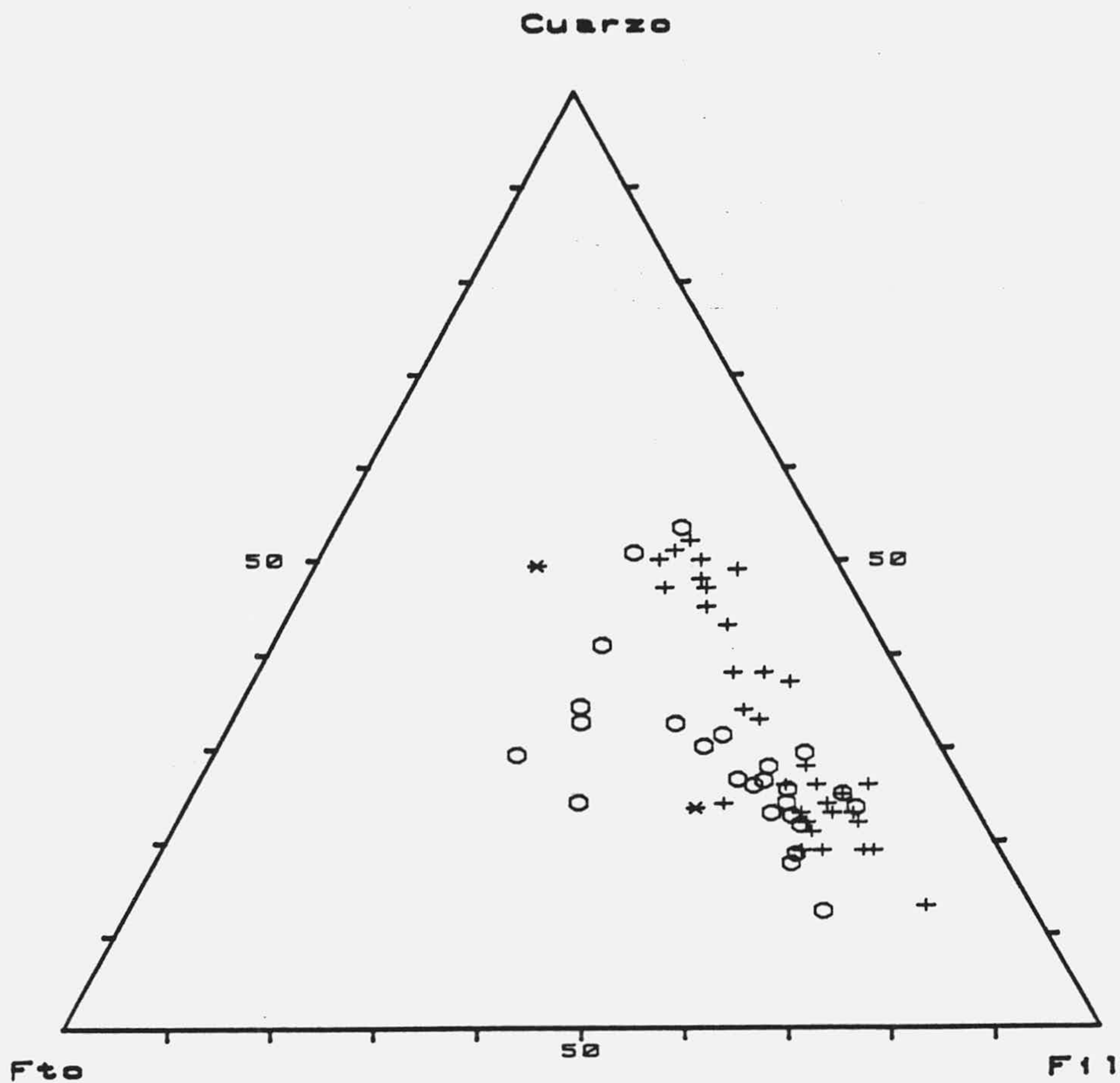


Fig. 3.8. Mineralogía de la roca íntegra. Complejo Esquisto Grauváquico.  
 O Castuera; + Alcántara; \* Peraleda del Zaucejo.

#### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

No varía con respecto a la muestra total. Lo único que podría destacarse es la disminución del porcentaje de cuarzo y aumento de los filosilicatos.

## Mineralogía de filosilicatos

La mica es el filosilicato más abundante, ya que siempre aparece en proporciones superiores al 50%.

La clorita está presente en la práctica totalidad de las muestras y se encuentra en proporciones variables.

Del resto de los filosilicatos, los más abundantes son la caolinita y los interestratificados del tipo clorita-vermiculita, mientras que la esmectita aparece de manera poco significativa.

En la representación triangular de la figura 3.9, queda reflejado que mientras las micas se encuentran en porcentajes que varían muy poco, entre la clorita y el resto de los filosilicatos existe una correlación negativa muy clara. Se pueden distinguir dos poblaciones, aunque no sean totalmente discernibles; una pertenece a la secuencia de Castuera con mayor proporción de clorita y la otra pertenece a Alcántara con mayor proporción de caolinita, esmectita e interestratificados. Este hecho es correlacionable con el mayor grado de alteración que presentan las muestras de esta última secuencia.

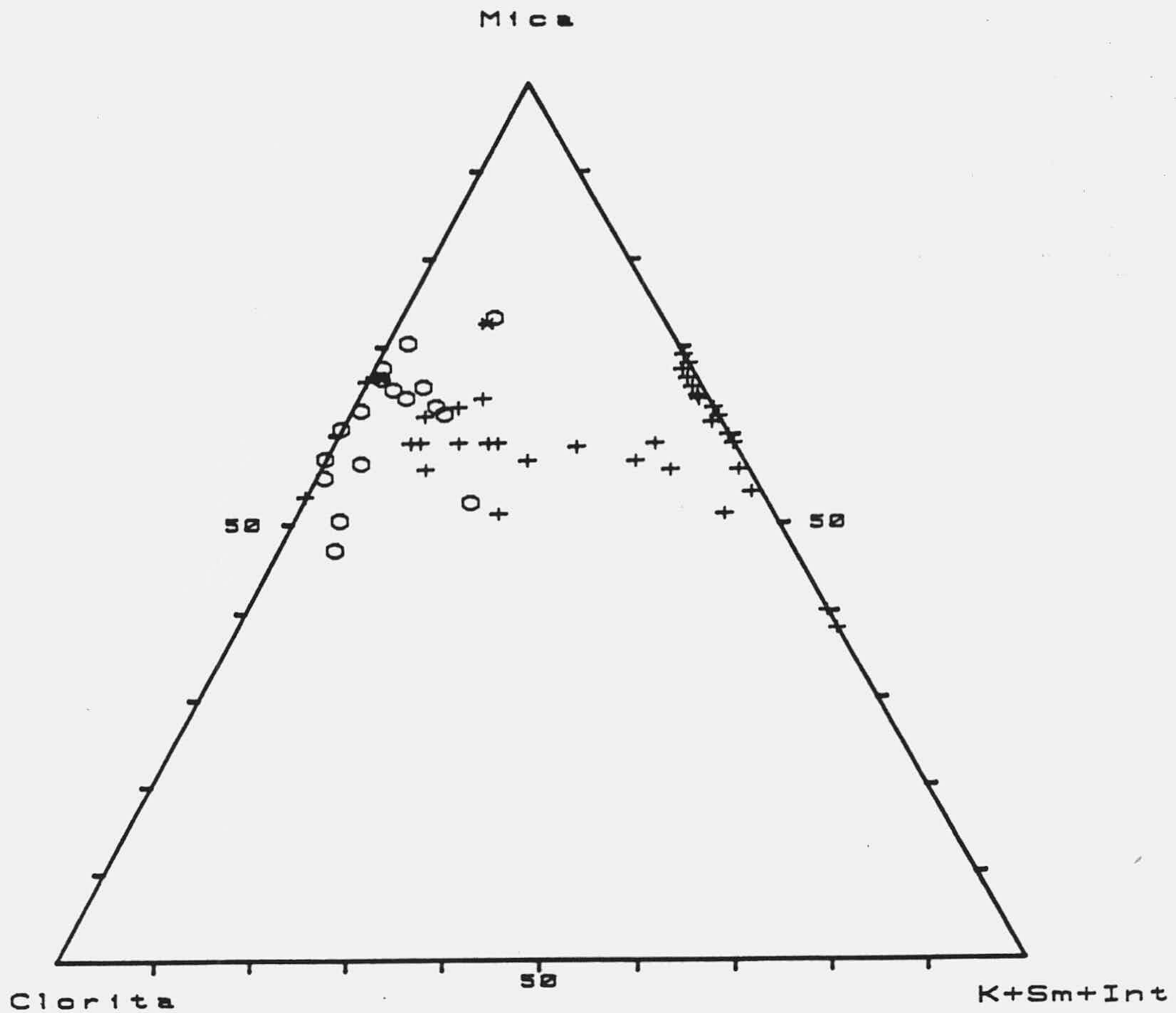


Fig. 3.9. Mineralogía de Filosilicatos (CEG). Símbolos igual a la figura 3.8.

### Parámetros cristaloquímicos de las micas

A partir del parámetro  $b_c$  y de la relación de intensidades de las reflexiones basales, se deduce que las micas son dioctaédricas y en general tienen un carácter fengítico poco acusado. En la figura 3.10, se muestra esta tendencia fengítica.

El contenido en  $Fe_2O_3$ , deducido a partir de la relación de las intensidades basales, es bastante pequeño, no sobrepasando el 2.5%, equivalente a 1 átomo



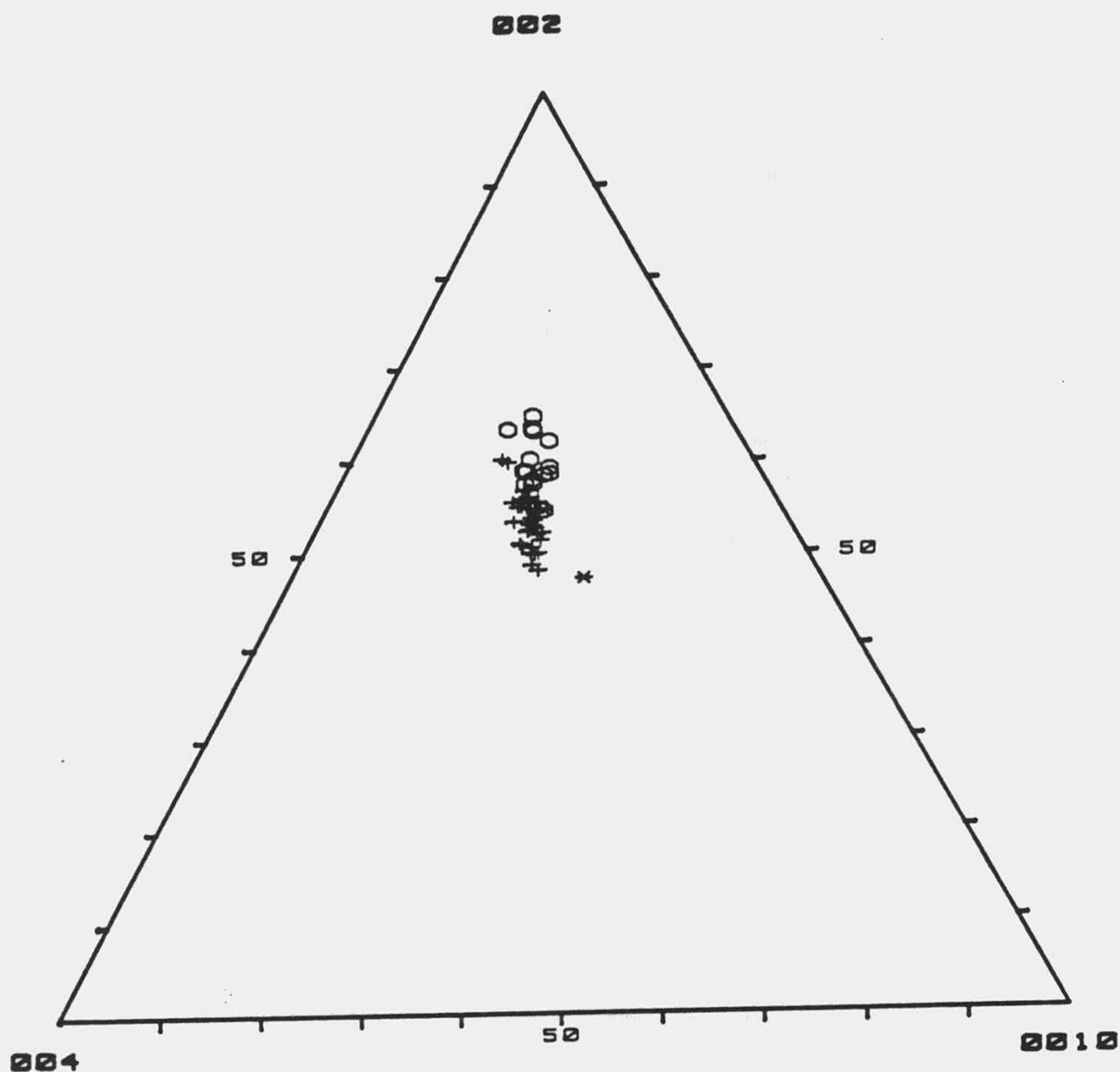


Fig. 3.10. Diagrama de REY y KUBLER. (CEG). Símbolos igual a la figura 3.8.

de Fe para un total de 8 cationes octaédricos, lo que indica que la sustitución de Fe por Al es muy baja.

El espaciado basal  $d(0010)$  indica que el grado de paragonitización de las micas es muy bajo o nulo, es decir no hay prácticamente Na sustituyendo al K, en las capas interlaminares.

El índice de cristalinidad es muy alto y homogéneo, como corresponde a micas de origen metamórfico.

### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

A partir del valor del eje  $b_0$  se deduce que las cloritas son de carácter trioctaédrico.

El contenido en Fe obtenido a partir de este parámetro, es concordante con el calculado en base a las relaciones de intensidades, aunque estos últimos valores son ligeramente superiores a los primeros.

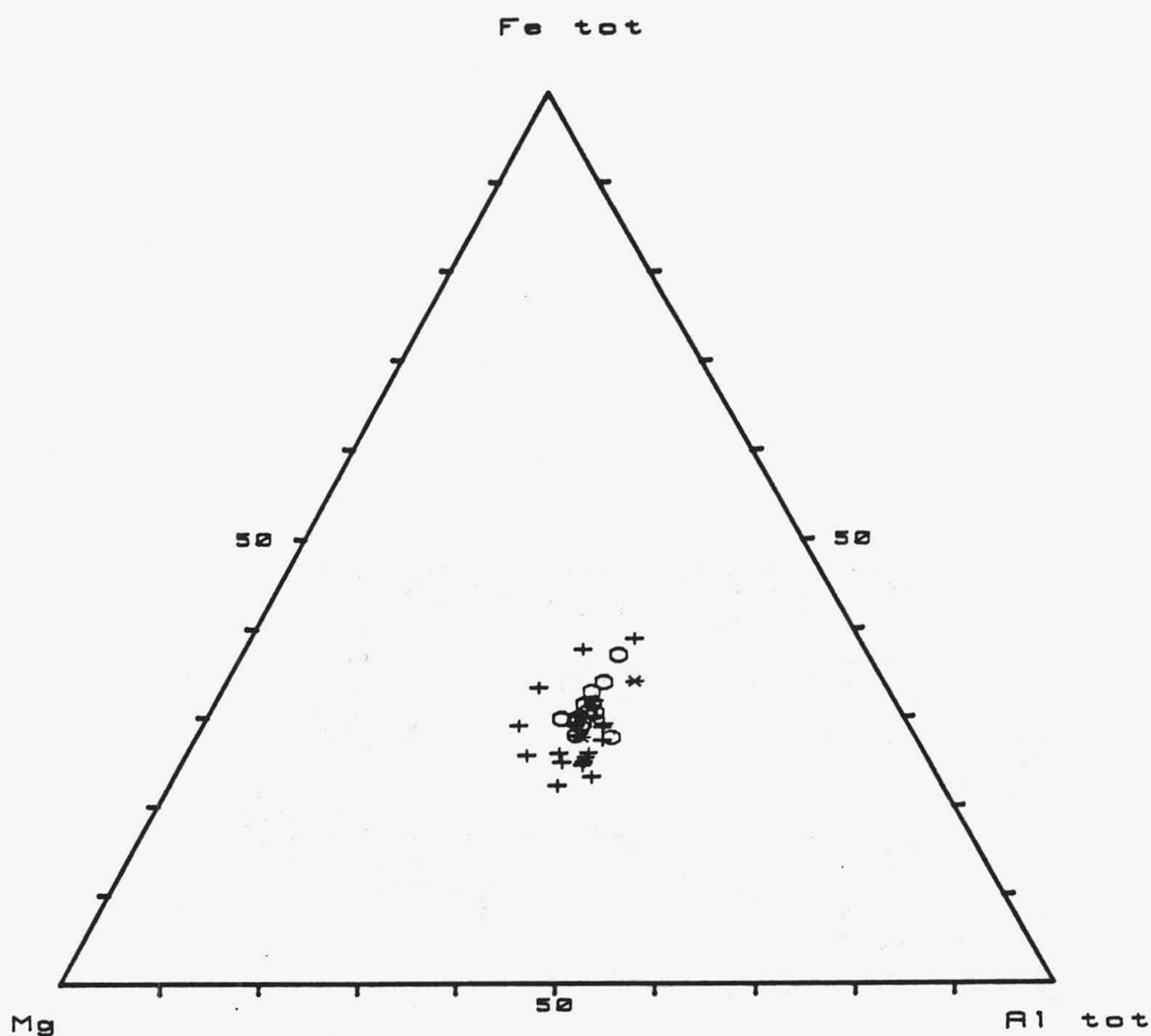


Fig. 3.11. Composición química de las cloritas. (Complejo Esquisto Grauváquico), símbolos igual que la figura 3.8.

El contenido en Fe y Mg de las cloritas indica que son de composición intermedia entre chamosita y clinocloro.

El espaciado basal, con un valor que se mantiene en torno a 14.1 Å, indica que el contenido en Al es constante en toda la serie.

En el diagrama triangular Mg-Fe-Al (figura 3.11), se aprecia que las cloritas ocupan un campo de representación muy restringido, el cual corresponde al de las cloritas de origen metamórfico. (VELDE et al. 1979).

#### **Análisis químicos de la fracción de tamaño inferior a 20µ**

En general, los contenidos en Fe(total) son bastante más altos que los de MgO. El contenido en  $K_2O$  es mayor que el de  $Na_2O$ , salvo en muestras, como la C-3-2, que tienen un elevado porcentaje de feldespatos. En estas mismas muestras el contenido en CaO es también muy alto con respecto a la media. El contenido medio en  $Al_2O_3$  es de 19.26%, oscilando entre valores de 16 a 22%.

En las figuras 3.12 a y b, se muestran los diagramas ternarios correspondientes a MgO- $Al_2O_3$ -FeO+ $Fe_2O_3$  y CaO- $Na_2O$ - $K_2O$  respectivamente.

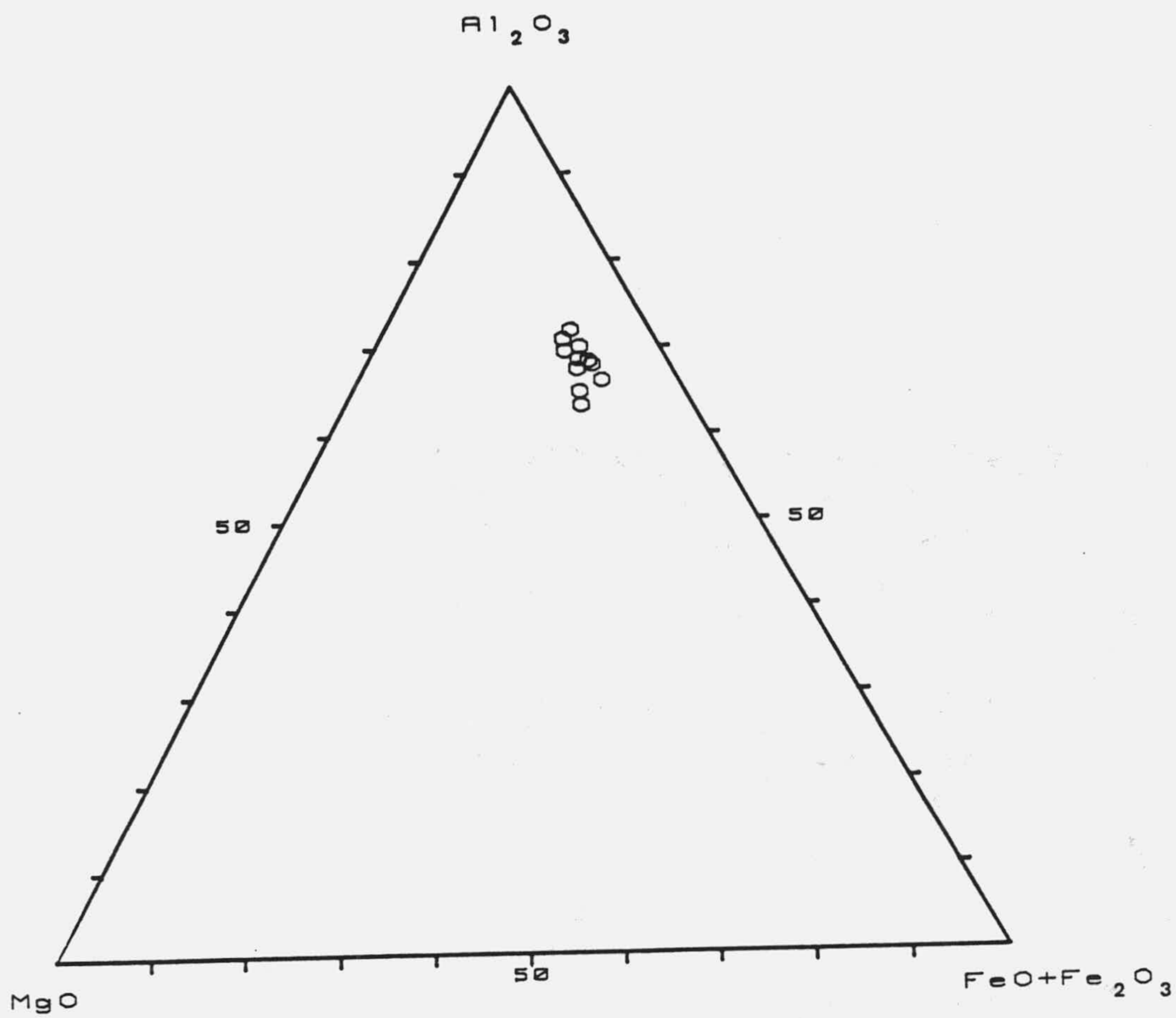


Fig. 3.12a. Composición química de la fracción inferior a 20 .

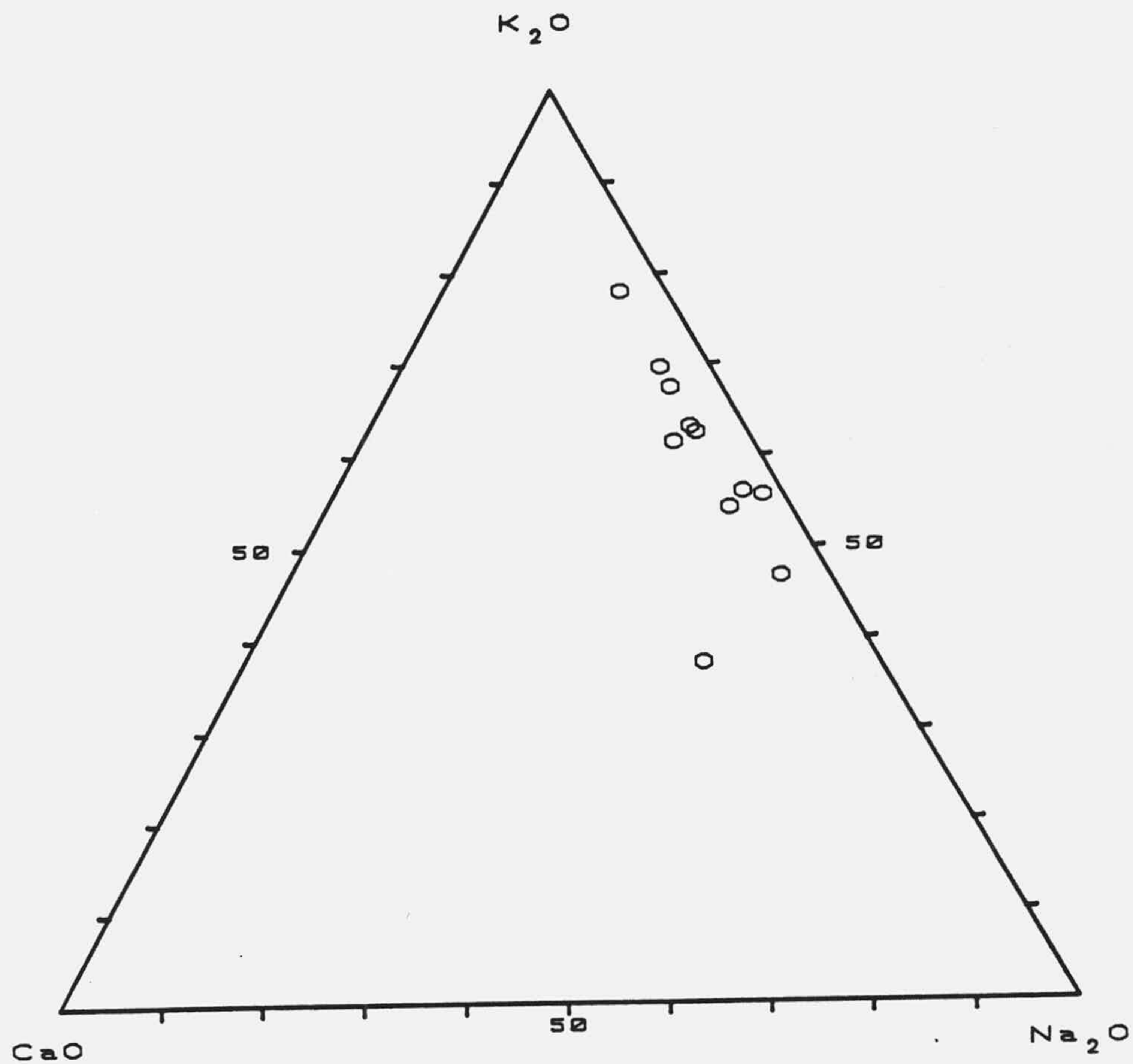


Fig. 3.12b. Contenido en alcalinos y alcalinotérreos. CEG.

## MINERALOGIA DE LA FORMACION AZUAGA

Se incluye dentro de la Formación Azuaga la Formación Dehesa del Marqués, ya que son equivalentes (ver contexto geológico) y presentan la misma litología.

Ambas formaciones afloran en el anticlinorio Badajoz-Córdoba, en la zona considerada como límite entre la zona Centro-Ibérica y la zona Ossa-Morena, entre dos accidentes de gran envergadura (Falla de Azuaga y Falla de Malcocinado). La litología está constituida por una potente serie, compuesta esencialmente por una alternancia de grauvacas y pelitas, con algunas intercalaciones de cuarcitas y rocas verdes. Su potencia es considerable, aunque no se ha podido determinar hasta el momento. Se le atribuye un origen turbidítico. El metamorfismo que las afecta está comprendido dentro de la zona de la clorita y biotita, lo que es reflejo de un metamorfismo regional en gradiente de presiones bajas.

La asociación mineralógica predominante está constituida por cuarzo, moscovita, clorita y plagioclasa. Hacia el sureste donde aflora el núcleo de Sierra Albarrana (ver contexto geológico) el metamorfismo es

de más alto grado (zona de granate y estaurolita-andalucita).

Las únicas dataciones disponibles hasta el momento, apuntan hacia una edad proterozoico superior.

Se han realizado tres cortes, dos de ellos correspondientes a la Formación Azuaga y el tercero a la Formación Dehesa del Marqués.

En la figura 3.13 se muestra su localización geográfica.

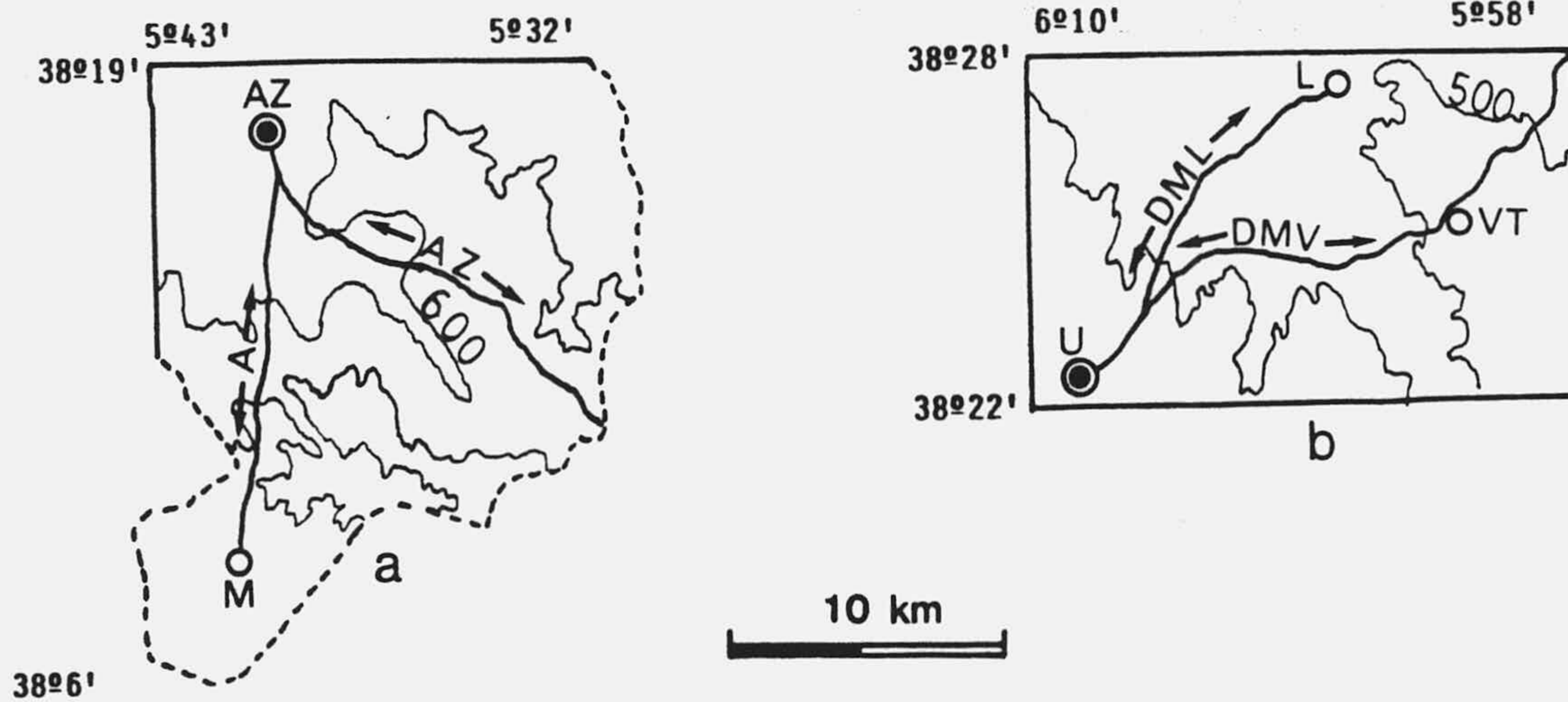


Fig. 3.13. Situación geográfica de las Secuencias de la Formación Azuaga. a:AZ= Azuaga; M= Malcocinado. b: U= Usagre, L= Llera; VT= Valencia de las Torres.

## **SECUENCIA DE AZUAGA I**

La litología de las rocas muestreadas está compuesta fundamentalmente por metapelitas de grano muy fino con algunas intercalaciones en las cuales el tamaño de grano es ligeramente mayor.

### **Mineralogía de la roca íntegra**

#### **Estudio mediante microscopio petrográfico**

El tamaño de grano condiciona muy negativamente el estudio petrográfico, ya que este es muy pequeño. La única característica que merece destacarse estriba en el desarrollo de cristales de clorita retrometamórfica que podría provenir de biotitas que han sufrido un proceso retrometamórfico anterior a una esquistosidad grosera de fase II.

Así mismo, se observan cloritas retrometamórficas en los bordes de los cristales de algunas biotitas.

En muchos casos se observan estructuras sedimentarias que el metamorfismo no ha borrado. Las pelitas muestran texturas pizarrosas típicas.

## Estudio mediante difracción de rayos X

La mineralogía encontrada así como las proporciones en las que aparecen los distintos minerales es muy homogénea. En todos los casos se han encontrado filosilicatos como fase mas abundante siendo sus proporciones superiores al 40%. El cuarzo aparece en cantidades comprendidas entre el 30 y el 40%, mientras que los feldespatos oscilan entre el 10 y el 20%.

En la tabla 3.36 se recogen los resultados del análisis semicuantitativo.

TABLA 3.36. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
A-1	14	29	57	A-8-1-1	11	25	64
A-2	9	34	57	A-8-1-2	18	54	28
A-2-1	16	30	54	A-8-2	10	39	51
A-2-2	12	34	54	A-9	15	43	41
A-3	16	30	54	A-9-1	13	36	51
A-3-1	12	34	54	A-10	12	42	46
A-4	11	35	54	A-10-1	17	34	49
A-4-1	16	36	48	A-10-2	21	47	32
A-4-2	15	38	47	A-10-3	24	27	49
A-5	23	29	48	A-10-4	14	41	45
A-5-1	17	23	60	A-11	13	42	45
A-6	23	38	38	A-12	17	49	34
A-6-1	28	34	38	A-12-1	20	35	45
A-6-2	13	41	46	A-12-2	25	38	37
A-7	22	42	36	A-14	12	35	53
A-7-1	10	33	56	A-15	18	34	48
A-7-2	5	36	59	A-16	22	36	42
A-8	7	41	52	A-17	13	36	42



### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

Sustancialmente, no varía con respecto a la mineralogía de la roca íntegra. Se puede destacar el ligero descenso de la proporción de cuarzo y consecuentemente, el aumento de la proporción de feldespatos y filosilicatos que en este caso sobrepasan el 50%. En la tabla 3.37 se exponen los valores obtenidos para esta fracción.

TABLA 3.37. MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
A-1	20	28	52	A-9	16	24	60
A-2	10	33	56	A-10	15	30	55
A-3	17	31	52	A-11	17	38	45
A-4	14	34	52	A-12	16	33	51
A-5	20	25	55	A-14	14	21	65
A-6	26	35	39	A-15	18	22	60
A-7	30	19	51	A-16	33	28	38
A-8	6	38	55	A-17	14	26	60

### Mineralogía de filosilicatos

En la tabla 3.38 se recogen los filosilicatos indentificados así como sus porcentajes relativos.

Se observa que la mica es la fase mineralógica más importante, encontrándose siempre en proporciones superiores al 60%.

La clorita está casi siempre presente, siendo el otro filosilicato mas abundante.

La caolinita, aunque se ha identificado

frecuentemente, las cantidades en las que aparece no son importantes.

TABLA 3.38. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm
A-1	80	--	--	4	16	--
A-2	75	14	--	--	11	--
A-3	69	31	i	--	i	i
A-4	64	36	i	--	--	--
A-5	71	29	--	--	--	i
A-6	77	--	i	4	18	--
A-7	95	--	i	2	i	3
A-8	92	8	--	--	i	--
A-9	54	39	--	--	7	--
A-10	66	17	--	8	6	2
A-11	75	--	--	6	17	2
A-12	100	--	--	i	--	--
A-14	69	28	i	--	i	i
A-15	71	28	i	--	i	3
A-16	58	--	--	18	18	6
A-17	65	34	--	--	i	i

Otros filosilicatos como esmectita e interestratificados vermiculita-clorita aparecen a nivel de indicios o en proporciones inferiores al 5%.

### Parámetros cristaloquímicos

#### Parámetros cristaloquímicos de las micas

En la tabla 3.39 se relacionan los parámetros calculados para las micas.

Del valor del eje  $b_0$  se deduce que son moscovitas s.l. La razón de intensidades basales  $I(004)/I(002)$  indica que el grado de sustitución de Fe por Al (en %

$Fe_2O_3$ ) es muy bajo. A partir de la medida del espaciado

TABLA 3.39. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS.

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	I <sub>4</sub> /I <sub>2</sub>	% $Fe_2O_3$	CI (°2θ)
A-1	9.016	1.9968	0.38	1.74	0.18
A-2	8.989	1.9984	0.53	0.58	0.20
A-2-1	9.007	--	--	--	--
A-2-2	9.007	--	--	--	--
A-3	9.011	1.9974	0.48	0.90	0.18
A-3-1	9.008	--	--	--	--
A-4	9.008	1.9962	0.44	1.28	0.18
A-4-1	9.008	--	--	--	--
A-4-2	9.010	--	--	--	--
A-5	9.011	1.9989	0.40	1.60	0.18
A-5-1	9.021	--	--	--	--
A-6	9.008	1.9976	0.46	1.10	0.20
A-6-1	9.008	--	--	--	--
A-6-2	9.010	--	--	--	--
A-7	9.001	1.9974	0.31	2.50	0.20
A-7-1	9.000	--	--	--	--
A-7-2	8.992	--	--	--	--
A-8	9.000	1.9984	0.36	1.90	0.20
A-8-1	9.014	--	--	--	--
A-8-2	8.996	--	--	--	--
A-9	9.001	1.9991	0.49	0.85	0.19
A-10	8.996	1.9988	0.40	1.60	0.20
A-10-1	9.002	--	--	--	--
A-10-2	9.001	--	--	--	--
A-10-3	8.999	--	--	--	--
A-11	8.998	1.9970	0.52	0.62	0.20
A-12	9.007	1.9962	0.46	1.10	0.18
A-12-1	9.010	--	--	--	--
A-12-2	9.011	--	--	--	--
A-14	8.993	1.9970	0.43	1.35	0.18
A-15	8.994	1.9964	0.46	1.10	0.18
A-16	9.000	1.9966	0.57	0.34	0.18
A-17	8.998	1.9978	0.44	1.28	0.18

nota:  $I_4/I_2 = I(004)/I(002)$ .

basal ( $d_{0010}$ ), se deduce que el grado de paragonitización de las moscovitas es prácticamente nulo.

La alta cristalinidad hallada es consecuencia del grado de metamorfismo alcanzado por estos materiales.

### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

Los parámetros obtenidos a partir del eje  $b_0$  y de la relación de intensidades basales se muestran en las tablas 3.40 a y b.

TABLA 3.40a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS

Muestra	d001(A)	Al t	$b_0$ (A)	Fe t	F4/F3	F4/F5
A-2	14.09	3.07	9.284	2.00	2.42	2.02
A-3	14.06	3.29	9.305	2.57	2.73	1.87
A-3-1	--	--	9.302	2.49	--	--
A-4	14.06	3.29	9.295	2.30	2.39	1.91
A-4-2	--	--	9.300	2.43	--	--
A-5	14.06	3.29	9.316	2.83	2.47	1.79
A-6-2	--	--	9.309	2.67	--	--
A-7-1	--	--	9.296	2.32	--	--
A-7-2	--	--	9.300	2.43	--	--
A-9	14.06	3.29	9.298	2.38	2.54	1.98
A-10	14.07	3.21	9.284	2.00	2.63	2.10
A-10-3	--	--	9.302	2.49	--	--
A-14	14.06	3.29	9.304	2.54	2.37	1.83
A-15	14.06	3.29	9.296	2.32	2.78	1.99
A-17	14.06	3.29	9.291	2.19	2.34	1.87

nota: F3=F003; F4=F004; F5=F005.

TABLA 3.40b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg	Al <sup>IV</sup> *	Al <sup>VI</sup> *	Mg*
A-2	1.84	1.50	1.77	1.30	3.34	1.36	1.67	1.40	2.60
A-3	2.10	1.25	1.88	1.41	3.35	1.24	1.82	1.47	1.96
A-4	1.64	1.25	1.85	1.44	2.89	1.67	1.80	1.49	2.21
A-5	1.65	1.05	1.83	1.46	2.70	1.84	1.84	1.45	1.72
A-9	2.02	1.50	1.89	1.40	3.52	1.08	1.81	1.48	2.14
A-10	2.25	1.65	1.88	1.33	3.90	0.77	1.74	1.47	2.53
A-14	1.55	1.10	1.83	1.46	2.65	1.89	1.82	1.47	1.99
A-15	2.26	1.51	1.91	1.38	3.77	0.85	1.80	1.49	2.19
A-17	1.55	1.15	1.90	1.39	2.70	1.91	1.79	1.50	2.31

\* Datos calculados a partir del valor del eje  $b_0$ .

Las cloritas tienen composiciones muy homogéneas.

En términos generales se pueden clasificar como

chamositas magnésicas.

El hierro obtenido a partir del eje  $b_0$  es sistemáticamente inferior al mismo dato calculado a partir de la razón de intensidades de las reflexiones basales. Por esta razón, en las tablas se mantienen los dos valores, debido a que se consideran dos orígenes diferentes para las cloritas, como se verá en el capítulo de discusión.

### Análisis químicos

En la tabla 3.41 se presentan los resultados obtenidos para las muestras analizadas correspondientes a la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$ . Merece destacarse el alto contenido en  $Al_2O_3$ ,  $FeO+Fe_2O_3$  y  $K_2O$  con respecto a los valores de  $MgO$  y  $Na_2O$ .

TABLA 3.41. ANALISIS QUIMICOS. MAYORITARIOS

	A-4	A-7	A-10	A-15
$SiO_2$	57.08	58.77	55.09	57.66
$TiO_2$	0.53	0.69	0.68	0.63
$Al_2O_3$	20.60	21.80	21.89	22.94
$Fe_2O_3$	1.23	1.04	1.53	0.78
$FeO$	5.91	3.00	5.43	4.47
$MgO$	2.70	1.17	2.48	1.97
$MnO$	0.10	0.03	0.08	0.06
$CaO$	0.04	0.40	0.79	0.59
$Na_2O$	1.35	2.10	1.18	1.76
$K_2O$	4.29	5.71	5.05	4.83
$P_2O_5$	0.10	0.06	0.10	0.09
$H_2O$	5.68	4.80	5.30	3.83
Total	99.61	99.58	99.60	99.60

La tabla 3.42 expresa los datos de algunos elementos minoritarios analizados.

TABLA 3.42. ELEMENTOS MINORITARIOS (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
A-4	523	136	127	83	114	5	290	23	41	125
A-7	123	161	127	149	113	16	229	35	29	162
A-10	427	173	126	66	97	12	187	17	38	145
A-15	315	162	143	50	97	24	168	6	31	164

### SECUENCIA DE AZUAGA II

Litológicamente es similar al corte de Azuaga I. Las muestras han sido recogidas en un corte subparalelo a la dirección de la estructura, por lo que es complementario del anterior.

### Mineralogía de la roca íntegra

#### Estudio mediante microscopio petrográfico

No presenta prácticamente ninguna variación con respecto a Azuaga I. Cabe destacar, que el desarrollo de las cloritas retrometamórficas es menos acusado, a veces inexistente. La esquistosidad es más penetrativa y se observan bandas más claras en las cuales se acumulan el cuarzo y los feldespatos, mientras que en las bandas más oscuras se sitúan filosilicatos y gran can-

tividad de materia orgánica.

### Estudio mediante difracción de rayos X

En la tabla 3.43 se muestran los análisis semicuantitativos de esta secuencia. Como en la anterior, los filosilicatos son la fase mas abundante, en general las cantidades superan casi siempre el 40%.

TABLA 3.43. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
AZ-1	29	35	36	AZ-8	18	34	48
AZ-2	12	43	45	AZ-9	17	37	46
AZ-3	17	40	43	AZ-10	15	35	50
AZ-4	16	38	46	AZ-11	20	36	44
AZ-5	24	37	40	AZ-12-1	23	29	48
AZ-6	12	37	51	AZ-12-2	20	46	34
AZ-7	18	45	37				

### Mineralogía de la fracción de tamaño menor de 20 $\mu$

En esta fracción, el cuarzo disminuye considerablemente. Lo opuesto ocurre con los filosili-

TABLA 3.44. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
AZ-3	21	19	60	AZ-9	20	17	63
AZ-4	20	13	67	AZ-10	17	15	68
AZ-5	20	18	62	AZ-11	21	18	61
AZ-6	16	17	67	AZ-12-1	23	14	63
AZ-7	18	20	62	AZ-12-2	18	19	63
AZ-8	17	12	71				

catos. Los feldespatos, sin embargo, mantienen sus

porcentajes similares a los de la roca íntegra. En la tabla 3.44 se recogen los resultados obtenidos para esta fracción.

### Mineralogía de filosilicatos

Los filosilicatos encontrados son fundamentalmente mica y clorita, además son los minerales más abundantes. La caolinita aparece frecuentemente en proporciones apreciables.

El resto de los filosilicatos detectados, esmectitas e interestratificados clorita-vermiculita, son ocasionales y en proporciones relativamente bajas.

En la tabla 3.45 se presentan los filosilicatos hallados, así como sus porcentajes relativos.

TABLA 3.45. MINERALOGÍA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm
AZ-3	51	9	9	--	19	12
AZ-4	70	30	i	--	--	--
AZ-5	53	47	--	--	--	--
AZ-6	70	23	i	--	7	i
AZ-7	82	--	11	--	--	7
AZ-8	58	29	i	--	13	--
AZ-9	72	8	7	--	13	i
AZ-10	62	24	i	--	10	3
AZ-11	56	21	i	--	11	12
AZ-12-1	68	32	i	--	--	--
AZ-12-2	80	--	--	20	--	--



## Parámetros cristaloquímicos

### Parámetros cristaloquímicos de las micas

Del valor del parámetro  $b_0$  y de la relación de intensidades basales  $I(004)/I(002)$  se deduce que las micas son del tipo moscovitas, con un grado de sustitución de Fe por Al muy bajo. El valor del espaciado basal también indica que el grado de paragonitización es nulo, por lo que podemos decir que se trata de moscovitas s.s.

Así mismo, hay que señalar que el índice de cristalinidad es constante y muy alto, alrededor de  $0.18^\circ$  de  $2\theta$ . La tabla 3.46 muestra los parámetros calculados para las micas.

TABLA 3.46. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS

Muestra	$b_0$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	$I_{4/12}$	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC ( $^\circ 2\theta$ )
AZ-1	9.010	--	--	--	--
AZ-2	8.996	--	--	--	--
AZ-3	8.998	1.9972	0.57	0.34	0.18
AZ-4	9.008	1.9980	0.55	0.46	0.15
AZ-5	8.994	1.9972	0.55	0.46	0.18
AZ-6	9.001	1.9980	0.50	0.80	0.18
AZ-7	8.991	1.9978	0.58	0.25	0.18
AZ-8	8.999	1.9984	0.54	0.50	0.18
AZ-9	8.999	1.9991	0.52	0.65	0.18
AZ-10	8.995	1.9976	0.51	0.70	0.18
AZ-11	8.986	1.9969	0.57	0.34	0.18
AZ-12-1	8.994	1.9980	0.59	0.10	0.18
AZ-12-2	8.996	1.9972	0.62	0.00	0.18

nota:  $I_{4/12} = I(004)/I(002)$ .

### Parámetros cristaloquímicos de cloritas

En la tabla 3.47 (a y b) se presentan los valores de los parámetros obtenidos.

TABLA 3.47a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>0</sub> (A)	Fe t	F4/F3	F4/F5
AZ-3	--	--	9.291	2.19	--	--
AZ-4	14.09	3.07	9.298	2.38	2.42	1.74
AZ-5	14.10	3.00	9.285	2.03	2.53	2.56
AZ-6	14.08	3.14	9.302	2.50	2.45	1.83
AZ-8	14.08	3.14	9.290	2.17	2.41	1.67
AZ-9	14.07	3.21	--	--	2.57	1.83
AZ-10	14.11	2.93	9.293	2.25	2.39	1.81
AZ-11	14.08	3.14	9.270	1.62	2.56	1.82
AZ-12-1	--	--	9.289	2.15	--	--

nota:F3=F003; F4=F004; F5=F005.

Se han podido clasificar como términos intermedios entre chamosita y clinocloro, aunque el contenido en Fe es siempre mayor que el contenido en Mg.

TABLA 3.47b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg	Al <sup>IV*</sup>	Al <sup>VI*</sup>	Mg*
AZ-4	1.56	0.99	1.71	1.36	2.55	2.09	1.70	1.37	2.25
AZ-5	2.45	2.45	1.84	1.16	4.90	0.06	1.64	1.36	2.61
AZ-6	1.66	1.10	1.76	1.38	2.76	1.86	1.74	1.40	2.10
AZ-8	1.51	0.80	1.73	1.41	2.31	2.28	1.72	1.42	2.41
AZ-9	1.55	1.10	1.76	1.45	2.65	1.90	--	--	--
AZ-10	1.60	1.05	1.65	1.28	2.65	2.07	1.62	1.31	2.44
AZ-11	1.80	1.10	1.77	1.37	2.90	1.73	1.68	1.46	2.92

\* Datos calculados a partir del valor del eje b<sub>0</sub>.

Hay que señalar que el valor calculado del contenido en Fe a partir de la razón de intensidades es relativamente mayor que el obtenido a partir del valor

del eje  $b_c$ , llegando incluso, en algunas muestras (AZ-5), a presentar diferencias notables. En las tablas figuran ambos datos, con el objeto de compararlos.

### Análisis químicos

Las muestras analizadas por vía húmeda corresponden a la fracción menor de  $20\mu$ .

Se puede destacar que, en general, el contenido en  $Al_2O_3$ , así como el de  $K_2O$  es alto frente al  $MgO$  y  $Na_2O$ , estas tendencias se relacionan correctamente con los altos porcentajes de moscovitas existentes en todas las muestras.

En la tabla 3.48 aparecen los resultados obtenidos para los elementos mayoritarios y la tabla

TABLA 3.48. ANÁLISIS QUÍMICOS. MAYORITARIOS

	AZ-3	AZ-5	AZ-6	AZ-7	AZ-11
$SiO_2$	53.82	57.78	56.33	57.32	55.36
$TiO_2$	0.92	1.05	0.79	0.91	0.48
$Al_2O_3$	22.25	22.86	22.07	22.07	22.68
$Fe_2O_3$	1.65	0.88	1.20	1.22	1.42
$FeO$	5.07	3.80	4.28	4.29	5.07
$MgO$	2.12	1.99	1.97	1.61	2.23
$MnO$	0.08	0.05	0.05	0.04	0.07
$CaO$	1.03	0.30	0.20	0.52	0.69
$Na_2O$	1.70	1.76	1.69	1.37	1.82
$K_2O$	4.57	5.84	5.66	6.43	4.08
$P_2O_5$	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05
$H_2O$	6.04	3.57	5.49	4.59	5.48
Total	99.30	99.93	99.79	100.41	99.44

3.49 refleja los valores de los elementos minoritarios analizados.

TABLA 3.49. **ELEMENTOS MINORITARIOS** (en ppm)

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
AZ-3	525	184	118	49	80	16	166	40	37	140
AZ-5	252	149	111	149	65	21	390	12	48	192
AZ-6	323	122	109	211	80	18	403	34	27	151
AZ-7	222	137	119	150	65	12	332	29	30	139
AZ-11	404	122	125	49	80	21	139	51	35	149

#### SECUENCIA DE DEHESA DEL MARQUES

La formación Dehesa del Marqués, localizada al suroeste de la localidad de Valencia de las Torres, es equivalente a la Formación Azuaga, tanto litológicamente, como desde el punto de vista mineralógico.

La litología, por tanto, esta compuesta por metapelitas y grauvacas, afectadas por un metamorfismo de grado bajo.

La posición estratigráfica, así como la edad de esta formación es la misma que para la formación de Azuaga.

## Mineralogía de la roca íntegra

### Estudio mediante microscopio petrográfico

Las muestras presentan generalmente un grado de alteración considerable. No obstante, las características petrográficas son similares a las de Azuaga I y II, apareciendo en muchas muestras el desarrollo de cristales de cloritas retrometamórficas del mismo carácter que las explicadas en la secuencia de Azuaga I.

### Estudio mediante difracción de rayos X

En la tabla 3.50 se recoge la mineralogía existente en la roca íntegra. Los filosilicatos son la fase más abundante, sus porcentajes varían de 30-50%.

TABLA 3.50. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRA EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
DMV-1	13	39	48	DMV-8	18	38	43
DMV-1-1	11	39	50	DMV-9	12	26	62
DMV-2	9	33	58	DML-1	19	44	37
DMV-3	12	44	44	DML-2	21	41	38
DMV-4	14	30	56	DML-3	20	47	33
DMV-4-1	15	30	55	DML-3-1	16	27	57
DMV-5	16	28	56	DML-4	16	43	41
DMV-6	16	44	39	DML-5	20	43	37
DMV-7	9	42	49	DML-6	18	40	42
DMV-7-1	14	44	42				

Los feldespatos no exceden en ningún caso el 20%. El

cuarzo presenta proporciones constantes en torno al 30-40%.

### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

En la tabla 3.51 se presentan los análisis semicuantitativos de esta fracción. Se observa que la proporción de cuarzo disminuye considerablemente a favor de los filosilicatos. Los feldespatos aumentan su proporción ligeramente.

TABLA 3.51. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$  EN %.

MUESTRA	Fto	Q	Fil	MUESTRA	Fto	Q	Fil
DMV-1	23	17	60	DMV-9	14	15	71
DMV-1-1	16	19	65	DML-1	22	16	62
DMV-2	16	18	66	DML-2	20	12	68
DMV-4	16	21	63	DML-3-1	45	17	38
DMV-4-1	20	21	59	DML-4	27	9	63
DMV-5	22	18	60	DML-5	18	16	66
DMV-8	18	18	64	DML-6	16	11	72

### Mineralogía de filosilicatos

Los minerales encontrados, así como sus proporciones relativas se presentan en la tabla 3.52.

La mica es el mineral más abundante, seguido de la clorita; ambas fases aparecen prácticamente en todas las muestras.

Existen cantidades apreciables de interestratificados clorita-vermiculita, su presencia es casi cons-

tante. La caolinita y esmectita son accidentales.

TABLA 3.52. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS.

MUESTRA	Mic	Cl	Cl-V	V-Cl	Caol	Esm	I-Cl
DMV-1	73	--	--	--	16	--	11
DMV-1-1	65	35	i	--	--	--	--
DMV-2	81	8	i	--	11	i	--
DMV-4	49	51	--	--	--	--	--
DMV-4-1	58	17	--	16	9	--	--
DMV-5	87	6	7	i	--	--	--
DMV-8	71	--	--	8	19	2	--
DMV-9	73	20	i	--	7	i	--
DML-1	75	--	--	18	--	7	--
DML-2	80	i	5	15	--	--	--
DML-3-1	27	37	36	--	--	--	--
DML-4	56	11	--	23	10	--	--
DML-5	74	6	--	16	--	--	--
DML-6	61	23	--	16	--	--	--

### Parámetros cristaloquímicos

#### Parámetros cristaloquímicos de las micas

El valor del eje  $b_0$  refleja que las micas son moscovitas s.s., el grado de fengitización es muy bajo. La razón de intensidades basales  $I(004)/I(002)$  es muy alta lo que indica que la sustitución de Fe por Al es muy baja, e incluso inexistente en algunas ocasiones. El grado de paragonitización que se deduce a partir del espaciado basal  $d(0010)$  es prácticamente nulo.

El índice de cristalinidad, muy alto, corresponde a micas de carácter metamórfico.

En la tabla 3.53 se presentan los resultados obtenidos.

TABLA 3.53. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. MICAS.

Muestra	$b_c$ (Å)	$d_{0010}$ (Å)	I <sub>4</sub> /I <sub>2</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	IC(°2θ)
DMV-1	8.999	1.9978	0.43	1.35	0.18
DMV-1-1	8.998	1.9974	0.50	0.80	0.17
DMV-2	8.998	1.9980	0.43	1.35	0.17
DMV-3	8.999	--	--	--	--
DMV-4	9.002	1.9987	0.42	1.40	0.17
DMV-4-1	8.998	1.9981	0.45	1.20	0.19
DMV-5	8.998	1.9978	0.42	1.40	0.16
DMV-6	8.998	--	--	--	--
DMV-7	9.003	--	--	--	--
DMV-7-1	9.002	--	--	--	--
DMV-8	9.001	1.9984	0.45	1.20	0.17
DMV-9	9.003	1.9978	0.43	1.35	0.17
DML-1	9.006	1.9968	0.46	1.10	0.17
DML-2	8.992	1.9974	0.46	1.10	0.18
DML-3	8.986	--	--	--	--
DML-3-1	8.994	1.9999	0.44	1.28	0.25
DML-4	8.984	1.9936	0.62	0.00	0.32
DML-5	8.987	1.9920	0.63	0.00	0.20
DML-6	8.984	1.9900	0.58	0.25	0.18

nota: I<sub>4</sub>/I<sub>2</sub>= I(004)/I(002).

#### Parámetros cristaloquímicos de las cloritas

En muy pocas muestras se han podido calcular estos parámetros debido, fundamentalmente, al estado de alteración de la roca que condiciona la calidad de los picos de las reflexiones a estudiar en el difractograma.

En la tabla 3.54 (a y b) se muestran los valores que se han podido calcular.



TABLA 3.54a. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS.

Muestra	d001(A)	Al t	b <sub>c</sub> (A)	Fe t	F4/F3	F4/F5
DMV-1	--	--	9.336	3.40	--	--
DMV-1-1	14.10	3.00	9.302	2.50	2.34	1.81
DMV-4	14.08	3.14	9.265	1.49	2.30	1.80
DMV-4-1	--	--	9.287	2.07	--	--
DMV-5	14.06	3.29	--	--	2.59	1.96
DMV-9	14.08	3.14	9.282	1.95	2.34	1.77
			9.304	2.53		
DML-3-1	--	--	9.281	1.91	--	--
DML-6	14.08	3.14	9.292	2.22	2.54	2.42

nota: F3=F003; F4=F004; F5=F005.

Las cloritas se clasifican como términos intermedios entre chamosita y clinocloro, presentando siempre mayor contenido en Fe que en Mg.

Los valores del contenido en Fe calculados a partir de la relación de intensidades de las reflexiones basales es superior a los obtenidos a partir del parámetro b<sub>c</sub>, existiendo un caso extremo, donde estos dos valores de Fe son totalmente dispares. (muestra DML-6). Estos datos se señalan en la tabla 3.54 b.

TABLA 3.54b. FORMULA DE LA CLORITA

Muestra	Fe oct	Fe int	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe t	Mg	Al <sup>IV</sup> *	Al <sup>VI</sup> *	Mg*
DMV-1-1	1.55	1.05	1.69	1.31	2.60	2.09	1.67	1.33	2.17
DMV-4	1.51	1.02	1.75	1.39	2.53	2.08	1.67	1.47	3.04
DMV-5	2.02	1.40	1.88	1.41	3.42	1.17	--	--	--
DMV-9	1.52	1.00	1.75	1.39	2.52	2.09	1.71	1.43	2.62
DML-6	2.40	2.20	1.89	1.25	4.60	0.15	1.72	1.42	2.36

\* Datos calculados a partir del valor del eje b<sub>c</sub>.

## Análisis químicos

En la tabla 3.55 se muestran los análisis químicos correspondientes a la fracción menor de 20 $\mu$ .

TABLA 3.55. ANALISIS QUIMICOS. MAYORITARIOS

	DMV-1	DMV-4	DMV-4-1	DMV-9	DML-3-1	DML-4
SiO <sub>2</sub>	52.26	59.79	57.47	54.26	59.85	54.00
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.43	0.43	0.52	1.05	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.61	21.07	20.98	23.18	18.23	23.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.27	1.04	1.85	1.42	0.97	0.95
FeO	5.87	6.22	4.63	4.77	5.97	6.33
MgO	2.20	2.85	2.32	2.24	2.16	2.19
MnO	0.04	0.09	0.08	0.08	0.10	0.07
CaO	0.31	0.28	0.52	0.31	1.41	0.75
Na <sub>2</sub> O	1.46	1.47	1.70	1.23	5.05	2.14
K <sub>2</sub> O	5.75	4.23	3.99	5.44	1.63	4.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.08	0.06	0.10	0.06
H <sub>2</sub> O	6.33	3.98	5.47	5.80	3.51	5.05
Total	99.88	99.52	99.53	99.30	100.02	99.71

Se observan unos valores relativamente elevados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO y K<sub>2</sub>O frente a los bajos contenidos en MgO, Na<sub>2</sub>O y CaO.

Existen unos datos anómalos correspondientes a la muestra DML-3-1 con menos contenido en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O, y mayor contenido en Na<sub>2</sub>O. Esto es ser debido a que el porcentaje en feldespatos en esta muestra es muy elevado, alrededor del 45%.

Los datos de los elementos minoritarios analizados se expresan en la tabla 3.56.

TABLA 3.56. ELEMENTOS MINORITARIOS

Muestra	Mn	Ni	Co	Pb	Cr	Cu	Zn	Sr	Li	Rb
DML-4	359	144	115	32	78	14	91	50	33	124
DML-3-1	553	144	100	48	63	62	143	202	26	43
DMV-1	508	140	127	31	76	16	165	16	20	151
DMV-4	493	171	118	49	64	33	153	11	39	153
DMV-9	367	172	126	16	64	28	133	23	23	168
DMV-4-1	464	161	119	50	65	24	141	52	29	119

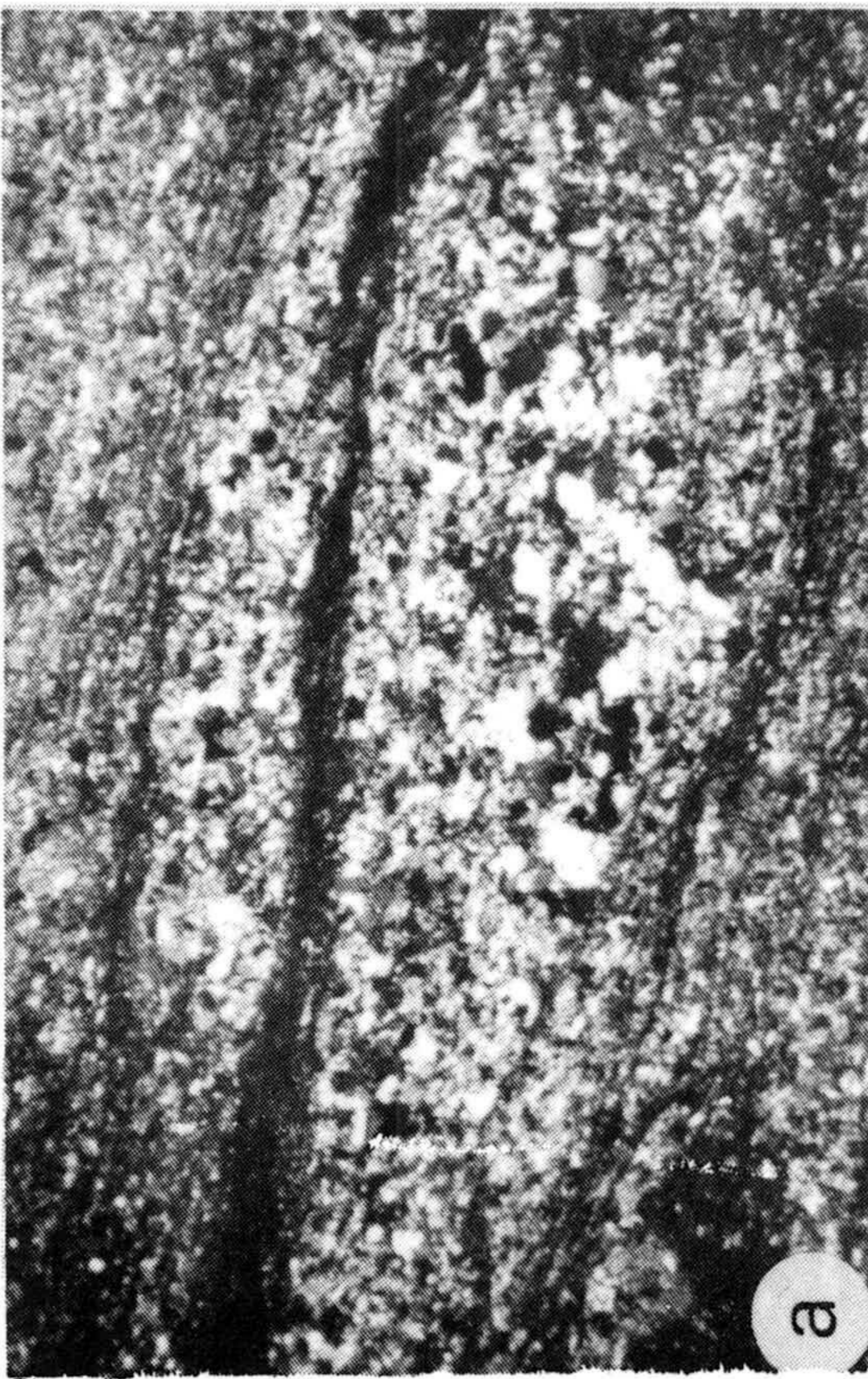
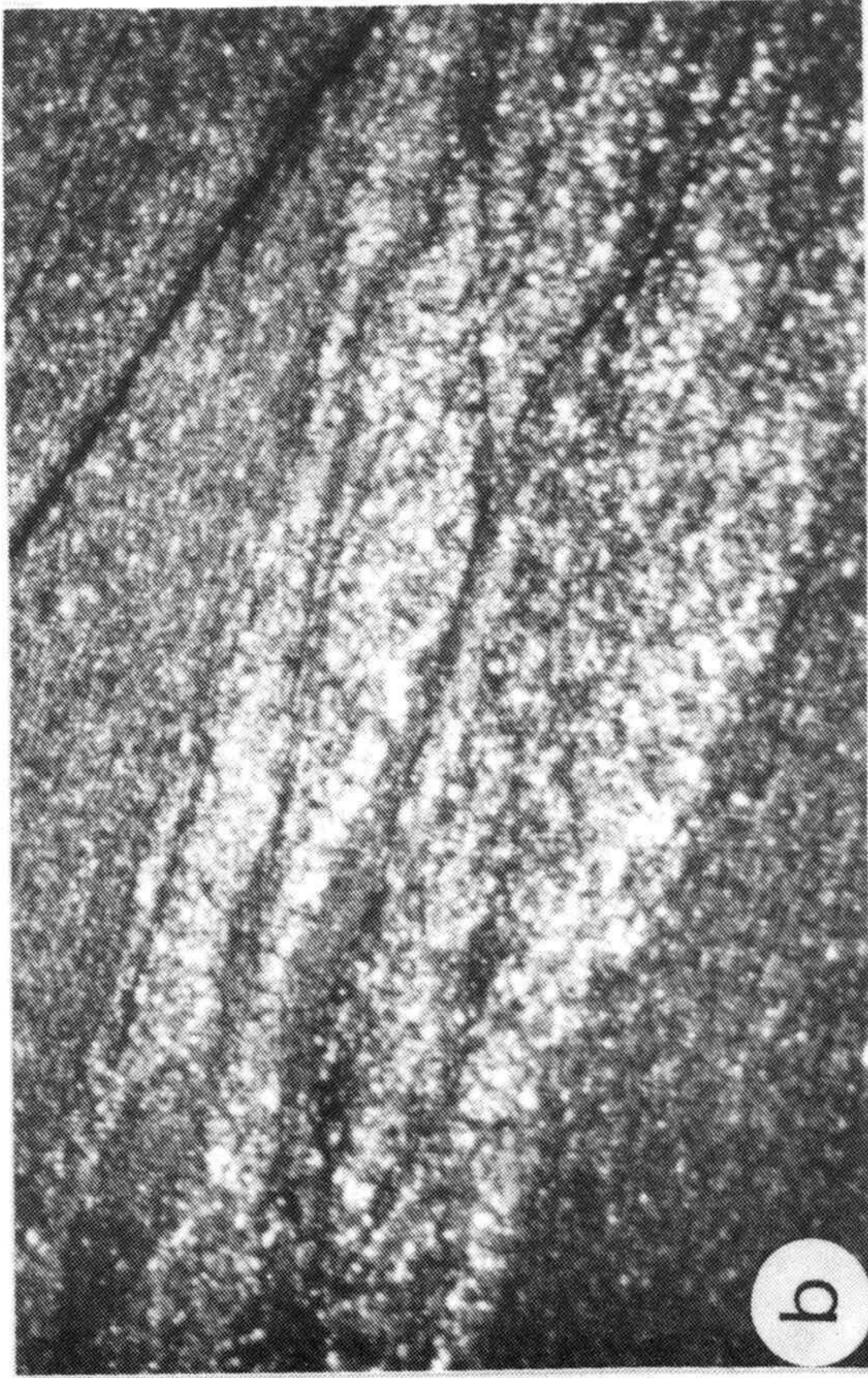
## RESUMEN DE LA FORMACION AZUAGA

### Mineralogía de la roca íntegra

Las rocas predominantes en esta formación son metapelitas y metagrauvas, presentando una gran uniformidad. La diferencia entre un tipo de rocas y otras reside exclusivamente en el tamaño de grano, ligeramente mayor para las grauvas. En la lámina III se aprecian diferentes características litológicas de la formación.

La mineralogía mayoritaria está compuesta por filosilicatos, cuarzo y feldespatos. En la figura 3.14 se representa un diagrama triangular de estas fases mineralógicas, en el que se observa una considerable uniformidad mineralógica para todas las muestras. Los filosilicatos son los minerales más abundantes, se encuentran en porcentajes que varían entre 40 y 60%. El cuarzo oscila entre 30 y 50%, mientras que los feldes-

L. III



### LAMINA III

Diferentes litologías de la Formación Azuaga.

a: Detalle de una acumulación de granos de cuarzo en una pizarra. Muestra A-3. (2.5 x).

b: Aspecto general de una pizarra. Se observan pasadas areníticas sobre la pizarra de grano más fino. Muestra A-8-1. (1 x). Nicoles cruzados.

c: Cloritas de retrometamorfismo. Muestra A-10-3. (2.5 x) Nicoles cruzados.

d: Cloritas de retrometamorfismo. Muestra DML-5. (2.5 x). Nicoles cruzados.

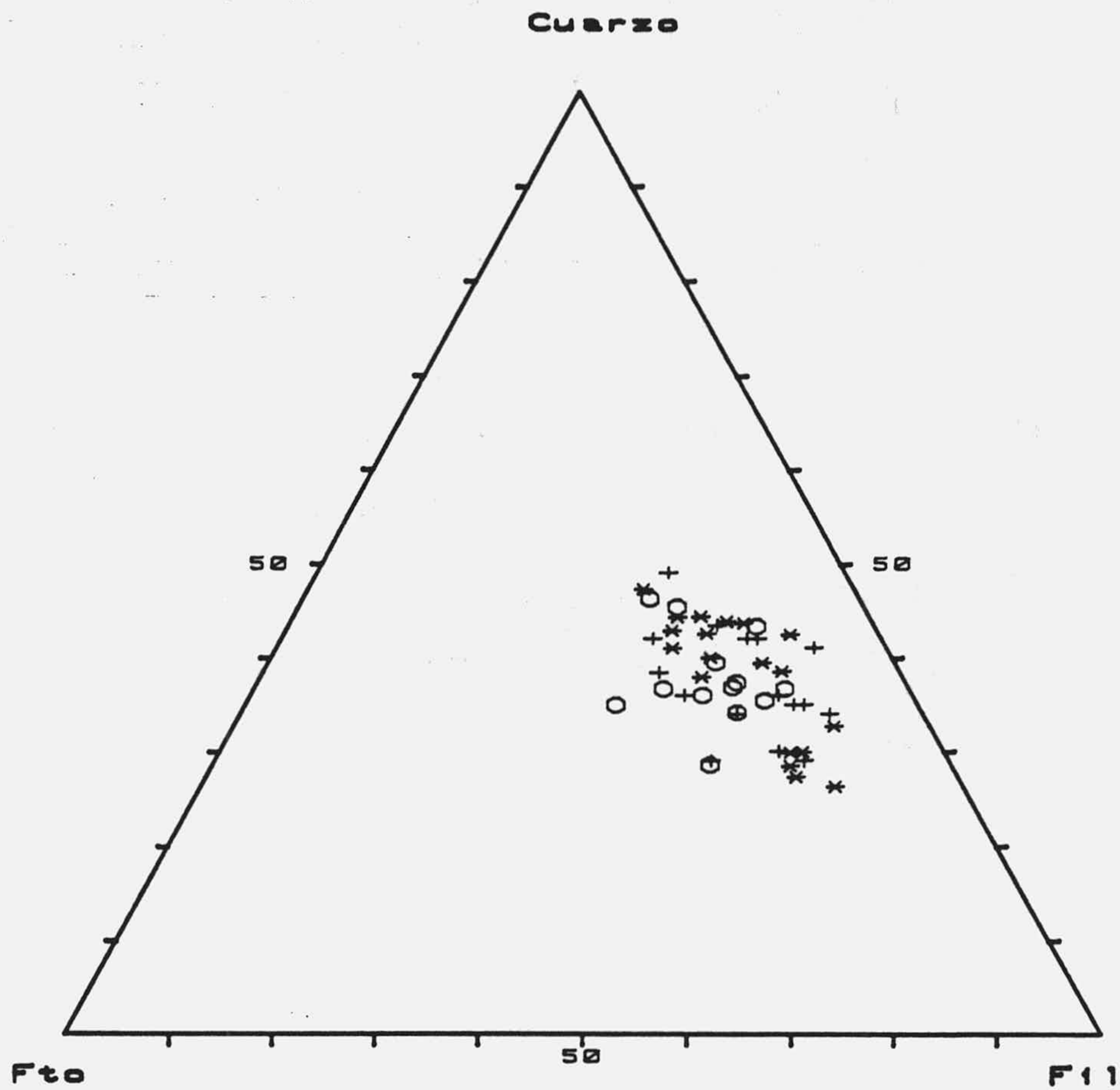


Fig. 3.14. Mineralogía de la roca íntegra. Formación Azuaga. + Azuaga I; O Azuaga II; \* Dehesa del Marqués.

patos son los que presentan valores más bajos, entre 10 y 20%.

#### Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$

Es similar a la mineralogía de la roca íntegra. Cabe destacar el aumento en la proporción de los filosilicatos, con la consiguiente disminución del contenido en cuarzo. Los feldespatos mantienen su proporción o aumentan ligeramente.

## Mineralogía de filosilicatos

En la figura 3.15 se presenta un diagrama triangular en cuyos vértices se sitúan clorita-mica, caolinita+esmectita+interestratificados. En el se observa que la mica está siempre en proporciones superiores al 50%. La clorita muestra una mayor dispersión de valores, pero siempre es inferior al 50%. Se puede destacar una relación directa entre clorita y el resto de los filosilicatos (exceptuando la mica) de tal forma

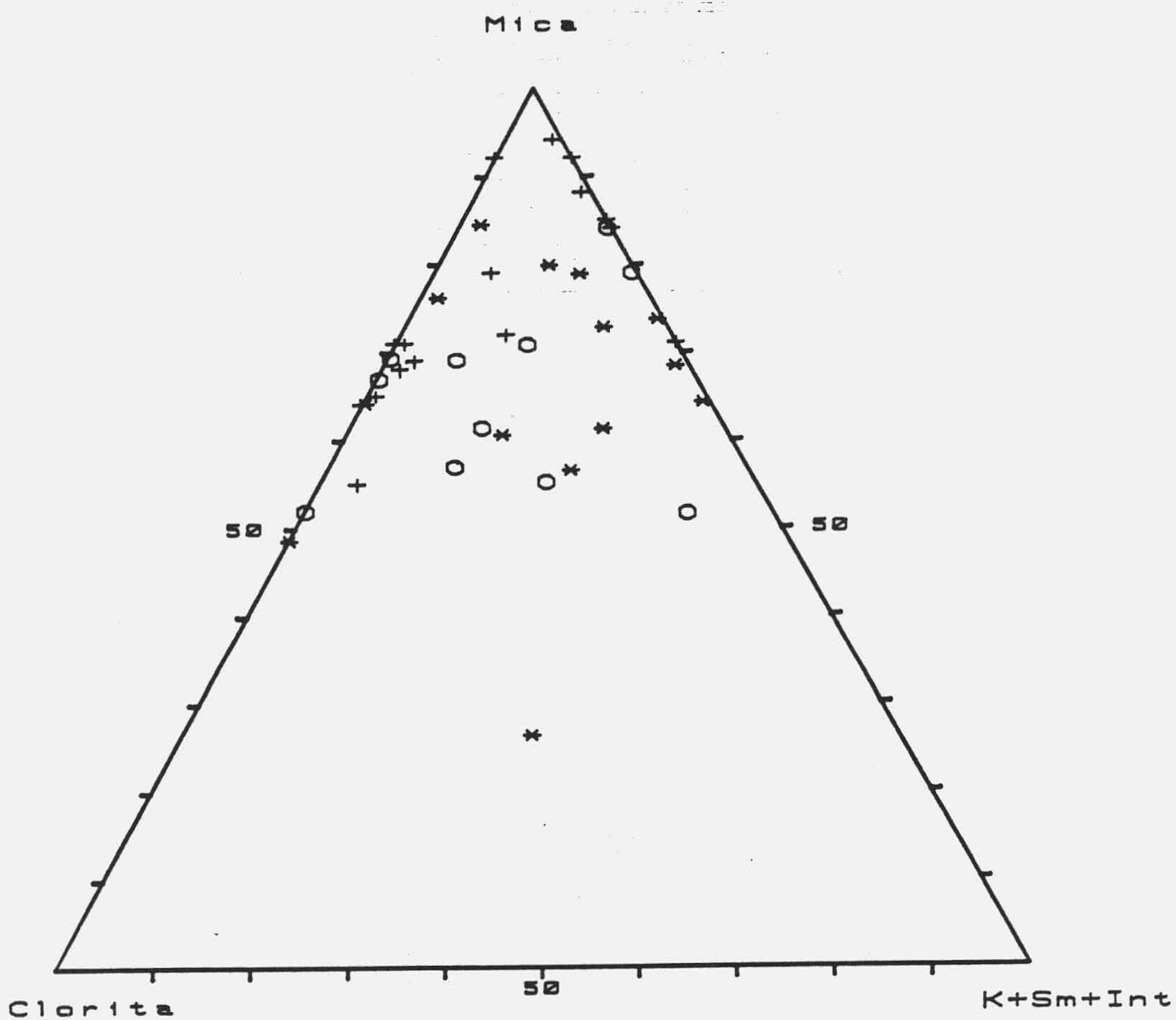


Fig. 3.15. Mineralogía de filosilicatos. Formación Azuaga. Símbolos igual que la figura 3.14.

que disminuye aquella cuando la proporción de caolinita+esmectita+interestratificados aumenta.

### **Parámetros cristaloquímicos de las micas**

Las micas son claramente moscovitas s.l. en general, con un valor del eje  $b_c$  más frecuente entre 8.99 Å y 9.01 Å, lo que indica que el grado de fengitización es prácticamente nulo.

El espaciado basal  $d(0010)$ , cuyos valores más frecuentes están comprendidos entre 1.996-2.00 Å, indican que no existe paragonitización.

La sustitución de Fe por Al en la capa octaédrica, deducida a partir de la relación de intensidades de las reflexiones basales  $I(004)/I(002)$ , es muy baja, llegando en algunos casos a no existir.

En la figura 3.16, que representa la relación de las intensidades de las reflexiones basales  $I(004)-I(002)-I(0010)$ , muestra la tendencia moscovítica de las micas. Dentro de esta tendencia moscovítica general, las muestras correspondientes a la secuencia de Azuaga II son las que la presentan más acusada mientras que la secuencia de Azuaga I presentan ya un ligero carácter fengítico. este hecho se podría



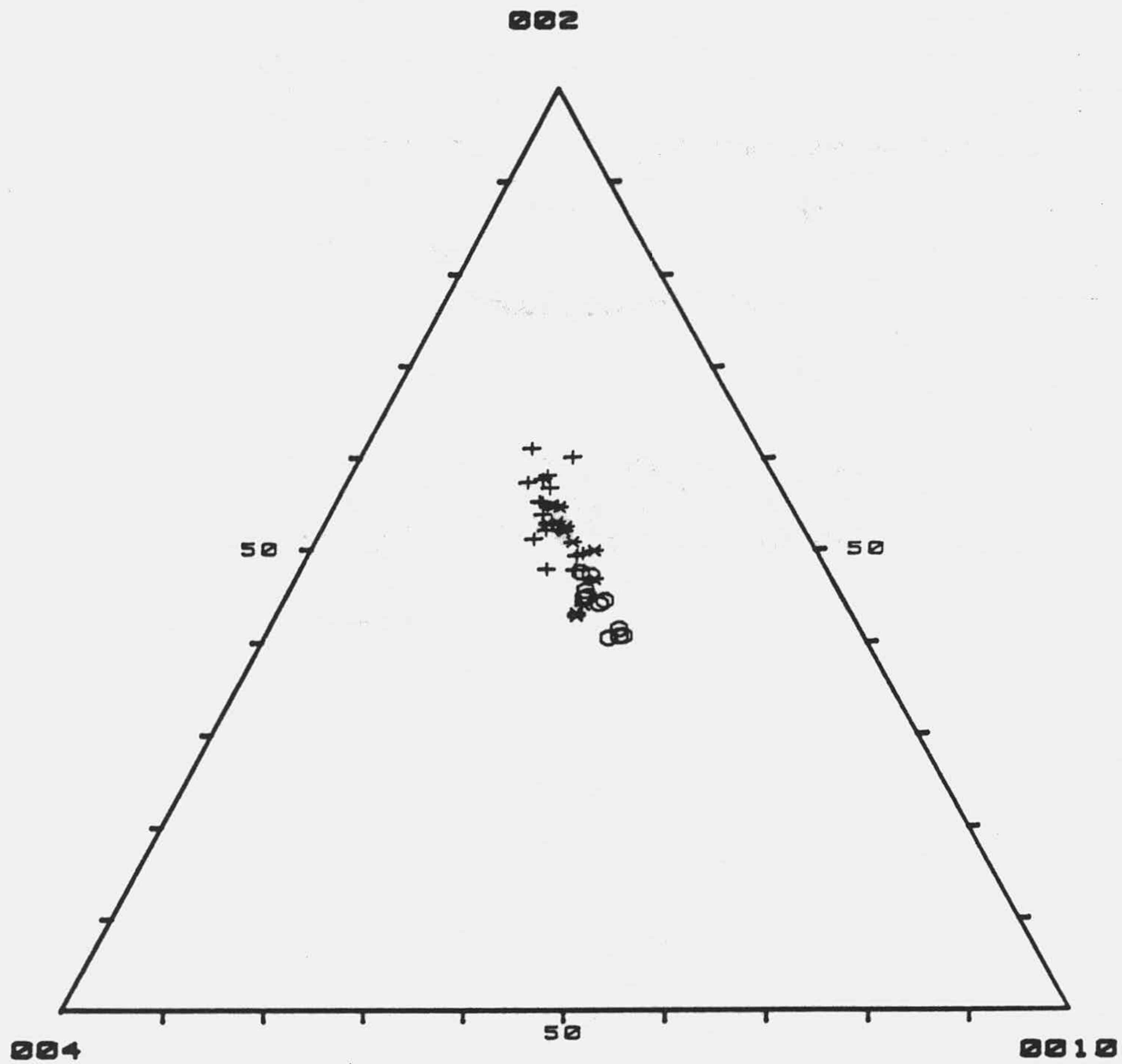


Fig. 3.16. Diagrama de REY y KUBLER de las micas. Formación Azuaga.  
 Símbolos igual a la figura 3.14.

correlacionar con la proximidad en la faja milonítica; cuanto mayor es esta proximidad, mayor es el carácter moscovítico de las micas.

El índice de cristalinidad es alto y muy homogéneo, como corresponde a las micas de origen metamórfico.

#### **Parámetros cristaloquímicos de las cloritas**

Los datos obtenidos indican que las cloritas son

de carácter trioctaédrico, con un contenido en Fe bastante alto, en todos los casos mayor que el contenido en Mg, pudiéndose clasificar, por tanto, como términos intermedios entre chamosita y clinocloro, o bien como chamositas magnéticas.

En todos los casos, el contenido en Fe obtenido a partir de las relación de intensidades es mayor que el obtenido a partir del eje  $b_0$ , llegando en algunas muestras a presentar valores dispares. La consecuencia de estas divergencias se discutirá en el capítulo siguiente.

En la figura 3.17a, se muestra el diagrama triangular Mg-Fe-Al con los datos de Fe calculados a partir de la relación de intensidades y en el cual se aprecia que el campo ocupado por las cloritas se sitúa entre la zona metamórfica y la diagenética (VELDE et al. 1979), mientras que en la figura 3.17b, el diagrama se ha realizado con los valores del Fe obtenido a partir del eje  $b_0$ , y se observa que en este caso, las cloritas se sitúan en el campo de las cloritas metamórficas.

#### **Análisis químico de la fracción inferior a 20 $\mu$**

En la figura 3.18 a y b se presentan diagramas triangulares de MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y de CaO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O,

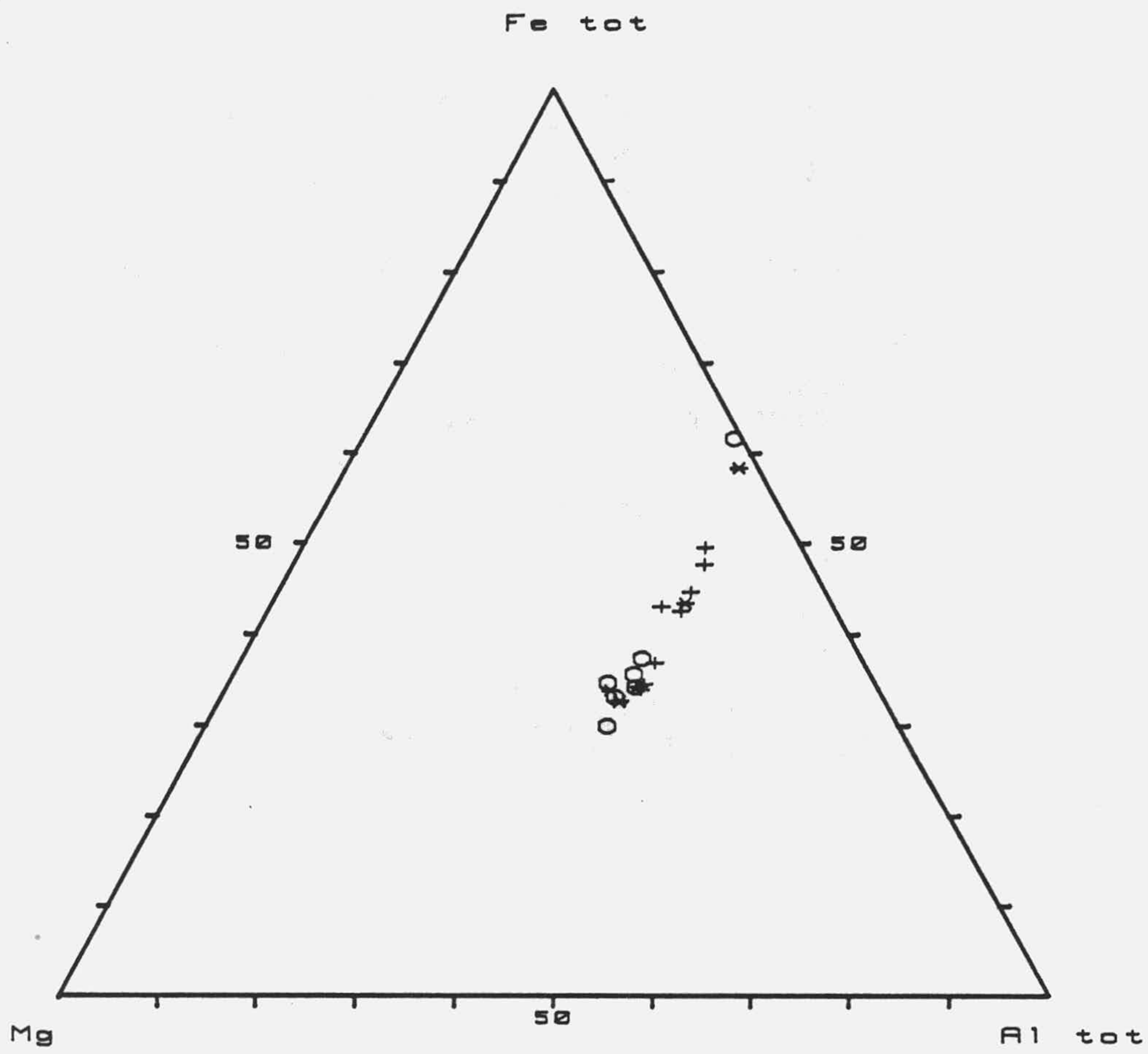


Fig. 3.17a. Composición química de las cloritas retrometamórficas. Formación Azuaga. Símbolos igual a la figura 3.14.

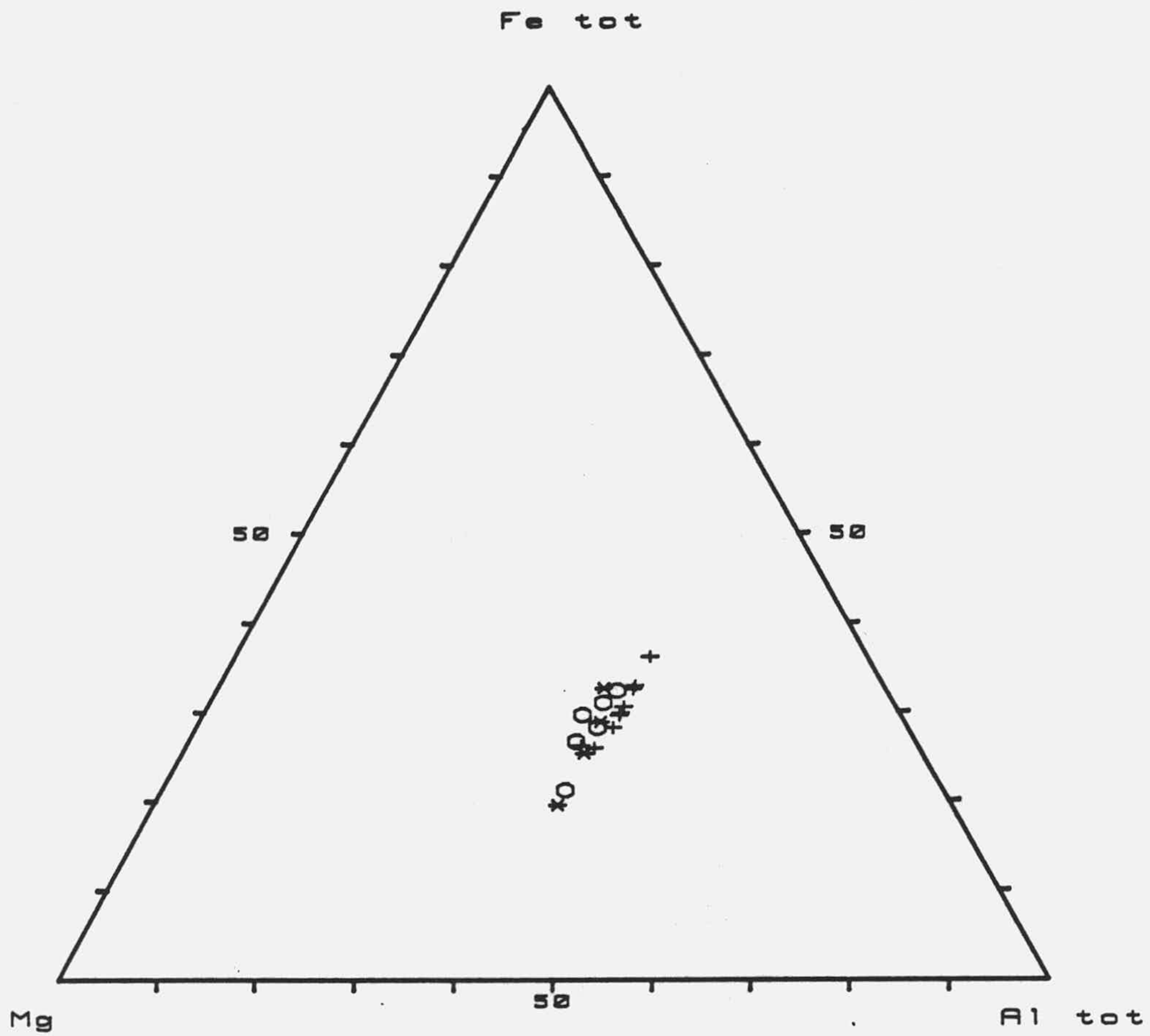


Fig. 3.17b. Composición química de las cloritas metamórficas de la Formación Azuaga. Símbolos igual que la figura 3.14.

en los que se observa que el contenido en Al y en Fe es alto con respecto al Mg. En cuanto a los cationes alcalinos, el K es el que presenta un contenido mayor.

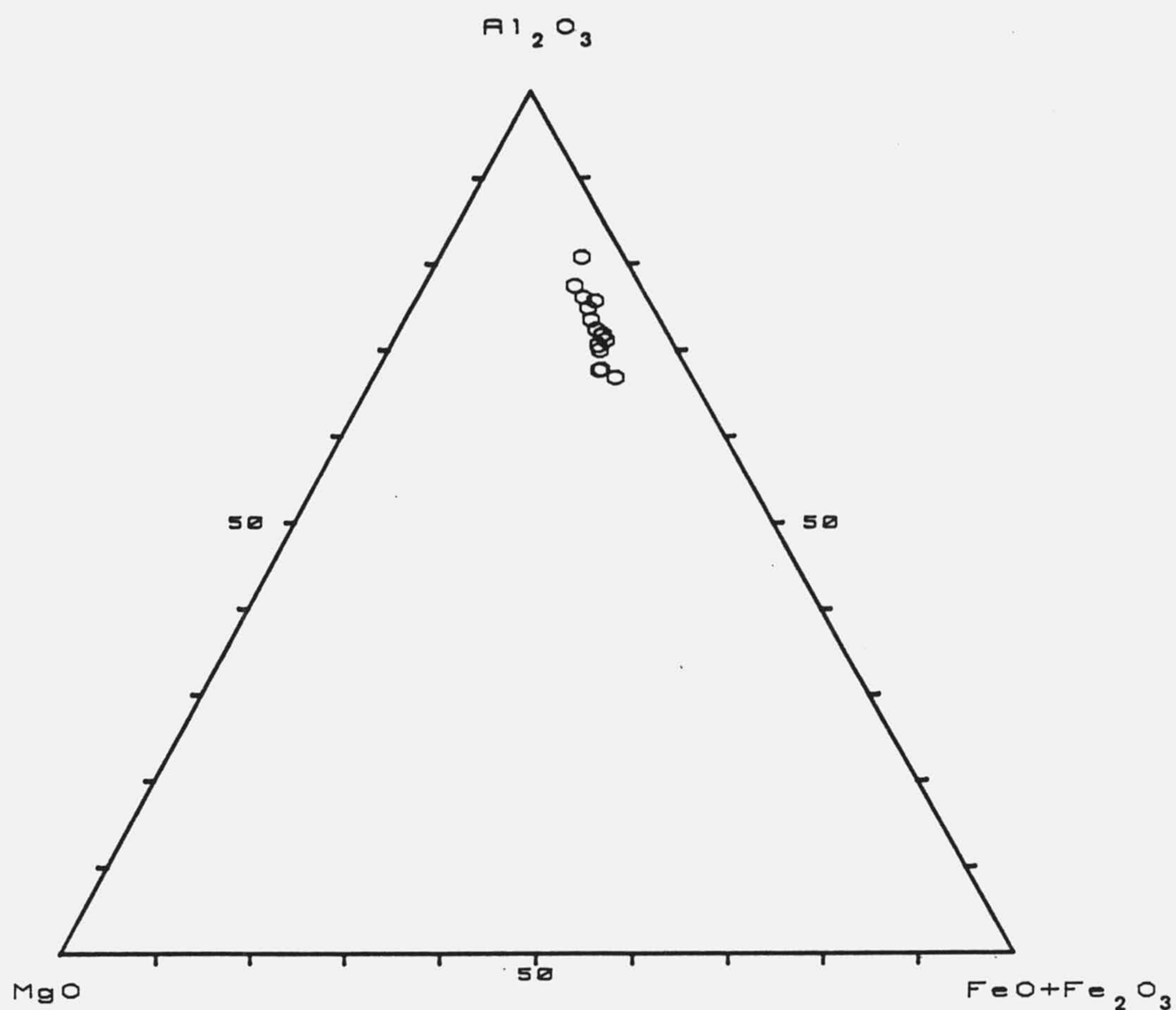


Fig. 3.18a. Composición química de la fracción de tamaño inferior a 20 .  
Formación Azuaga.

Estos datos se correlacionan muy estrechamente con elevados contenidos en filosilicatos de la Formación Azuaga y, sobre todo, con el carácter moscovítico de las micas.

Como se puede observar, existe una muestra (DML-3-

1) cuyo contenido en  $\text{Na}_2\text{O}$  es muy alto desviándose claramente de los valores medios para este elemento. Este hecho está relacionado directamente con la mayor proporción de feldespatos que presenta esta muestra y con el contenido en mica que es bastante más bajo que en el resto de las muestras pertenecientes a esta formación.

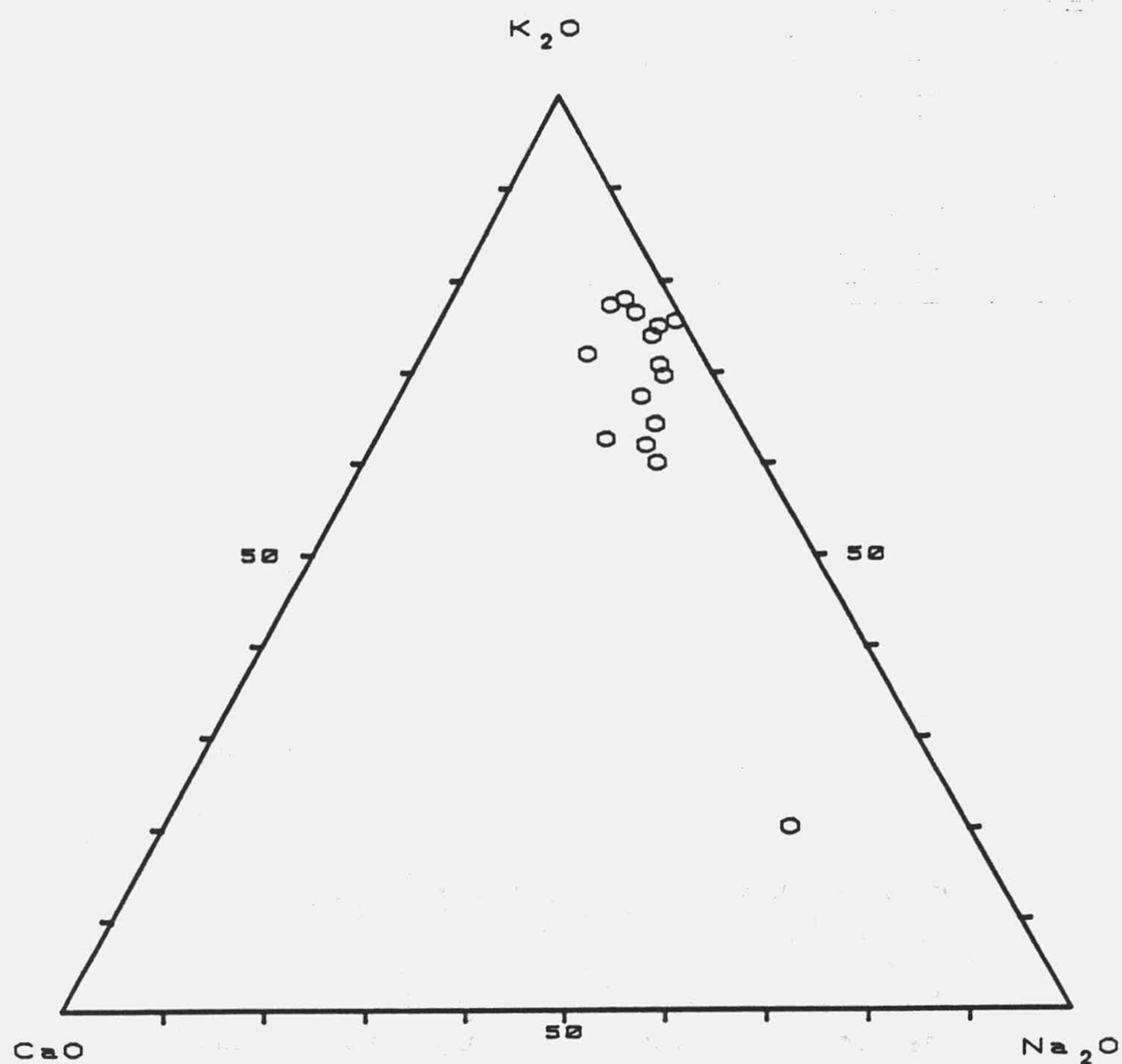


Fig. 3.18b. Contenido en elementos alcalinos y alcalinoterreos de la Formación Azuaga.

**CAPITULO IV. DISCUSION**

## GEOQUIMICA

Se sitúa este apartado en primer lugar, porque la composición química de la roca será "en buena lógica" la que condicione la composición mineralógica y también la composición química que presente cada fase mineral.

En la tabla 4.1 se presentan los valores medios de los análisis químicos de cada formación. Se incluyen también las desviaciones standard.

TABLA 4.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS. VALORES MEDIOS.

	SN		EG		FA	
	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$
SiO <sub>2</sub>	59.84	3.87	59.17	4.20	56.32	2.04
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.18	0.97	0.70	0.69	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.14	1.85	19.26	1.86	21.96	1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	0.34	1.65	0.80	1.23	0.29
FeO	4.83	1.10	4.73	0.78	5.01	0.93
MgO	3.29	1.05	2.64	0.56	2.15	0.39
MnO	0.06	0.03	0.12	0.03	0.07	0.02
CaO	1.11	0.72	0.39	0.30	0.54	0.34
Na <sub>2</sub> O	3.33	1.14	2.08	0.51	1.85	0.90
K <sub>2</sub> O	2.89	1.35	3.70	1.19	4.79	1.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.05	0.12	0.04	0.07	0.02
H <sub>2</sub> O	4.08	1.43	4.92	0.85	4.99	0.88

En la figura 4.1. se representan gráficamente las variaciones de los contenidos en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Se observa que las muestras correspondientes a la Formación Azuaga y a la Serie Negra se sitúan en

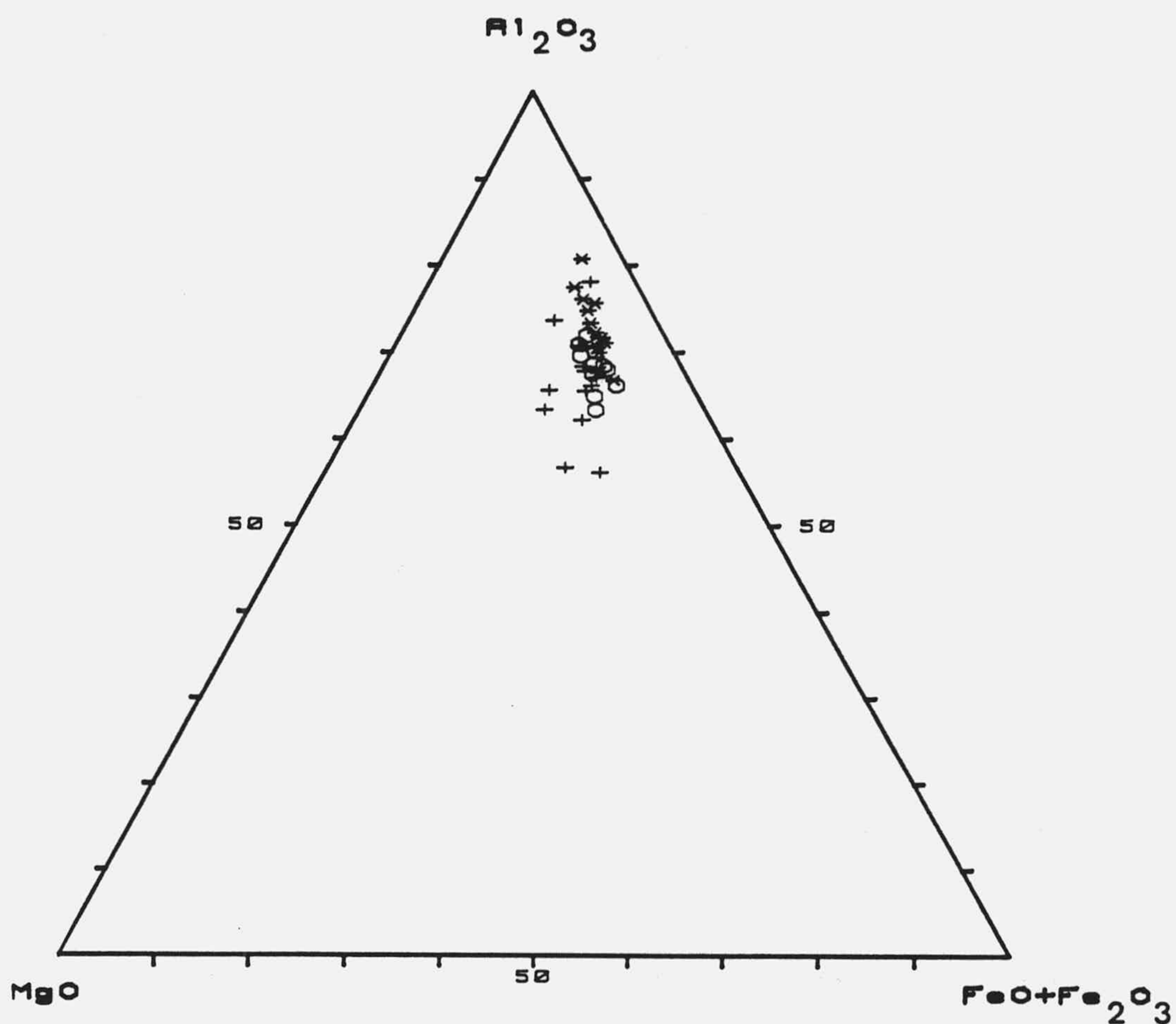


Fig. 4.1. Elementos mayoritarios. + Serie Negra; O Esquisto Grauváquico, \* Formación Azuaga.

campos claramente diferenciados. Las muestras del Complejo Esquisto Grauváquico, que presentan una dispersión muy reducida, quedan englobadas en el espacio composicional de la Serie Negra. Además, se puede subrayar como en la Formación Azuaga el contenido en MgO es constante y relativamente bajo; y también que la relación entre MgO y FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> es similar en el Esquisto Grauváquico y en la Serie Negra.

En la figura 4.2. se representan los contenidos en elementos alcalinos y alcalino-térreos. Refleja la



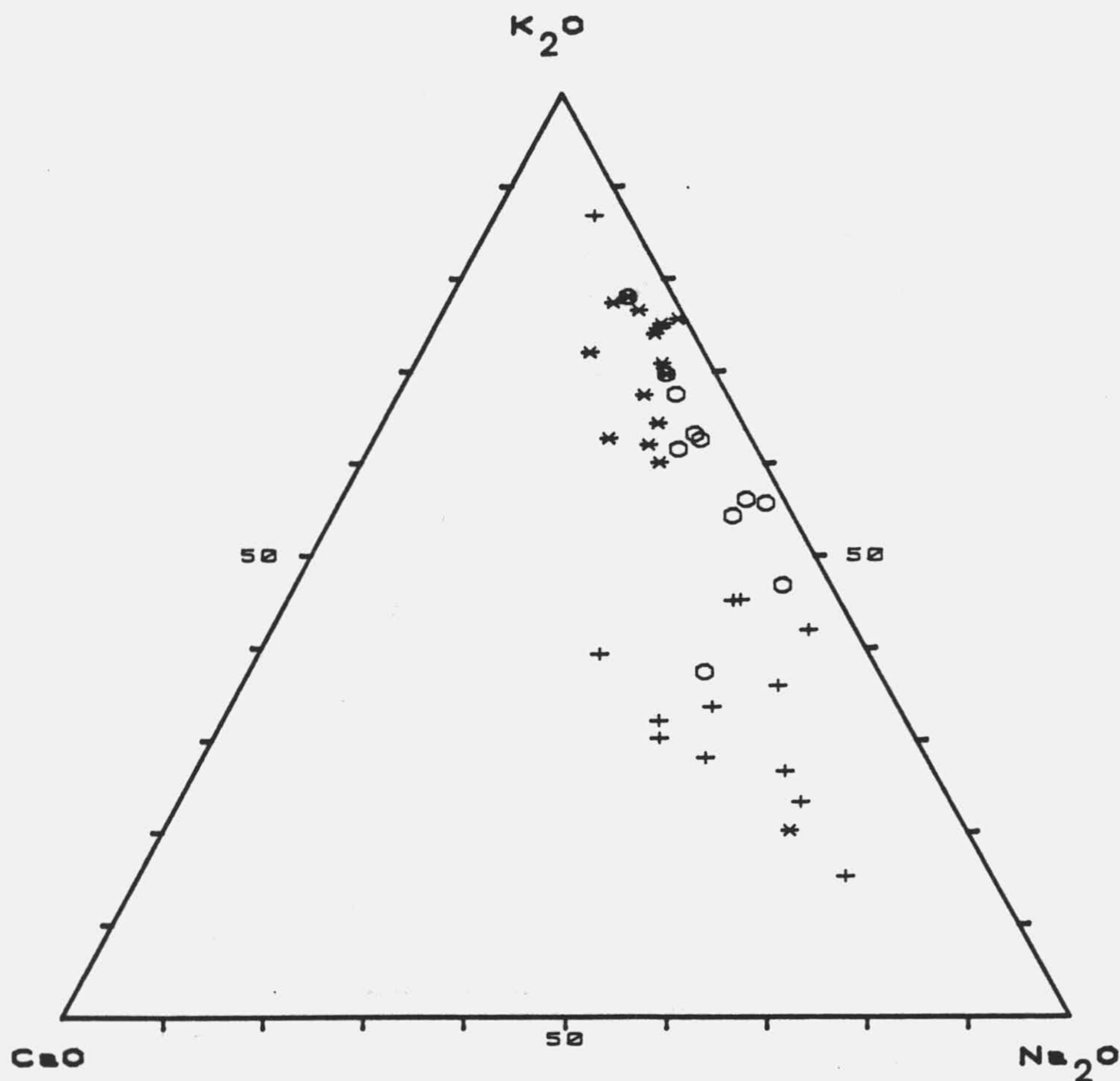


Fig. 4.2. Proporciones relativas de elementos alcalinotérreos.  
 Símbolos igual a la figura 1.

existencia de tres poblaciones de puntos muy bien delimitadas, correspondiendo a cada una de las tres formaciones. Pueden relacionarse los mayores contenidos en  $K_2O$  asociados a los menores de  $Na_2O$  de la Formación Azuaga con el carácter mayoritariamente moscovítico de sus micas. En la Serie Negra, sin embargo, ocurre lo contrario; el  $Na_2O$  y  $CaO$  son más abundantes, hecho que es perfectamente correlacionable con la mayor proporción de plagioclasas en esta formación.

En general, el contenido en  $CaO$  es muy bajo. El

$Al_2O_3$  y  $K_2O$  aumentan en el sentido Serie Negra-Esquisto Grauváquico-Formación Azuaga, lo que se correlaciona estrechamente con la disminución de  $MgO$  y  $Na_2O$  en el mismo sentido.

Los mayores porcentajes de Al y K aparecen en la Formación Azuaga. Ello sugiere que muy posiblemente los sedimentos originales depositados en esta cuenca serían los de mayor influencia continental, es decir, los de carácter detrítico más acusado.

Los contenidos en Mg, Na y Ca más elevados son los de la Serie Negra. Este comportamiento podría implicar para los sedimentos de esta cuenca, una clara influencia marina. Posiblemente los materiales originales se depositaron en una cuenca más abierta y pelágica que en el caso de la Formación Azuaga.

El Complejo Esquisto Grauváquico presenta un comportamiento intermedio al de las otras dos formaciones, aunque es mayor la similitud mineralógica y geoquímica, con la Formación Azuaga, por lo que podría atribuirsele un medio de depósito semejante. Si es así, el Complejo Esquisto Grauváquico correspondería a una facies más distal, mientras que la Formación Azuaga se depositaría en facies más proximal.

En la tabla 4.2 se recogen las correlaciones calculadas entre los distintos elementos que presentan un coeficiente de correlación superior a 0.5, es decir, aquellos que tienen un nivel de significación superior al 99.9%.

Se pueden destacar las siguientes parejas:  $Al_2O_3$ - $K_2O$  ( $r=0.78$ ),  $CaO$ - $Sr$  ( $r=0.72$ ),  $Na_2O$ - $Sr$  ( $r=0.76$ ),  $K_2O$ - $Rb$  ( $r=0.82$ ), puesto que están relacionadas con las fases minerales más importantes, es decir, los filosilicatos y los feldespatos.

TABLA 4.2. COEFICIENTES DE CORRELACION

	$Al_2O_3$	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$	Co	Rb	Sr	Li	Pb
$Al_2O_3$										
MgO										
CaO										
$Na_2O$	-0.55		0.68							
$K_2O$	0.78			-0.55						
Co	0.86	-0.54		-0.53	0.70					
Rb	0.84				0.82	0.86				
Sr			0.72	0.76	-0.51					
Li				-0.52		0.52				
Pb					0.56		0.56			
Zn										0.77

En la tabla 4.3 se pueden observar los valores medios así como sus desviaciones standard de los elementos minoritarios correspondientes a cada formación.

El **Mn** es un elemento que suele ir asociado al Fe y Mg en los silicatos (en los filosilicatos suele estar

presente en la biotita y la clorita). También puede ir ligado a la materia orgánica. Es de carácter litofilo y de una movilidad intermedia baja.

TABLA 4.3. ELEMENTOS MINORITARIOS

Secuencia	Mn		Ni		Co		Pb		Cr	
	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$
SN	340	165	136	21	88	11	30	18	65	14
EG	265	161	146	19	94	9	44	15	83	14
FA	390	122	152	18	121	9	79	55	80	17

Secuencia	Cu		Zn		Sr		Li		Rb	
	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$
SN	35	28	145	70	56	34	12	5	51	23
EG	39	18	167	45	28	13	29	7	88	13
FA	21	13	209	95	40	46	32	7	142	32

Los contenidos medios dados por WEDEPHOL (1974-1978) y por ROSE et al. (1979) oscilan entre 600 y 850 ppm, en micaesquistos y pizarras respectivamente.

Los contenidos hallados para este elemento en las muestras analizadas varían entre 265 y 390 ppm, los cuales son más bajos que los valores dados en la bibliografía.

WEDEPHOL indica que en las pizarras en las que existe abundante materia orgánica, el contenido en Mn es menor, debido a que en medio reductor este elemento

se moviliza. Este comportamiento explicaría los contenidos relativamente bajos que presentan las rocas de estas tres formaciones. Por otro lado, no se han encontrado correlaciones significativas del Mn con el resto de los elementos analizados.

El **Ni**, **Co** y **Cr** son elementos que están asociados estrechamente entre si. Los contenidos más altos de estos elementos se encuentran en rocas máficas, mientras que en pizarras y en rocas ácidas, las proporciones son muy bajas. Van asociados a minerales ricos en Fe, Mg y Mn. En los filosilicatos están presentes principalmente en la biotita y en la clorita.

Los tres elementos presentan una movilidad baja.

El Ni es siderófilo. Los contenidos medios en rocas máficas se sitúan en 130 ppm, mientras que en pizarras el valor medio para este elemento es de aproximadamente 70 ppm.

El Co es siderófilo. Los contenidos medios para rocas ultramáficas es de 110 ppm y para las pizarras es de 19 ppm.

El Cr es litófilo. Sus proporciones medias son de 90 ppm en pizarras y de 170 ppm en rocas máficas. El contenido en Cr es mayor en las rocas metamórficas

cuanto más antiguas son. Se han citado valores de 144 ppm en los esquistos Precámbricos de Finlandia y de 100 ppm en pelitas de edad Precámbrica-Cámbrica.

En las muestras analizadas el Ni y el Co presentan proporciones muy superiores a la media que corresponde a las pizarras. Sus contenidos son más bien equivalentes a los de las rocas máficas, lo que nos hace suponer que las tres formaciones hayan tenido una influencia de componentes máficos, sobre todo en la Serie Negra, hipótesis que se potencia si se tiene en cuenta que existen manifestaciones volcánicas básicas en esta zona. Sin embargo, los contenidos en Cr son similares a los valores medios dados en la bibliografía.

Los coeficientes de correlación encontrados para estos tres elementos son las siguientes: Co-Ni:  $r=0.38$ ; Co-Cr:  $r=0.45$ ; Ni-Cr:  $r=0.44$ . Su nivel de significación es de aproximadamente un 99%.

**Pb, Zn y Cu.** Los tres elementos son calcófilos y se presentan asociados entre sí. La movilidad es moderadamente alta para el Zn, intermedia para el Cu y baja para el Pb. Pueden aparecer asociados a Fe y Mg en minerales tales como biotita, fengita, ilita, moscovita, o bien reemplazando al K en los feldespatos.

Los contenidos medios en pizarras oscilan entre 20 y 30 ppm para el Pb; 20 y 40 ppm para el Cu y 65 y 100 ppm para el Zn. El alto contenido respecto a estos valores medios para pizarras y esquistos de Pb y Zn en nuestras muestras, revela la posible existencia de mineralizaciones de estos elementos, sobre todo en las zonas correspondientes a la Formación Azuaga. La correlación calculada para el Pb-Zn en las tres formaciones es igual a  $r=0.77$  con un nivel de significación al 99.99%. Sin embargo, el Cu presenta valores más bajos que los dados en la bibliografía para este tipo de rocas y sus coeficientes de correlación con el Pb y Zn además de no ser significativas son de razón negativa.

**Li y Rb.** Ambos son elementos litófilos, con una movilidad entre baja a intermedia. El Li está reemplazando, principalmente, al Fe y Mg, sobre todo en las micas, mientras que el Rb va asociado al K y se encuentra en las micas y en los feldespatos.

Los contenidos medios en rocas metamórficas oscilan entre 45 y 70 ppm en el caso del Li y 140-150 ppm para el Rb (WEDEPHOL, 1974-78; ROSE et al. 1979). En las rocas estudiadas en esta memoria, los valores encontrados son más bajos que la media dada excepto en el caso de la Formación Azuaga cuyos contenidos son equivalentes a los dados en la bibliografía. Esta distribución se correlaciona con la proporción de K, que

presenta la Serie Negra y el Esquisto Grauváquico por una parte y el que contienen las rocas de la Formación Azuaga, el cual es bastante en este último caso. Por otra parte la correlación encontrada entre estos dos elementos es buena. El coeficiente de correlación  $r=0.65$ , tiene un nivel de significación superior al 99.9%. El Rb, además, se correlaciona estrechamente con el  $K_2O$ , con una  $r=0.82$ .

**El Sr.** Es un elemento litófilo que se asocia estrechamente con el Ca y Ba. Se encuentra fundamentalmente en las plagioclasas cálcicas. Los valores medios dados en la bibliografía para pizarras están situadas en torno a 300 ppm. Los contenidos medios hallados en las muestras analizadas están contenidos entre 28 y 59 ppm.

Dado el bajo contenido en  $CaO$  que presentan las tres formaciones, es lógico esperar que las proporciones de Sr sean también muy pequeñas, mucho más bajas que los valores medios para este tipo de rocas. Hay que pensar, además, como apunta REIMER (1972), que influya la edad de las rocas, ya que según dicho autor, el contenido en Sr en las pizarras disminuye conforme aumenta la edad geológica de las rocas. Se han obtenido valores medios para rocas de edad Precámbrica que no exceden las 100 ppm, llegando incluso a contenidos



entre 14-121 ppm en el Precámbrico de Montana (OBRADOVICH and PETERMAN, 1968) o entre 31-315 ppm en el Precámbrico de Noruega (PRINGLE, 1973); también en el Precámbrico de Minesota los valores obtenidos son de 17-279 ppm (PETERMAN, 1966).

El coeficiente de correlación encontrado entre el Sr y el Ca es igual a  $r=0.72$ , con un nivel de significación superior a 99.99%. También se ha obtenido una correlación alta con el  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $r=0.76$ ). por lo que es fácil suponer que el Sr entre en la red de las Plagioclasas. La Serie Negra es la que presenta los mayores valores en Sr, y como ya se indicó anteriormente, es la que alcanza los porcentajes más elevados en  $\text{CaO}$ .

En las figuras 4.1 y 4.2 se han representado diagramas ternarios cuyos vértices están formados por los siguientes elementos:  $\text{Cr}+\text{Co}+\text{Ni}/\text{Li}+\text{Rb}/\text{Mn}$  y  $\text{Cr}+\text{Co}+\text{Ni}/\text{Li}+\text{Rb}/\text{Zn}$ . En ellos se observan tres campos claramente diferenciados correspondientes a cada una de las formaciones. En general, los valores de Ni, Co, Pb, Zn, Li y Rb más bajos se encuentran en la Serie Negra, intermedios en el Esquisto Grauváquico y los más elevados en la Formación Azuaga. Los contenidos en Mn son similares en la Serie Negra y en la Formación Azuaga, mientras que los más bajos aparecen en el Esquisto Grauváquico; una distribución semejante sucede

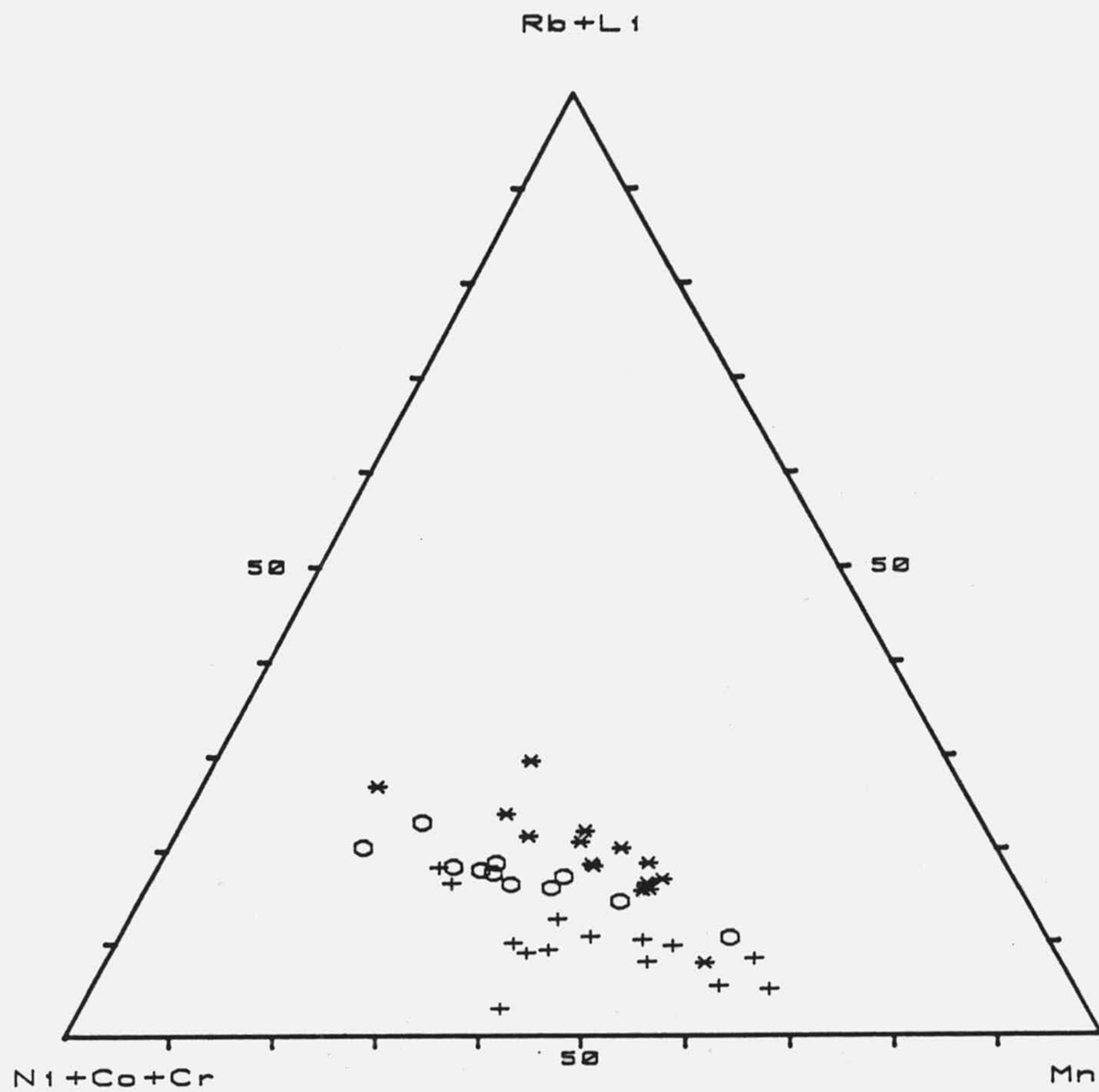


Fig. 4.3. Proporciones relativas de algunos elementos minoritarios. Símbolos igual a la figura 1.

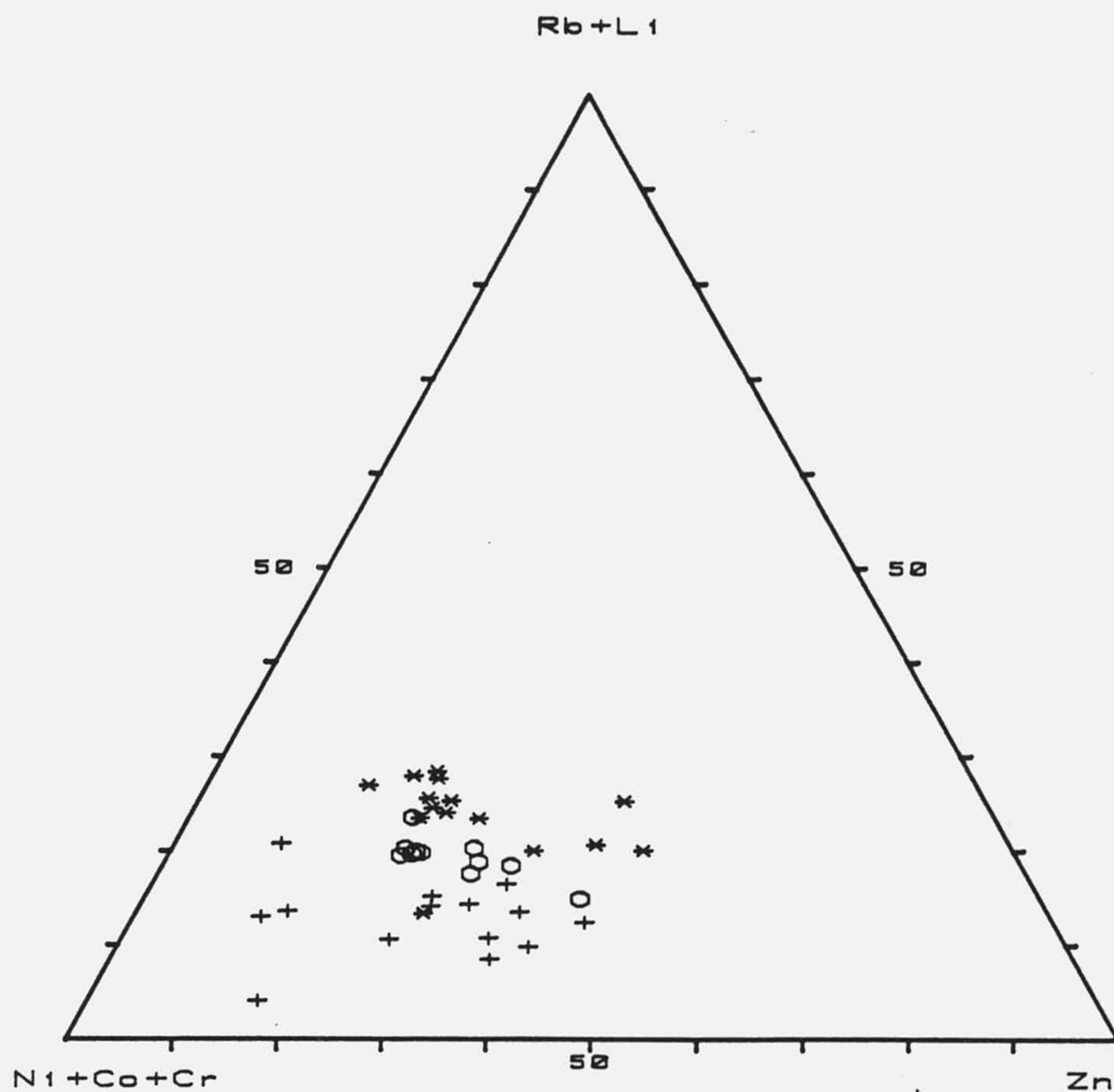


Fig. 4.4. Proporciones relativas de algunos elementos minoritarios. Símbolos igual a la figura 4.1.

con el Cr y el Cu, mientras que el Sr presenta las proporciones mayores en la Serie Negra, intermedios en la Formación Azuaga y los menores en el Complejo Esquisto Grauváquico (comportamiento que está estrechamente relacionado con el contenido en CaO).

### **GRADO DE METAMORFISMO**

Se puede definir el grado de metamorfismo utilizando criterios petrológicos, es decir, haciendo uso de las paragénesis que existan en la roca. Este criterio es especialmente válido cuando se trata de rocas máficas, cuyas paragénesis están definidas de una manera clara. Por esta razón, es obligado hacer un análisis a partir de la mineralogía de las rocas máficas que aparecen en la Serie Negra, junto a los esquistos biotíticos.

Por microscopía petrográfica, se observa la existencia de minerales tales como, hornblenda y/o actinolita, clorita, plagioclasa, epidota y en algunas ocasiones zoisita. Esta asociación indica que las anfíbolitas (\*) se sitúan dentro de la zona clorita-hornblenda-albita, o bien, clorita-actinolita-albita,

---

(\*) El término anfíbolita se usa aquí, con un carácter meramente descriptivo, de tipo petrográfico, como correspondiente a una roca metamórfica básica rica en anfíbol.

según WINKLER (1978). Este mismo autor supone que el cambio actinolita (menor T) a hornblenda, se realiza aproximadamente a las mismas condiciones de P y T que la aparición del almandino en rocas metapelíticas, aunque también indica que no hay datos disponibles que puedan afirmar este hecho, pero probablemente tengan lugar a unos 500°C aproximadamente. Por tanto, todo parece señalar, dada las paragénesis encontradas en este tipo de rocas máficas, que se encuentran ante un metamorfismo de grado bajo, englobado dentro de la "facies de esquistos verdes" en donde los minerales que coexisten son: Actinolita y/o hornblenda-clorita-zoisita/epidota, además de abundante albita, algo de cuarzo y algo de micas. WINKLER (op. cit.).

El hecho de que la actinolita y la hornblenda coexistan, o bien aparezca una u otra indistintamente (ya que no parece que por criterios de campo, exista una zonación en la cual una desaparezca cuando la otra empieza a aparecer), indica, según mi criterio, que están en el límite de existencia de uno y otro mineral, pero siempre dentro del metamorfismo de grado bajo. WINKLER señala a este respecto que: "Debido a la complejidad composicional de los minerales que intervienen en la reacción, es de esperar que ésta se produzca dentro de un cierto margen de condiciones de P/T. Esto explicaría el porqué de la persistencia de la

actinolita junto con la hornblenda neoformada hasta temperaturas más altas de lo esperado. Por tanto, la banda de la isograda de reacción observada en rocas máficas ha sido denominada como hornblenda-in y no como actinolita out/hornblenda-in."

En cuanto a las rocas metapelíticas que aparecen junto con las anfibolitas, aunque la paragénesis existente no es definitiva, la existencia de biotita abundante y almandino de manera esporádica (solo se ha encontrado en una muestra), indica que las condiciones metamórficas son equivalentes a las de "facies de esquistos verdes" de las rocas máficas.

Por otra parte, en las rocas pelíticas del resto de las formaciones, es decir Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga, las paragénesis encontradas no son suficientemente específicas para poder caracterizar el grado metamórfico, ya que están compuestas, sistemáticamente por cuarzo, plagioclasas, moscovita (fengita) y clorita. WINKLER apunta que "Dichas asociaciones persisten inalteradas desde la etapa diagenética, a través del metamorfismo de muy bajo grado, hasta el comienzo del grado medio, observándose sólo cambios en la cristalinidad y ordenación estructural de la illita". Por lo tanto, solo se podría usar la variación del índice de cristalinidad de las micas, que proporciona medidas cualitativas del cambio de grado de meta-

morfismo (DUNOYER, 1970; WINKLER, 1978; BRAZIER et al. 1979; ESSENE 1982; KISCH, 1983; y PRIMMER, 1985; FREY, 1986). Este análisis se llevará a cabo más adelante.

No obstante, se podría afirmar, examinando las asociaciones mineralógicas existentes, que el metamorfismo más intenso se ha producido en la Serie Negra, ya que aparecen minerales tales como biotita y almandino en las rocas pelíticas (esquistos biotíticos); y además, en las rocas máficas aparece la asociación clorita-actino-lita/hornblenda-epidota, lo que indica que la temperatura alcanzada ha podido ser aproximadamente 500°C (aparición de almandino y cambio de actinolita a hornblenda, WINKLER, op. cit.), mientras que en el Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga la paragénesis de moscovita (fengita)-clorita, aunque no con carácter definitorio, podría indicar que la temperatura del metamorfismo ha sido sensiblemente menor.

De todas formas no hay que olvidar que las posibles diferencias en la composición química y/o mineralógica original podrían haber jugado un importante papel en la posterior evolución sufrida en cada una de las cuencas, dando como consecuencia estas variaciones que se han comentado.

## MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL

En general, la mineralogía de la muestra total de todas las formaciones estudiadas es muy similar. Los minerales fundamentales que sistemáticamente aparecen son cuarzo, filosilicatos y feldespatos, independientemente de la litología. Si exceptuamos de las anfibolitas pertenecientes a la "Serie Negra", en las cuales el anfíbol y la plagioclasa son las fases minerales principales; pero estas rocas tienen una distribución espacial restringida y están asociadas a fenómenos volcánicos (ver contexto geológico).

En la tabla 4.4 se presentan los valores medios de cada secuencia, así como la media para cada formación. En la figura 4.5 se han representado gráficamente estos datos. Se han excluido, en ambos casos los valores correspondientes a las anfibolitas por las circunstancias expuestas más arriba.

A la vista de estos resultados cabe destacar en primer lugar que las proporciones de cuarzo en las tres formaciones son similares (varían entre 28 y 40%), son ligeramente mayores en la Formación Azuaga. Los contenidos en filosilicatos son semejantes en la Formación Azuaga y en el Esquisto Grauváquico, mientras

que en la Serie Negra son menos abundantes. No sucede lo mismo con los contenidos en feldespatos ya que son muy patentes las diferencias entre las tres formaciones; la Serie Negra es la que presenta mayores proporciones, siempre por encima del 30%, mientras que las otras dos formaciones (Formación Azuaga y Complejo Esquisto Grauváquico) contienen porcentajes muy similares, alrededor del 10-20%. Una excepción la constituye la secuencia de Peraleda de Zaucejo correspondiente al Complejo Esquisto Grauváquico, cuyos porcentajes son bastante elevados, del orden de los que aparece en la Serie Negra, aunque hay que señalar que estos datos no se pueden considerar representativos, dada la imposibilidad de hacer un muestreo sistemático, como se explica en la situación geográfica.

TABLA 4.4. MINERALOGIA DE LA ROCA INTEGRAL EN %

Secuencia	Fto		Q		Fil	
	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$	x	$\sigma n$
Fuente de Cantos	33	13	34	12	32	19
Salvatierra	32	11	29	9	39	9
Hornachos	30	11	41	7	29	13
Media (SN)	32	--	35	--	33	--
Castuera	21	7	28	9	50	12
Alcántara	14	3	32	12	54	12
Peraleda de Zaucejo	28	--	36	--	36	--
Media (CEG)	21	--	32	--	47	--
Azuaga I	16	5	36	6	48	8
Azuaga II	18	4	38	4	44	5
Dehesa del Marqués	15	3	38	6	47	8
Media (FA)	16	--	37	--	46	--

En el diagrama triangular (Fig. 4.5) se observan



tres campos claramente diferenciados, cada uno de ellos corresponde a una de las tres formaciones. Esta disposición se acentúa si en el caso del Complejo Esquisto Grauváquico se despreja la secuencia de Peraleda del Zaucejo. Esto indica claramente, que las proporciones en la que aparecen las fases mineralógicas más importantes, son diferentes y características para cada una de las formaciones. La Serie Negra presenta contenidos similares para el cuarzo, feldespatos y filosilicatos; la Formación Azuaga y el Esquisto Grauváquico tienen proporciones similares de feldespatos, pero mientras que en la primera el cuarzo es ligeramente mayor, en la segunda lo son los filosilicatos.

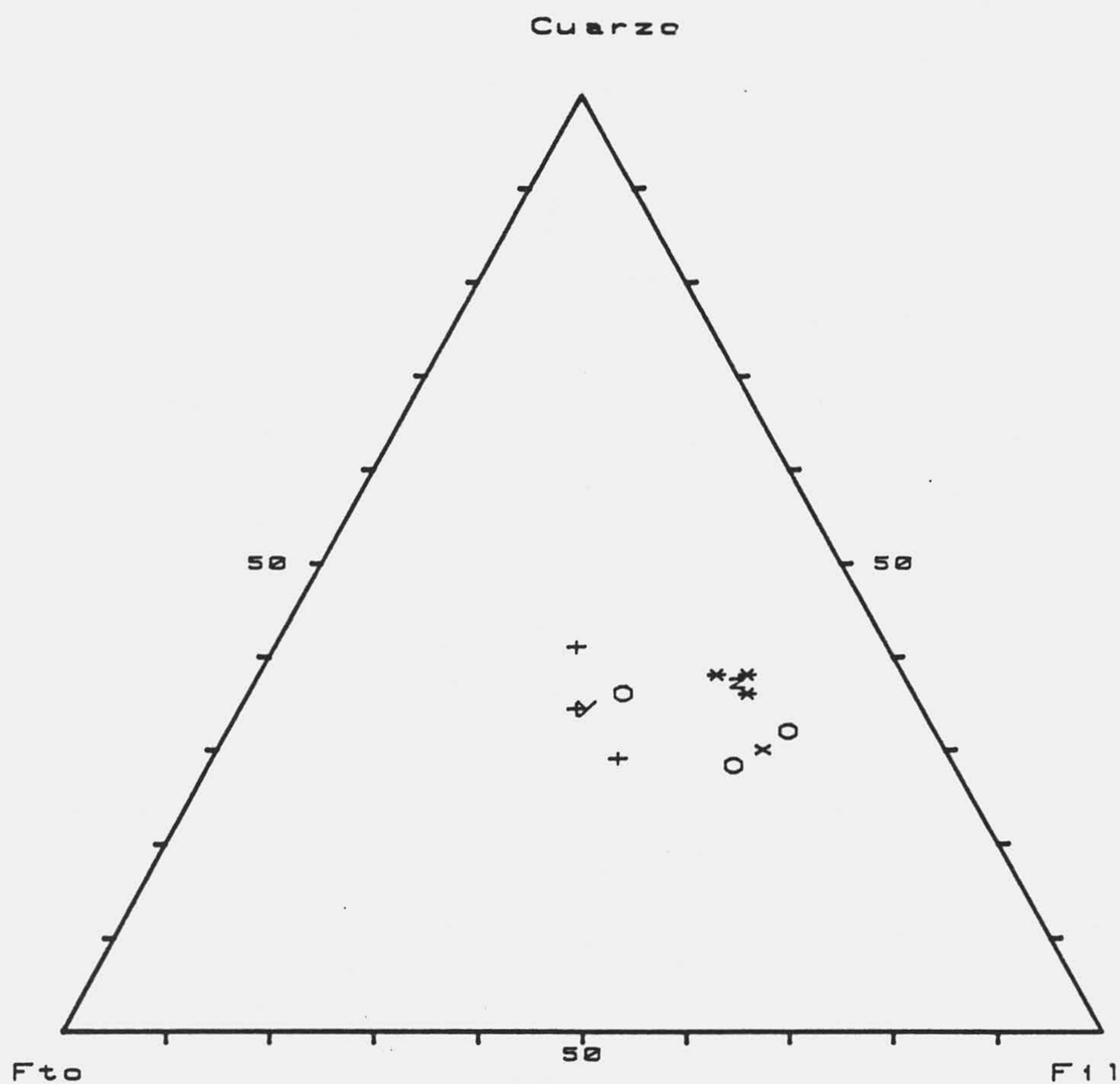


Fig. 4.5. Mineralogía de la roca íntegra. + Serie Negra (Y=media); o Esquisto Grauváquico (X=media); \* Formación Azuaga (Z=media).

La formación más homogénea es la de Azuaga, que presenta en cada una de las secuencias muestreadas una desviación standard relativamente baja (tabla 4.4). Por el contrario la Serie Negra es la formación que presenta mayores oscilaciones en las desviaciones standard; este hecho, en principio, podría explicarse como debido a la mayor variedad litológica de esta formación. En efecto, la secuencia de Fuente de Cantos, donde la litología está formada por esquistos biotíticos, grauwacas y pizarras (se excluyen como ya se indicó los datos de las anfibolitas), es la que muestra las mayores desviaciones standard y esto ocurre para todas las fases mineralógicas, sobre todo si se comparan estas desviaciones con las correspondientes a la secuencia de Salvatierra, en la cual la litología está únicamente formada por pizarras. Sin embargo, la secuencia de Alcántara (Complejo Esquisto Grauváquico) que presenta una abrumadora monotonía litológica alcanza una  $\sigma(n)=12$  tanto para el cuarzo, como para los filosilicatos.

Se puede deducir, por tanto, que las proporciones en que se encuentran unas fases mineralógicas con respecto a las otras, no están afectadas de manera determinante por la litología de las formaciones. Este hecho justifica, que dentro de cada secuencia no se hayan hecho subdivisiones basadas en los diferentes tipos de

rocas. Podría pensarse entonces, que las diferencias se deberían al quimismo original de la roca y/o a la evolución metamórfica posterior, aspectos que se tratarán detenidamente más adelante, en este mismo capítulo.

#### **MINERALOGIA DE LA FRACCION DE TAMAÑO INFERIOR A 20 $\mu$**

En este apartado, analizaremos únicamente las variaciones que existen entre los contenidos de los minerales mayoritarios en la fracción inferior a 20 $\mu$ , con respecto a la roca íntegra. Las características de cada uno de los filosilicatos, se discutirán en secciones aparte por considerarlos como uno de los temas fundamentales de este trabajo.

En la tabla 4.5 se recogen los valores medios y sus desviaciones standard para cada una de las secuencias estudiadas de la mineralogía constitutiva de esta fracción. Se puede señalar que los contenidos en cuarzo disminuyen sensiblemente con respecto a la muestra íntegra, mientras que aumentan considerablemente las proporciones de filosilicatos. En cuanto a los feldespatos, las cantidades se mantienen o aumentan ligeramente. Hay que hacer dos excepciones: la primera se refiere a las muestras de Peraleda del Zaucejo, en las que disminuye el contenido en feldespatos de 28 a 15%; la segunda, la constituyen las secuencias de Fuente de

Cantos y Hornachos (ambas formadas por esquistos biotíticos fundamentalmente, y además equivalentes) en las que la proporción en feldespatos aumenta de 30% en la roca íntegra a 40% en esta fracción.

Se puede destacar, así mismo, que las desviaciones standard de los datos medios disminuyen, generalmente, con respecto a la muestra total.

TABLA 4.5. MINERALOGIA DE LA FRACCION MENOR DE 20 $\mu$

Secuencia	Fto		Q		Fil	
	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$
Fuente de Cantos	40	12	21	9	38	14
Salvatierra	32	14	20	6	48	11
Hornachos	40	13	20	5	40	11
Media (SN)	37	--	20	--	42	--
Alcántara	16	2	26	6	58	6
Castuera	21	3	18	4	60	7
Peraleda de Zaucejo	15	--	12	--	73	--
Media (CEG)	17	--	19	--	64	--
Azuaga I	18	6	29	6	53	7
Azuaga II	19	2	17	2	64	3
Dehesa del Marqués	21	7	16	3	63	8
Media (FA)	19	--	21	--	60	--

Al representar los valores medios de las distintas secuencias en un diagrama ternario (Fig.4.6), se observa que se agrupan en dos poblaciones diferentes, una correspondiente a la Serie Negra, con mayor contenido en feldespatos y otra ocupando un área mucho más extensa en la que quedan englobados el Complejo Esquistoso Grauváquico y la Formación Azuaga sin que, por otra parte, sea posible hacer una clara distinción entre

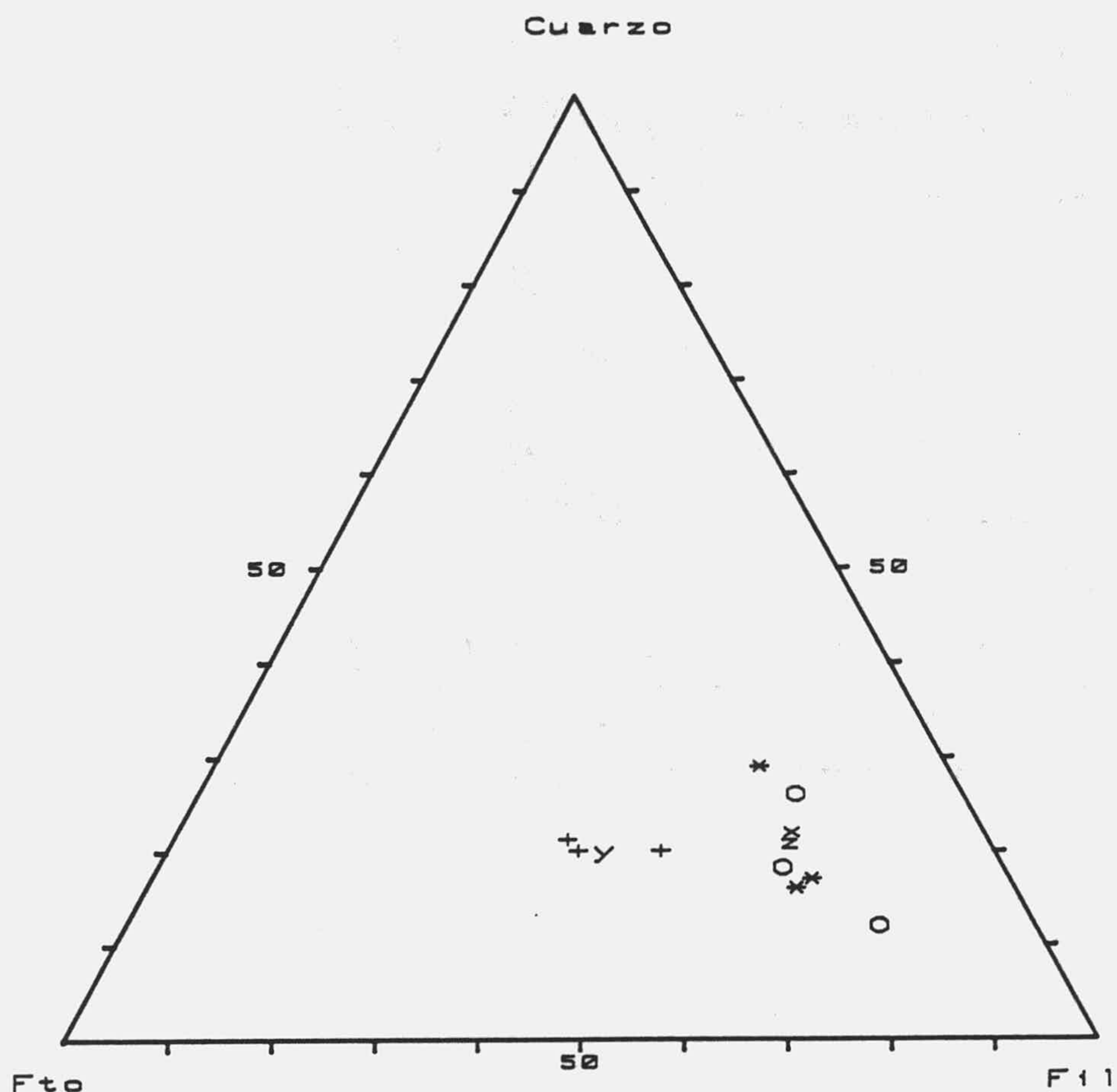


Fig. 4.6. Mineralogía de la fracción de tamaño inferior a 20 .  
 Símbolos igual a la figura 4.5.

estas dos formaciones. Incluso, si nos limitamos a observar la ubicación de las medias de ambas formaciones (puntos x y z) se aprecia que se sitúan casi en el mismo sitio, lo que indica unas composiciones iguales de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$ .

Los contenidos en cuarzo de las tres formaciones son prácticamente iguales. Este hecho ya se observaba en la roca íntegra. Sin embargo, el contenido absoluto

en cuarzo disminuye claramente en esta fracción. Puede ser debido, en principio, al mayor tamaño de grano de este mineral, pero no se puede desechar que al tener una dureza mayor, la desagregación manual, con la consiguiente ruptura de cristales, (ver metodología), haya resultado menor en el cuarzo que en los filosilicatos, por lo que se produciría una mayor concentración de esta última fase mineralógica.

### **MINERALOGIA DE FILOSILICATOS**

En este apartado se tratará exclusivamente de la mineralogía cualitativa y cuantitativa de los filosilicatos, en la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$ .

No se han planteado cuestiones relacionadas con sus características cristaloquímicas, parámetros, composiciones químicas, procesos genéticos, etc., ya que estos aspectos se analizarán más adelante.

Todas las formaciones están compuestas mayoritariamente por mica y clorita. Otros filosilicatos presentes, pero en proporciones mucho menores y de forma más esporádica son caolinita, esmectita e interestratificados irregulares del tipo clorita-vermiculita.

En la tabla 4.6 se recogen los datos medios de

cada secuencia de cada formación y sus desviaciones estandard.

TABLA.4.6. MINERALOGIA DE FILOSILICATOS

Secuencia	Mica		Cl		K		Sm		Int	
	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$
F.C.	62	31	23	27	2	5	7	11	2	4
S	66	21	17	21	3	8	1	2	13	13
H	74	22	6	14	6	10	9	14	4	10
Media (SN)	67	--	15	--	4	--	6	--	6	--
ALM	59	6	13	14	18	10	3	5	7	6
C	62	6	33	7	1	2	3	4	1	2
PZ	70	--	25	--	0	--	5	--	0	--
Media (CEG)	64	--	24	--	6	--	3	--	3	--
A	74	12	16	15	6	7	1	2	3	4
AZ	66	10	20	14	7	7	3	5	4	6
DM	66	15	16	15	5	6	1	2	12	10
Media (FA)	69	--	17	--	6	--	2	--	6	--

Se observa, muy claramente, que la mica es el mineral más abundante. Los porcentajes son siempre superiores al 60%; le sigue en importancia la clorita, que aparece en porcentajes variables, oscilando entre 15% y 30%; mientras la caolinita, esmectita e interestratificados, se encuentran casi siempre en cantidades pequeñas. Se pueden destacar dos excepciones, una se presenta en la serie de Alcántara (Complejo Esquisto Grauváquico), en la cual el contenido medio en caolinita es mayor que el de la clorita, y la segunda matización la constituye la serie de Hornachos (Serie Negra), en donde clorita, caolinita y esmectita tienen proporciones medias muy bajas y, además, similares entre si.

Si se hace una representación triangular del tipo clorita/mica/K+Sm+Int de los datos medios de cada serie (Fig. 4.7) se observa que todos los puntos se sitúan en una zona restringida del triángulo. No se puede hacer sin embargo, una distinción para cada una de las formaciones, hecho que si sucedía, como se recordará, al representar la composición mineralógica íntegra y también la mineralogía total de la fracción de tamaño inferior a 20 $\mu$ .

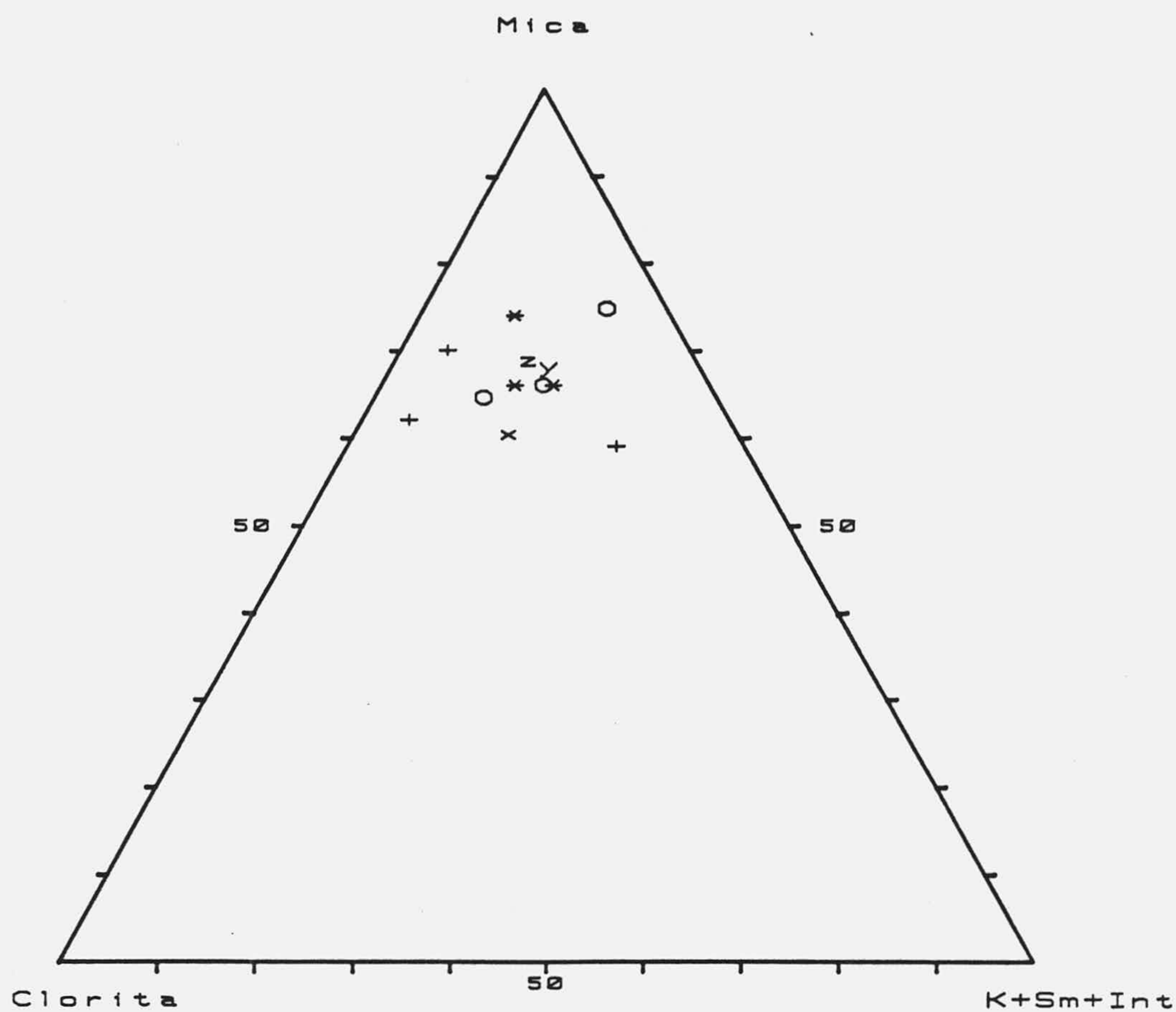


Fig. 4.7. Mineralogía de filosilicatos. Símbolos igual a la figura 4.5.



Se han agrupado caolinita, esmectita e interestratificados como componentes de un vértice del diagrama, porque a ninguno de ellos se le considera de origen metamórfico, sino más bien productos de alteración supergénica de la roca. Por lo tanto, muy diferentes genéticamente de la mica y la clorita que si son claramente de origen metamórfico. Estos aspectos genéticos se discuten más adelante.

Con objeto de hacer una comparación de las fases mineralógicas que presumiblemente constituían las rocas y materiales originarios se ha confeccionado un diagrama triangular (Fig. 4.8), en el cual se han representado los valores medios para cada secuencia; de los siguientes datos: por una parte la suma de las proporciones de cuarzo y feldespato, en otro vértice los contenidos de mica, y por último la suma de los porcentajes de clorita e interestratificado clorita-vermiculita, asumiendo que este último mineral sería el resultado de una alteración avanzada de la clorita y por tanto el contenido original en clorita de la roca presuponemos que estaría formado por dicha suma. De la observación de dicho diagrama, destaca nítidamente que las secuencias correspondientes a la Serie Negra se sitúan separadamente de las correspondientes al Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga hecho que ya se constataba al estudiar la composición mineralógica

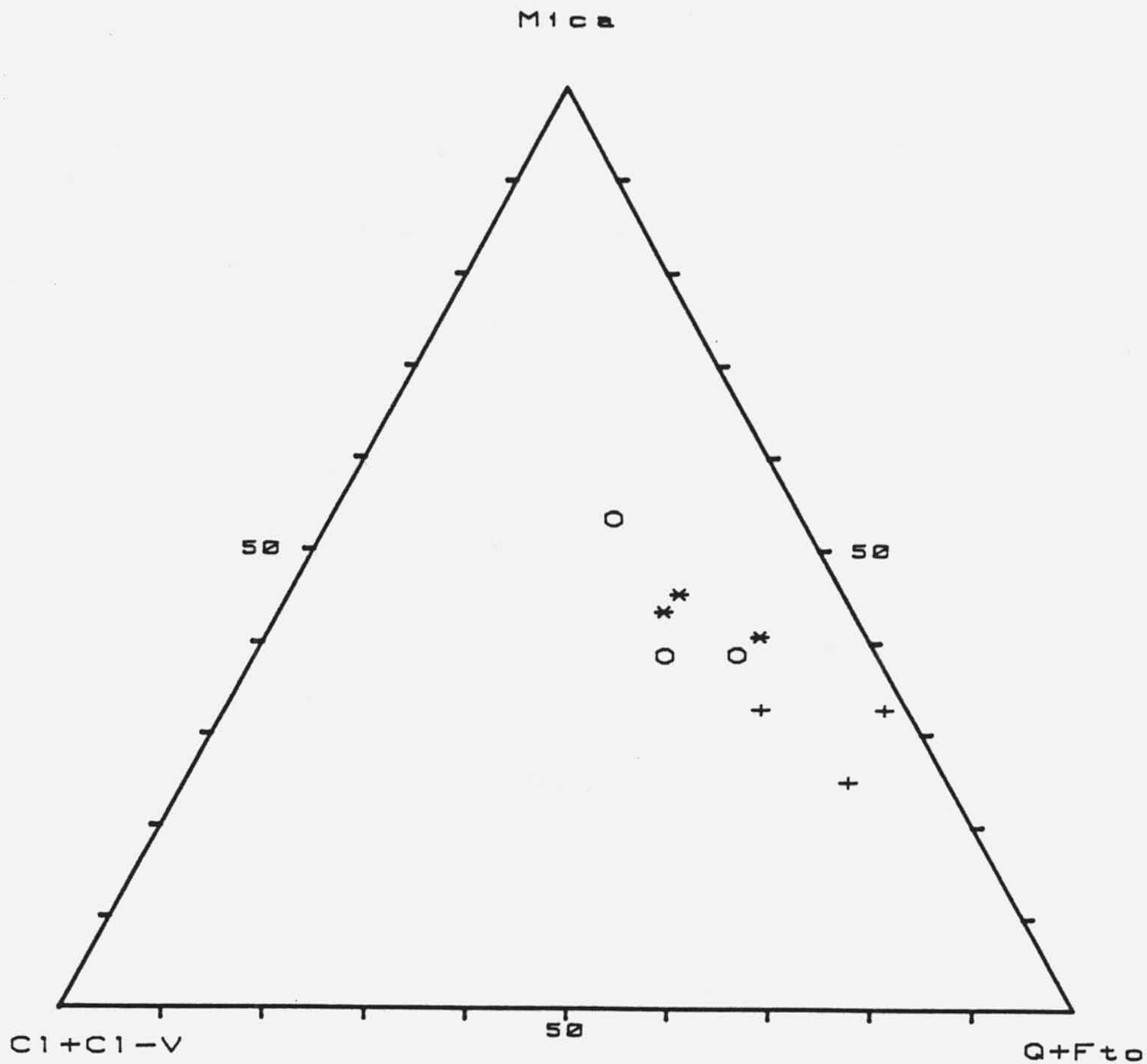


Fig. 4.8. Contenido de mica y clorita con respecto a la suma de Q+Fto., de la fracción inferior a 20 . Símbolos igual a la figura 4.5.

de la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$ . La existencia de estas dos poblaciones de puntos composicionalmente diferentes viene determinada , fundamentalmente, por los contenidos en cuarzo más feldespatos. En la Serie Negra esta suma es notablemente más elevada que en las otras dos formaciones. También existen diferencias en las proporciones relativas de mica-clorita. La Serie Negra tiene menos mica que la Formación Azuaga y el Esquisto Grauváquico. La razón puede estar relacionada, posiblemente, con el mayor contenido en Fe-Mg y menor

contenido en K de la Serie Negra.

La asociación de filosilicatos de metamorfismo que aparece es predominantemente mica (fengita)-clorita. Esta asociación no es característica de un grado de metamorfismo determinado ya que se mantiene estable con un gradiente metamórfico creciente, evolucionando únicamente el grado de cristalinidad de la mica, hasta el límite con el metamorfismo de grado medio. Por otra parte, la esmectita y los interestratificados desaparecen o se transforman en la diagénesis avanzada; (BURST, 1969; APRIL, 1980; FOSCOLOS, 1984; POWELL et al., 1978) mientras que la caolinita, a su vez, puede reaccionar con el cuarzo para dar pirofilita y agua (FREY, 1970), aunque la pirofilita, primer mineral metamórfico, solo se forma cuando la composición es adecuada, o bien disolverse o transformarse en otros minerales a temperaturas más elevadas. Por lo tanto su presencia tampoco nos va a permitir precisar acerca del grado de metamorfismo alcanzado por estas rocas.

De todo lo anteriormente expuesto, se concluye que, excepto en el caso de la Serie Negra, en la que se ha identificado biotita y, por lo tanto, se puede deducir que el grado de metamorfismo es bajo en los restantes casos hay que manejar otros parámetros, otros indicadores que nos permitan deducir el grado de metamorfismo al que han estado sometidos.

## CRISTALOQUIMICA DE LAS FASES MINERALES MAS IMPORTANTES

### CARACTERISTICAS DE LOS FELDESPATOS

Los análisis químicos puntuales, realizados por medio de espectrometría de dispersión de rayos X (microscopía electrónica de barrido), indican que los feldespatos son fundamentalmente plagioclasas sódicas del tipo albita-oligoclasa, aunque en casi todos ellos se han detectado pequeñas cantidades de K, lo cual indicaría que existe un bajo contenido en feldespato potásico (ortosa). Sin embargo, la Formación Azuaga representa una excepción a esta norma general, ya que en ella el contenido en Ca de las plagioclasas es importante, llegando incluso en algunos casos a alcanzar un contenido en anortita muy elevado (porcentajes de Ca del %), en la tabla 4.7 se presentan los análisis químicos puntuales pertenecientes a diferentes feldespatos de las tres formaciones. En las láminas IV y VII se muestran microfotografías correspondientes a los minerales analizados.

El hecho de que las plagioclasas existentes en las muestras pertenezcan a los términos albita-oligoclasa concuerda perfectamente con el grado bajo de metamorfismo sufrido por estas rocas. Sin embargo en la Forma-

ción Azuaga (Muestras AZ-3, AZ-5 y DML-4) como ya se ha comentado, los términos son más anortíticos.

TABLA 4.7. ANALISIS PUNTUAL. FELDESPATOS.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO
FC-1-2	72.01	22.33	4.91	0.74	--	--	--
FC-11	64.04	24.38	5.19	6.39	--	--	--
S-7	68.43	24.29	5.47	0.76	--	--	1.05
HV-4	67.67	23.83	6.74	1.77	--	--	--
ALM-5	73.80	20.04	4.72	0.82	0.60	--	--
ALM-29	69.91	22.81	5.92	0.56	--	--	0.80
C-11	65.98	24.91	6.21	1.51	--	0.49	0.91
AZ-3	63.76	23.42	--	1.17	10.17	--	1.48
AZ-5	61.06	27.94	8.75	--	2.26	--	--
DML-4	53.73	29.90	5.74	0.38	9.17	--	1.08

#### MICAS. PARAMETROS. SU SIGNIFICADO.

La mica es siempre la fase mineralógica más importante, de tal forma que en algunas ocasiones es el único filosilicato encontrado. Generalmente pertenecen al grupo de las micas blancas potásicas, aunque la biotita, algunas veces, puede ser una fase muy importante, sobre todo en la Serie Negra, mientras que en la Formación Azuaga y Esquisto Grauváquico aparece en algunas ocasiones, pero solo en proporciones inapreciables.

Las micas presentan, en todos los casos, una morfología en láminas irregulares aplanadas. La Serie Negra presenta, sin embargo, en los bordes de dichas láminas una morfología fibrosa, mientras que en la For-

mación Azuaga y en el Complejo Esquisto Grauváquico esta última característica no se observa (láminas IV y V).

De los análisis puntuales semicuantitativos de las micas, realizados por medio de espectrometría de dispersión de rayos X, se ha podido obtener la composición aproximada de las micas (tabla 4.8). A la vista de

TABLA 4.8. ANALISIS PUNTUAL. MICAS.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO
FC-1-2	49.39	32.88	9.77	3.55	0.44	3.98	--
FC-11	46.07	33.41	14.73	2.31	1.21	2.27	--
FC-11	51.58	34.56	11.58	--	0.69	1.60	--
S-7	49.46	25.11	17.91	--	1.35	6.16	--
S-7	49.23	33.21	12.36	1.23	--	3.97	--
HV-4	56.84	22.95	8.77	--	--	10.22	1.22
ALM-5	47.95	39.19	8.66	--	--	4.20	--
ALM-29	46.16	33.87	15.38	1.75	--	2.84	--
ALM-29	45.26	35.51	11.01	1.54	--	6.68	--
C-11	57.74	28.59	6.42	1.82	--	5.43	--
AZ-3	46.15	32.35	13.56	--	--	7.94	--
AZ-5	52.89	32.94	12.96	--	--	1.48	--
AZ-5	51.15	34.56	13.21	--	--	1.09	--
DML-4	50.52	37.25	10.99	--	--	1.24	--

estos datos se desprende que existen diferencias aunque muy ligeras, en la composición de las micas de las tres formaciones.

Los valores más altos de Fe se presentan en las micas correspondientes a la Serie Negra (Muestras FC-1-2, FC-11, S-7 y HV-4), en las que, además, aparecen pequeñas proporciones de Ti. No sucede lo mismo en la Formación Azuaga (Muestras AZ-3, AZ-5 y DML-4) en donde

las micas se componen casi exclusivamente de Al, aunque el Fe no está totalmente ausente. En cuanto a las micas del Complejo Esquisto Grauváquico (Muestras ALM-5, ALM-29 y C-11), se pueden considerar intermedias a estos dos casos.

El catión interlaminar mayoritario es el K, no se ha detectado Na en ninguna muestra analizada. Como se ha visto al estudiar la composición química de la roca, la correlación que existe entre el  $\text{Na}_2\text{O}$  y el contenido en feldespatos es muy elevada (coeficiente de correlación  $r=0.90$ ); mientras que la correlación del  $\text{Na}_2\text{O}$  con el contenido en filosilicatos es también muy elevada, pero de signo negativo. Este comportamiento parece indicar que la práctica totalidad del  $\text{Na}_2\text{O}$  existente en la roca, se consume en la formación de albita e impide, por tanto, que haya suficiente Na para que entre en la red de las micas.

GUIDOTTI (1984), relaciona el contenido en Ti de la capa octaédrica, en donde se encuentra sustituyendo a Fe, Mg, Al, con la coexistencia de biotita y muy estrechamente con el grado metamórfico. El contenido en Ti de la mica para unas condiciones de presión y temperatura que prevalecen durante su formación estará controlado cristaloquímicamente. El aumento del Ti con el aumento del grado de metamorfismo implica que la satu-

ración de Ti es una función de la temperatura. Por lo tanto, podríamos afirmar, ya que las micas de la Serie Negra contienen Ti que esta formación ha alcanzado una mayor temperatura con respecto a la Formación Azuaga y al Complejo Esquisto Grauváquico.

Con respecto a las micas blancas, los valores medios (y desviaciones estandard) de los parámetros medidos para cada una de las secuencias muestreadas, se recogen en la Tabla 4.9. Se puede indicar que aunque no existen grandes diferencias, son, sin embargo, significativas.

**El parámetro  $b_o$ .** Indica el grado de celadonización de la mica, (CIPRIANI et al., 1968; AZTORI and SASSI, 1973), es decir, el grado de substitución de Si por Al en la capa tetraédrica y consecuentemente el contenido en Fe+Mg sustituyendo al Al en la capa octaédrica para compensar en parte o totalmente, el deficit de carga que introduce aquel cambio a nivel del paquete de láminas (VELDE, 1965-1967; MARTIN RAMOS, 1966; etc.).

Por otra parte el contenido en Si de la capa tetraédrica de la mica, es indicador de las condiciones de P/T en las rocas metamórficas (VELDE op. cit; ERNST, 1963; CIPRIANI et al., 1971; GUIDOTTI y SASSI, 1976; GUIDOTTI, 1984, etc.). Todos estos autores demuestran



TABLA 4.9. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS DE LAS MICAS.

Sec.	I4/I2		d0010		b <sub>0</sub>		IC(°2θ)	
	x	σn	x	σn	x	σn	x	σn
FC	0.24	0.11	1.9980	0.006	9.019	0.023	--	--
S	0.33	0.10	1.9960	0.005	9.021	0.014	--	--
H	0.37	0.15	1.9960	0.004	9.007	0.008	--	--
Media	--	--	1.9971	0.005	9.013	0.012	0.20	0.02
C	0.36	0.04	1.9950	0.002	9.017	0.010	--	--
ALM	0.47	0.04	1.9997	0.001	9.005	0.003	--	--
Media	--	--	1.9978	0.003	9.010	0.010	0.19	0.01
A	0.44	0.06	1.9970	0.001	9.004	0.006	--	--
AZ	0.55	0.03	1.9980	0.001	8.998	0.006	--	--
DM	0.48	0.07	1.9965	0.003	8.996	0.008	--	--
Media	--	--	1.9972	0.002	9.001	0.008	0.18	0.01

I4=I(004); I2=I(002).

que, en rocas pelíticas, existe una correlación positiva entre presión de metamorfismo y magnitud del eje b<sub>0</sub> (grado de fengitización) de las micas blancas potásicas, y negativa con la temperatura, por lo que un tratamiento estadístico de dicho parámetro puede dar información sobre la relación T/P, es decir sobre el gradiente metamórfico del terreno estudiado.

En la figura 4.9 se presentan las curvas de frecuencia acumulativa (PADAN et al., 1982), para los valores del parámetro b<sub>0</sub>. Se han representado en una curva los de la Formación Azuaga (FA) y en otra los de el Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), mientras que los pertenecientes a la Serie Negra se han representado en dos curvas: una de ellas corresponde a los valores del b<sub>0</sub> en los esquistos biotíticos (EB) y la otra a los

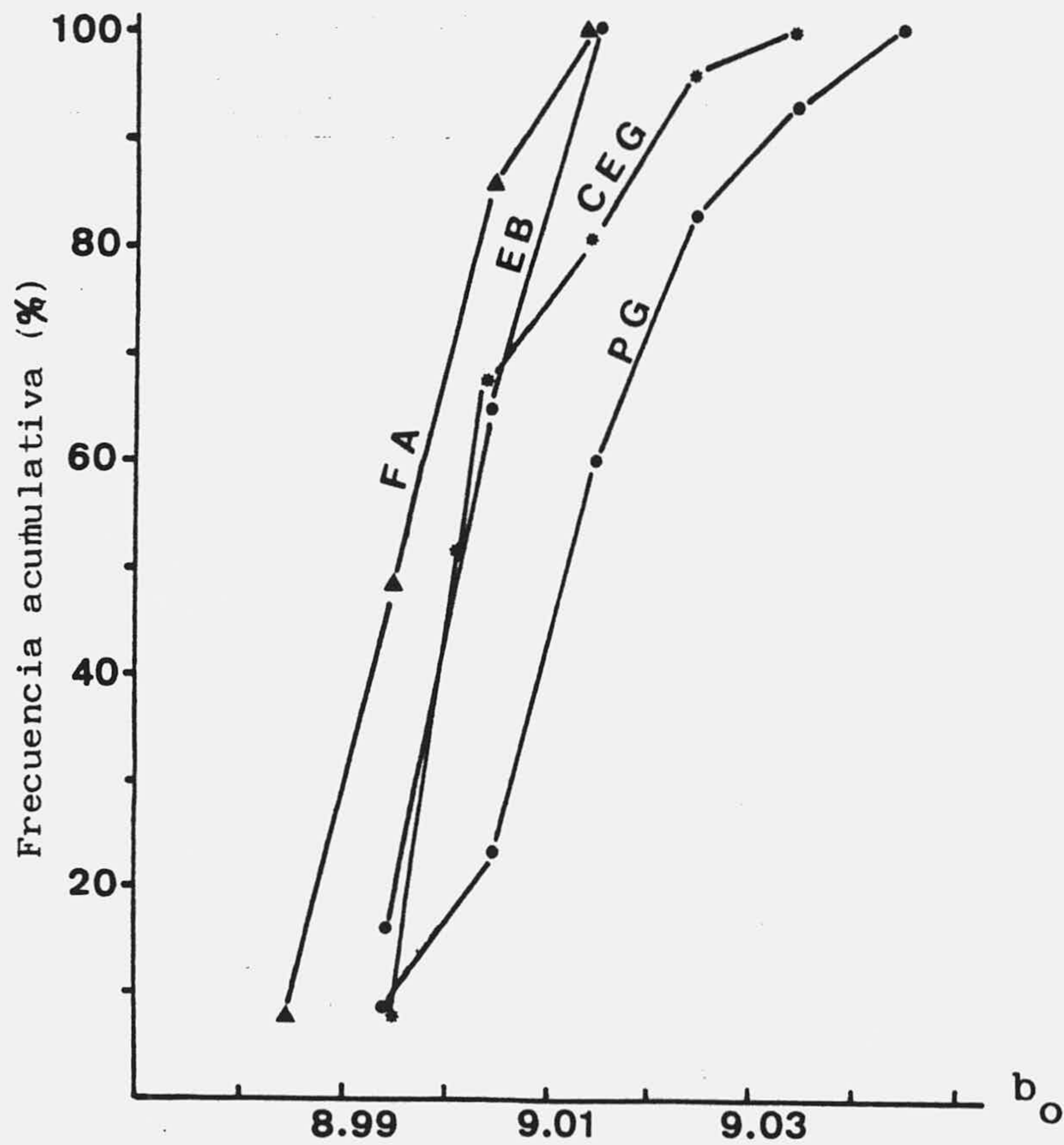


Fig. 4.9. Curvas de frecuencia acumulativa del eje  $b$  de las micas. FA: Formación Azuaga; CEG: Complejo Esquisto Grauváquico; EB: Esquistos biotíticos (Serie Negra); PG: Pizarras y - grauvacas (Serie Negra).

de las pizarras y grauvacas (PG). Se observa que la Formación Azuaga presenta los valores más bajos de  $b$ , junto con los esquistos biotíticos de la Serie Negra; esto significa, para estas dos curvas que el gradiente metamórfico es alto (alta temperatura y/o baja presión). Los valores del  $b$  en el Complejo Esquisto Grauváquico y en las pizarras y grauvacas de la Serie Negra son más elevados, sobre todo en las últimas, por lo que el gradiente en estos casos sería más bajo.

Para explicar la evolución del gradiente metamórfico en las tres formaciones se ha confeccionado la figura 4.10; en ella se han superpuesto las curvas de estabilidad de las micas fengíticas de VELDE a las que se les asigna un valor teórico del eje  $b_0$ , con los grados metamórficos establecidos por WINKLER (tomado de MARTIN RAMOS, 1966). Cada curva representa igual grado de fengitización, o bien igual gradiente metamórfico; dichas curvas tienen el mismo valor que una isograda de metamorfismo. Así mismo, se han tomado los valores medios de  $b_0$  de cada una de las secuencias del Complejo Esquisto Grauváquico y de la Formación Azuaga, para así, poder observar la evolución del gradiente dentro de la misma formación. En el caso de la Serie Negra se han tomado los valores medios del  $b_0$  para los esquistos biotíticos (9.006 A) y los de las pizarras y grauvacas (9.020 A), ya que en las curvas de frecuencia acumulativa se separan netamente.

El resultado final es el que señalan las flechas de la figura 4.10, en la cual se observa un gradiente metamórfico relativamente bajo para el Complejo Esquisto Grauváquico, un gradiente más alto para la Formación Azuaga, que se mantiene en torno a la isograda de 9.000 A. En la Serie Negra el gradiente es más bajo en las pizarras y grauvacas y más alto en los esquistos biotíticos.

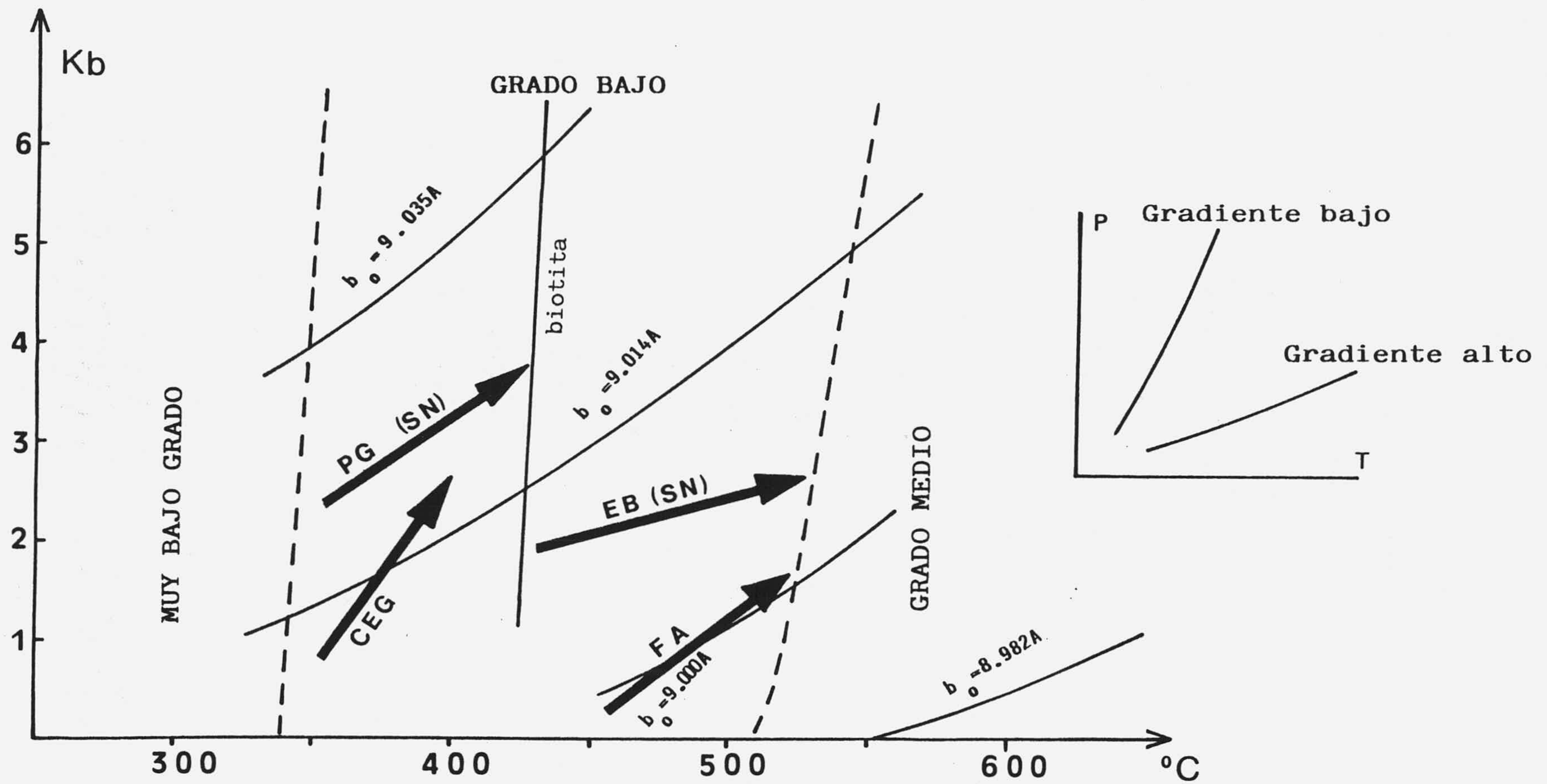


Fig. 4.10. Representación del gradiente metamórfico en función del parámetro  $b_0$  de cada una de las formaciones. Abreviaturas iguales a la figura 4.9. La situación de las flechas es tan sólo ilustrativa puesto que se desconocen las presiones alcanzadas por las rocas en cada una de las formaciones.

**El espaciado basal** de las micas, d002, indica su grado de paragonitización, es decir, la sustitución de Na por K en la capa interlaminar. El espaciado será menor conforme el contenido en Na de las micas sea mayor. Numerosos autores han relacionado la magnitud del espaciado basal con su contenido en Na mediante ecuaciones, generalmente lineales (ZEN & ALBEE, 1964; GUIDOTTI, 1967; CIPRIANI et al., 1968; MARTIN RAMOS, 1976, etc). Por otra parte, CIPRIANI et al. (op. cit.), establecieron que la cantidad de Na en moscovitas y fengitas metamórficas aumenta con la temperatura.

Ya se ha comentado anteriormente, cuando se hacia referencia a la composición química de las micas, que no existe Na dentro de su red, por lo que el grado de paragonitización es nulo. Como consecuencia de este hecho, la variación del espaciado basal estará estrechamente relacionado con el grado de fengitización, el cual provoca por un lado el aumento del eje  $b_0$ , por la sustitución en la capa octaédrica de Fe y Mg por Al, y por otro lado, en la capa tetraédrica, donde la sustitución es de Si (con radio iónico más pequeño) por Al (con radio iónico mayor), produce una disminución del espaciado basal.

En la tabla 4.9 se presentan los valores medios

del espaciado basal d0010 obtenidas para cada secuencia, así como la media para cada formación. En la Fig. 4.11 se muestran, así mismo, las curvas de frecuencia acumulativa para cada una de las formaciones.

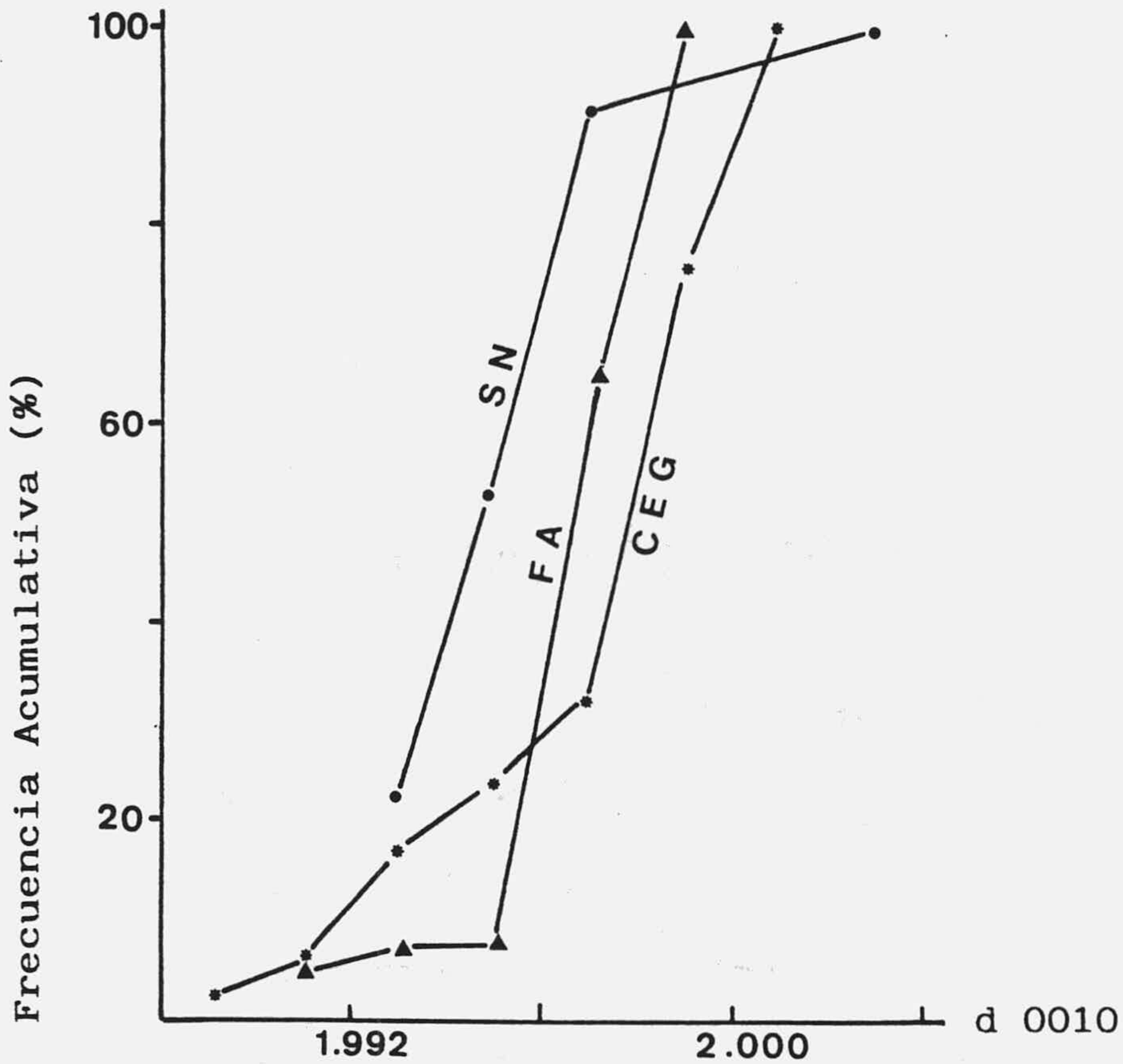


Fig. 4.11. Curvas de frecuencia acumulativa del espaciado basal de las micas.

Se puede indicar, a la vista de estos datos, que la Serie Negra es la formación que presenta los menores espaciados basales; en ese mismo orden de valores se sitúan los correspondientes a la Formación Azuaga, mientras que el Complejo Esquisto Grauváquico presenta los mayores valores. De esta distribución se podría

deducir que las temperaturas alcanzadas en la Serie Negra y en la Formación Azuaga serían similares mientras que en el caso del Complejo Esquisto Grauváquico la temperatura habría sido menor.

La fig. 4.12 muestra la correlación existente entre los parámetros  $b_0$  y  $d_{0010}$  para cada una de las formaciones. En ella queda reflejado que en la Serie Negra y Complejo Esquisto Grauváquico la correlación es negativa: el  $b_0$  aumenta cuando disminuye el espaciado basal, comportamiento que está relacionado con el grado de fengitización. La correlación en la Serie Negra es peor debido a que se han considerado conjuntamente los esquistos biotíticos y las pizarras y grauvacas. No obstante, el sentido de la correlación es válida. En la Formación Azuaga la correlación es positiva, es decir, el aumento del espaciado basal va unido al aumento del  $b_0$ . Es difícil explicar, en este caso, que el espaciado basal este relacionado solamente con el grado de fengitización. Es probable que exista, por lo tanto, un cierto grado de paragonitización, aunque en las muestras analizadas (éstas son un número muy reducido) no se haya detectado Na.

**La relación de intensidades** de las reflexiones basales  $I_{004}/I_{002}$  indican el contenido en Fe+Mg de las micas, (MARTIN RAMOS, 1976; MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEG0, 1978). Los valores medios obtenidos (tabla

4.9) para esta razón son notablemente más bajos en la

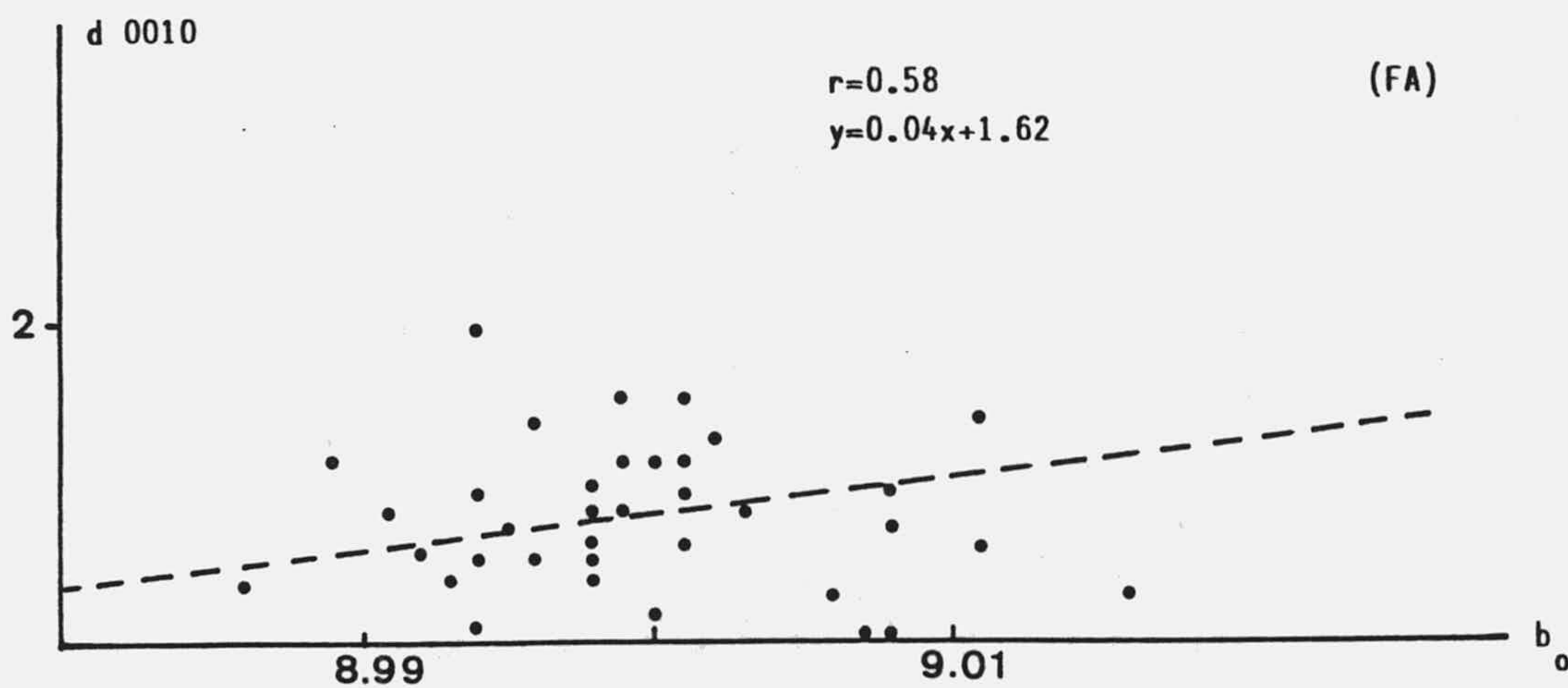
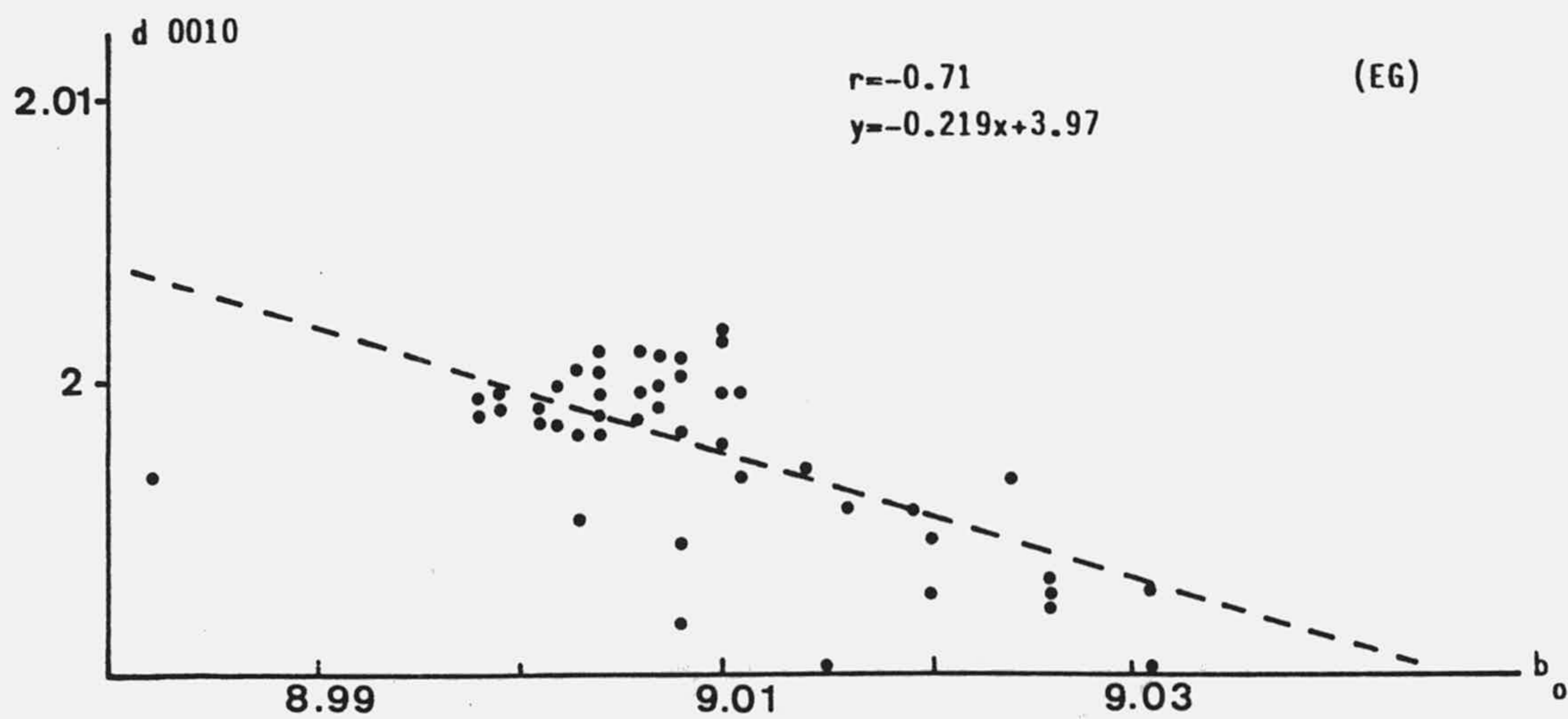
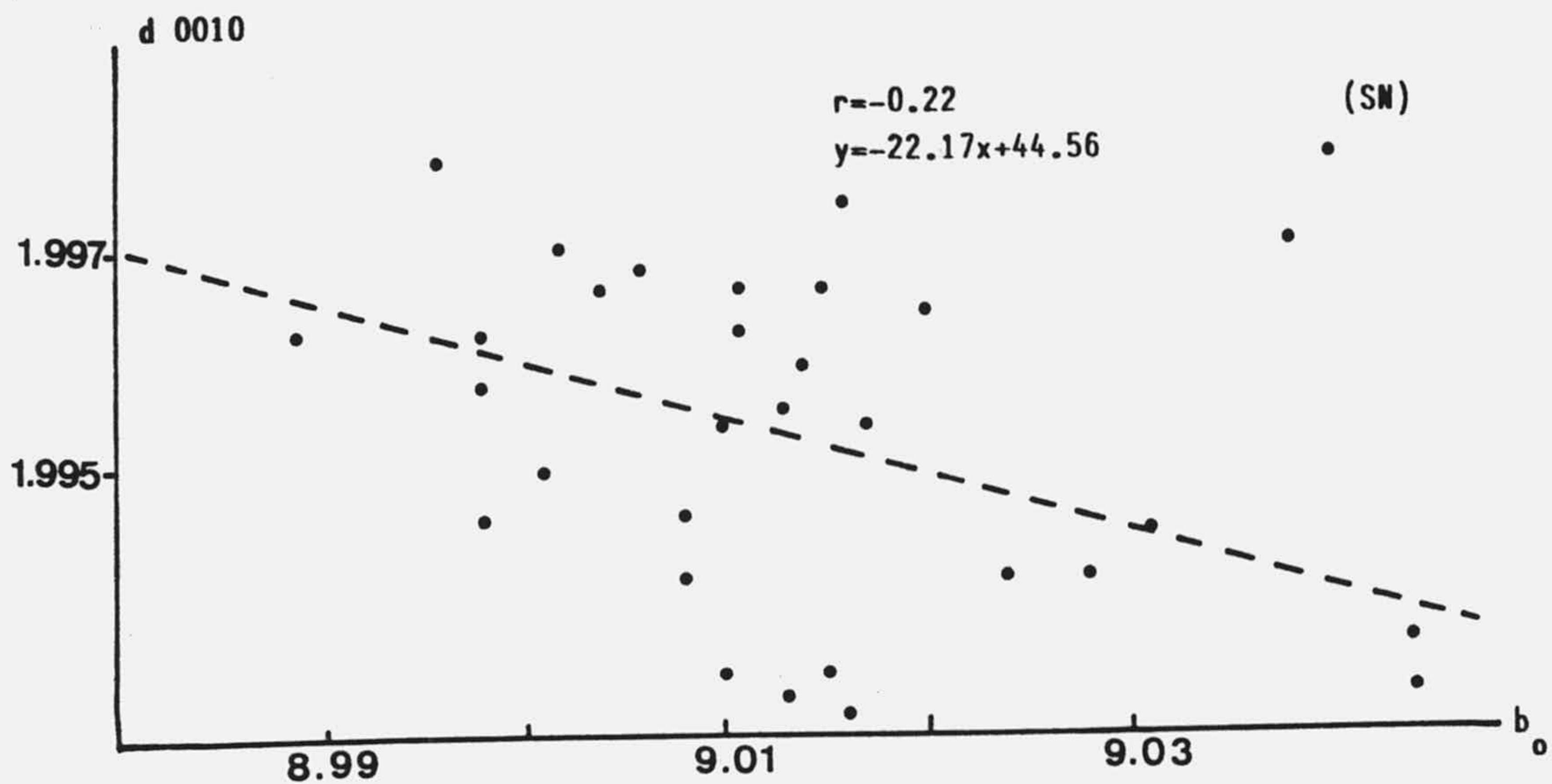


Fig. 4.12. Correlaciones del eje  $b_0$  frente al espaciado basal de las micas, en cada una de las formaciones.



Serie Negra debido, lógicamente, a la existencia de biotita conjuntamente con la mica blanca, lo que implica una reducción considerable de la relación de intensidades, ya que la biotita no presenta reflexión a 5 Å. En la Formación Azuaga el contenido en Fe es muy bajo, llegando en ocasiones a ser nulo.

Esta conducta se correlaciona estrechamente con el parámetro  $b_0$ , mayor grado de fengitización, mayor contenido en Fe y Mg, en el caso de la Serie Negra, y menor grado de fengitización, menor contenido en Fe y Mg para la Formación Azuaga. El Complejo Esquisto Grauváquico por otra parte presenta cifras intermedias a los de la Serie Negra y Formación Azuaga. La Fig. 4.13 presenta la correlación entre el  $b_0$  y  $I_{004}/I_{002}$ , las correlaciones negativas en los casos de la Formación Azuaga y el Complejo Esquisto Grauváquico demuestran que con el aumento de  $b_0$  las micas tienen carácter cada vez más fengítico, por lo que existirá más Fe en la capa octaédrica y la relación de intensidades será cada vez menor.

En el caso de la Serie Negra el valor del coeficiente de correlación  $r=0,096$  indica que no existe correlación. Es obvio indicar que la presencia de biotita, con la consiguiente distorsión de la relación de intensidades, se manifieste de tal manera que no proporcione una correlación lógica de ambos parámetros.

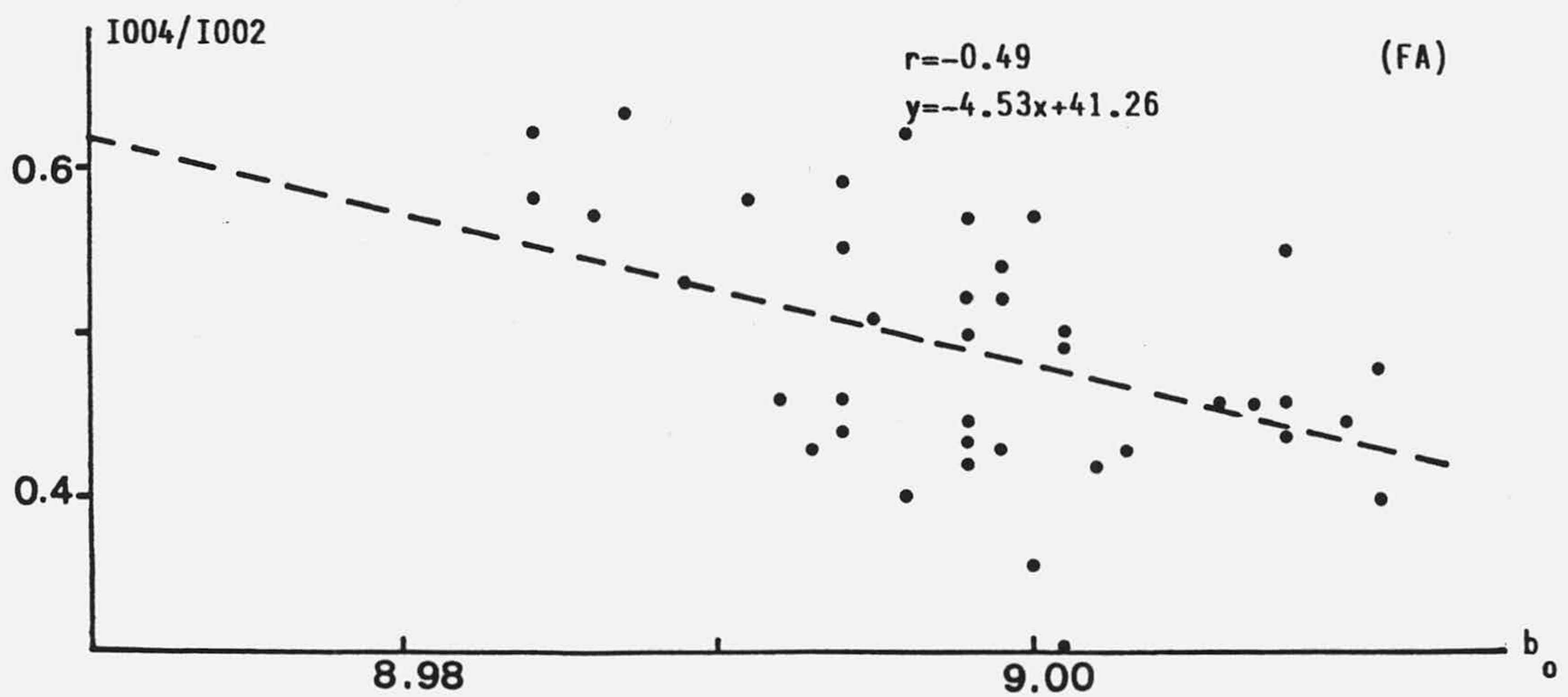
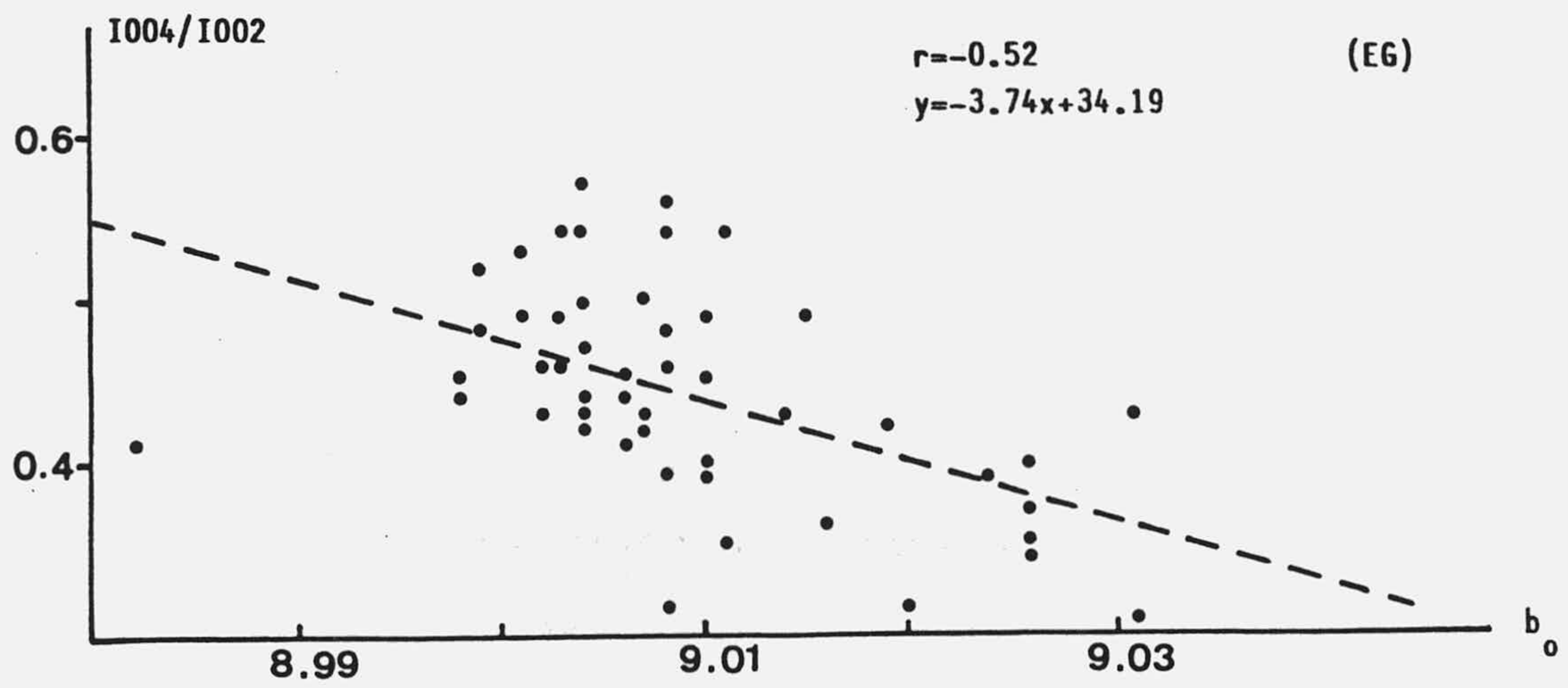
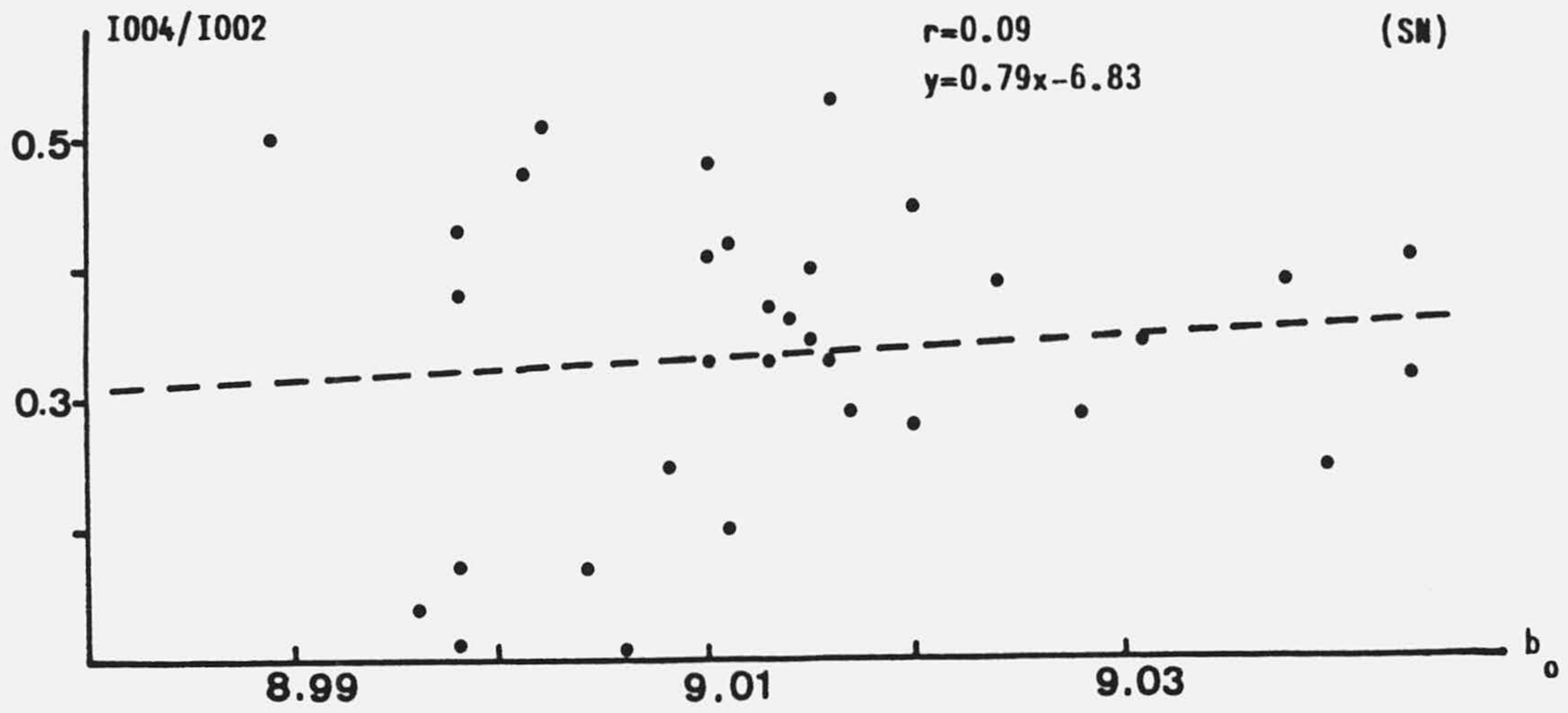


Fig. 4.13. Correlaciones del eje  $b_0$  frente a la relación de intensidades en cada una de las formaciones.

**El índice de cristalinidad.** La cristalinidad de la mica es directamente proporcional a la definición del pico de la reflexión a 10A (KUBLER, 1968; ESQUEVIN, 1969; DUNOYER de SEGONZAC, 1969; DUNOYER de SEGONZAC et HICHEL, 1972) y por lo tanto inversamente proporcional a su anchura.

Recientemente FREY (1986), basándose en una recopilación de los datos existentes hasta la actualidad, propone que en el límite entre la anquizona (equivalente a metamorfismo de muy bajo grado) y epizona (metamorfismo de grado bajo), el índice de cristalinidad tiene un valor de  $0.25^\circ$  de  $2\theta$ , medido en la reflexión a 10A. NIETO (com. pers.) ha calculado la equivalencia con respecto a la reflexión a 5A obteniendo un valor de  $0.2^\circ$  de  $2\theta$ . Las cifras que apporto en esta memoria están calculadas sobre esta última reflexión, por lo que tomaré como referencia el valor dado por NIETO.

Los datos calculados para las tres formaciones son muy similares y corresponderían a un grado metamórfico situado entre la anquizona y la epizona. Las diferencias entre las formaciones son poco significativas. No obstante, estoy de acuerdo con DUNOYER y ESQUEVIN (1969), cuando afirman que al final de la anquizona y comienzo de la epizona, el índice de

cristalinidad presenta valores máximos y semejantes entre sí, siempre que se haya seguido el mismo proceso de formación.

Dado que los valores medidos en esta memoria del índice de cristalinidad están realizados sobre la fracción de tamaño inferior a  $20\mu$  y como quiera que todas las citas acerca de este parámetro se refieren a la fracción inferior a  $2\mu$ , ya que se considera a esta fracción la fase neoformada (FREY, 1980; KISCH, 1983; PRIMMER, 1985, etc.), hice una comprobación, en algunas muestras, midiendo el índice de cristalinidad en las dos fracciones. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 4.10 Se aprecia que la cristalinidad es

TABLA 4.10 INDICE DE CRISTALINIDAD ( $^{\circ}2\theta$ )

Muestra	IC $<2\mu$	IC $2-20\mu$
HV-2	0.24	0.20
HV-5	0.20	0.19
DMV-1	0.20	0.18
DMV-1-1	0.17	0.17
DMV-2	0.17	0.17
DMV-4	0.20	0.17
DMV-4-1	0.20	0.19
DMV-5*	0.38	0.16
DMV-8	0.17	0.17
DMV-9	0.20	0.17
DML-1	0.19	0.17
DML-2	0.21	0.18
DML-4*	0.38	0.32
DML-5	0.20	0.20
DML-6	0.22	0.18
ALM-3	0.20	0.18
ALM-9*	0.46	0.18
ALM-16	0.19	0.19
ALM-24-1	0.19	0.18

\* Corresponde a muestras muy alteradas

ligeramente mayor en la fracción de tamaño entre 2-20 $\mu$  que en la menor de 2 $\mu$ , pero esta variación no es significativa puesto que en ambas fracciones, los valores siempre se mantienen en el límite entre anquizona y epizona.

Existen unas pocas muestras en las que la variación es notable, pero corresponden a muestras muy degradadas; en ellas todos los minerales que constituyen la fracción menor de 2 $\mu$  son producto de una fuerte alteración.

La existencia de esmectita, caolinita, interestratificados e incluso micas degradadas en todas las fracciones inferiores a 2 $\mu$  que se han separado, han aconsejado no medir el índice de cristalinidad en esta fracción por que dichos filosilicatos influirían decisivamente en los valores obtenidos de ese parámetro, modificándolos en el sentido de hacerlos más altos. Este hecho, unido a que la diferencia entre las dos fracciones (fracción de tamaño de 2-20 $\mu$  y menor de 2 $\mu$ ), en las muestras que se han medido, no son excesivamente dispares, justifica el que únicamente se haya considerado el dato de la fracción inferior a 20 $\mu$ .

Todos los comentarios expuestos anteriormente en relación a los parámetros calculados de las micas blan-

cas se pueden resumir en los siguientes puntos:

- El carácter fengítico de las micas de la Serie Negra frente al carácter moscovítico s.l. de las micas de la Formación Azuaga. En el Complejo Esquisto Grauváquico muestran un ligero grado de fengitización, como ya se explicó en el capítulo de resultados (figuras 3.4, 3.10 y 3.16, las cuales representan los diagramas de REY y KUBLER, que muestran la tendencia fengítica de las micas).
- El espaciado basal está en función del grado de fengitización en la Serie Negra y en el Complejo Esquisto Grauváquico, mientras que en la formación Azuaga parece que está relacionado con el grado de paragonitización.
- El gradiente metamórfico, deducido a partir de los valores del eje  $b_c$ , es más bajo en el Complejo Esquisto Grauváquico y más alto en la Formación Azuaga. En ambas formaciones, dicho gradiente se mantiene uniforme.

En la Serie Negra se diferencian dos gradientes. Los esquistos biotíticos presentan un gradiente más alto, mientras que las pizarras y grauvacas lo presentan más bajo.

Esta variación se podría explicar como debida a que los esquistos biotíticos han estado sometidos a

una fase de deformación con un gradiente de más alta temperatura. Posteriormente, se produciría una nueva fase de deformación, que afectaría, más profundamente, a las pizarras y grauvacas, con un gradiente de más baja temperatura, el cual no causaría ningún cambio sustancial en los esquistos biotíticos. Otra explicación se podría encontrar en la gran abundancia de intrusiones plutónicas, que provocarían un calentamiento mayor en los esquistos biotíticos, no afectando, sin embargo, a las pizarras y grauvacas.

#### **CLORITAS. PARAMETROS. SU SIGNIFICADO.**

La clorita es el segundo filosilicato en importancia como mineral constituyente de las rocas pelíticas estudiadas. Se han identificado en todas las formaciones en proporciones muy variables.

La morfología de las cloritas es en todos los casos de grandes placas irregulares. (Ver láminas IV y V).

Los datos de microanálisis elemental mediante espectrometría de dispersión de rayos X, expuestos en la tabla 4.11. No obstante, dado que los análisis de las cloritas se han podido realizar en muy pocas muestras, estos datos hay que manejarlos con precaución,

sobre todo si se quiere extrapolar a la totalidad de las mismas.

TABLA 4.11 ANALISIS PUNTUAL. CLORITAS

Muest	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>
FC-11	38.65	32.42	10.18	18.14	0.60	--	--	--
HV-4	54.82	27.64	7.48	10.06	--	--	--	--
ALM-5	51.07	24.38	3.87	16.23	--	2.59	0.53	1.33
ALM-5	45.03	38.27	2.26	8.52	--	3.39	0.60	0.96
ALM-29	39.12	34.44	9.76	13.92	--	2.76	--	--
C-11	49.26	30.76	7.66	12.35	--	--	--	--
AZ-5	37.86	33.09	12.12	15.14	--	1.79	--	--
AZ-5	37.03	32.63	14.36	14.04	--	1.30	--	0.65
DML-4	38.09	33.63	14.42	13.16	--	0.69	--	--

Sin embargo, se deben mencionar la existencia de potasio en los análisis realizados. Este elemento tiene un radio iónico grande y es muy difícil que entre en la red de la clorita. NIETO (1983) y FRANCESCHELLI et al. (1986) indican, a este respecto, la existencia de intercrecimientos de mica dentro de los cristales de la clorita, los cuales serían responsables del contenido en K en las cloritas analizadas. La morfología de grandes placas irregulares es, además, propicia para la formación de dichos intercrecimientos (FRANCESCHELLI et al. op. cit.).

Los valores de los parámetros medidos en cada una de las secuencias, así como los valores medios de cada formación se exponen en la tabla 4.12.

Los valores del contenido en Fe expuestos para las secuencias de la Formación de Azuaga, son los obtenidos



a partir del parámetro  $b_0$ , bajo el supuesto de que éstos son los correspondientes a las cloritas formadas

TABLA 4.12. PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS. CLORITAS.

Sec.	d001(A)		Al t		$b_0$ (A)		Fe t	
	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$	x	$\sigma_n$
FC	14.12	0.03	2.83	0.21	9.279	0.011	1.73	0.30
S	14.12	0.03	2.88	0.21	9.284	--	1.85	0.33
H	14.10	--	3.00	--	9.288	--	2.11	--
Media	14.12	0.03	2.86	--	9.280	0.011	1.89	--
C	14.11	0.02	2.92	0.11	9.294	0.003	2.33	0.18
ALM	14.11	0.04	2.94	0.26	9.284	0.008	2.13	0.32
PZ	14.09	--	3.07	--	9.288	--	2.34	--
Media	14.11	0.03	2.94	--	9.289	0.008	2.13	--
A	14.06	0.01	3.26	0.07	9.299	0.008	2.32	0.24
AZ	14.09	0.01	3.09	0.09	9.290	0.009	2.16	0.28
DM	14.08	0.01	3.14	0.09	9.294	0.019	2.04	0.37
Media	14.07	0.01	3.17	--	9.294	0.011	2.27	--

durante el metamorfismo. Estos valores son sistemáticamente más bajos que los obtenidos a partir de la relación de intensidades basales, circunstancia que como ya se expuso en el capítulo de resultados correspondiente a esta formación.

Las diferencias existentes entre los valores relativos al contenido de Fe obtenido por ambos métodos, se pueden explicar como debidas a la existencia de dos tipos de cloritas, unas de origen metamórfico y otro tipo que serían el producto de un proceso de retrometamorfismo. Por consiguiente, los resultados obtenidos a partir de la relación de intensidades reflejan el

contenido en Fe para la totalidad de las cloritas, según apunta NIETO (1983), mientras que los datos obtenidos mediante el parámetro  $b_{00}$ , únicamente reflejarían el contenido en Fe de las cloritas de origen metamórfico, debido a su orientación preferencial según la esquistosidad. Este hecho lo corrobora una muestra (DMV-9) en la cual se han podido observar dos valores diferentes del parámetro  $b_{00}$ ; 9.282 Å y 9.304 Å, equivalente a 1.95 y 2.53 átomos de Fe respectivamente. El último valor es exactamente idéntico al calculado para esta muestra, mediante la relación de intensidades:  $Fe=2.52$ . Las cloritas retrometamórficas podrían haberse originado a partir de biotitas existentes en la composición mineralógica original de la roca, según se ha podido observar mediante microscopio petrográfico (ver lámina III c y d). En el diagrama de VELDE (1979) y NOACK et al. (1986), figura 3.17 a, estas cloritas de retrometamorfismo se sitúan en el límite entre las zonas correspondientes a cloritas metamórficas y diagenéticas e incluso en algunos casos se disponen en el campo de las bertierinas (cloritas formadas casi exclusivamente por Fe y Al en la capa octaédrica), mientras que las cloritas metamórficas se sitúan claramente en su campo correspondiente, (Fig. 3.17 b).

En la discusión que se hace a continuación, del conjunto de las cloritas de las tres formaciones se han excluido las cloritas de retrometamorfismo ya que

de considerarlas, las conclusiones obtenidas quedarían distorsionadas, debido al efecto producido por la mezcla de datos correspondientes a unas cloritas de origen diferente al de los principales acontecimientos metamórficos.

Así mismo, de el resto de las formaciones aunque sistemáticamente se ha calculado el valor del Fe, tanto octaédrico como interlaminar, mediante la relación de intensidades, siempre que ha sido posible, se ha tomado preferentemente el valor del Fe total calculado a partir del parámetro  $b_0$ , ya que considero este último valor mas exacto, además de que se evitan, por otra parte, los problemas relacionados con las alteraciones y oxidaciones de la clorita como sucede en el caso del Complejo Esquisto Grauváquico.

El eje  $b_0$  y el contenido en Fe.

Numerosos autores han relacionado el eje  $b_0$  con el contenido en átomos pesados, fundamentalmente Fe, de las capas octaédricas (BRINDLEY, 1961; SHIROZU, 1958; HEY, 1954; RADOSLOVICH, 1962; KEPEZHINKAS, 1965). A su vez, el contenido en Fe presenta una dependencia directa con la temperatura de formación de las cloritas (NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO, 1983b; NOACK et al. 1986), de tal manera que a mayor contenido en Fe, la temperatura de formación de las cloritas será menor.

De la observación de los valores medios del contenido en Fe para cada formación, se podría indicar, de acuerdo con lo expuesto anteriormente, que en el caso de la Serie Negra que presenta los valores más bajos, la temperatura de formación sería mayor, mientras que la Formación Azuaga con contenidos en Fe más altos, la temperatura de formación de las cloritas habría sido inferior. Para el Complejo Esquisto Grauváquico, la temperatura sería intermedia, ya que los valores obtenidos son intermedios respecto a los de las dos formaciones anteriores. No obstante, las diferencias del contenido en Fe entre estas dos últimas formaciones, es muy pequeña, estando comprendidas dentro del margen de error establecido para la metodología utilizada, que se sitúa en torno a un 10%.

#### **La relación F/FM de la clorita y F/FM de la roca.**

Todos los autores coinciden en afirmar que el parámetro F/FM de la clorita está determinado fundamentalmente por la composición química de la roca en la cual se ha formado. (HORIKOSHI, 1965; KAWACHI, 1974-1975; ERNST, 1976; ERNST y DAL PIAZ, 1978; NIETO y RODRIGUEZ GALLEGU, 1983b). La temperatura de formación es un factor modificador del valor teórico predecible a partir de la composición química, como ya se ha indicado anteriormente.



Con el objeto de comprobar este hecho, se ha realizado la correlación existente entre el parámetro  $Fe/Fe+Mg$  de la clorita y el  $FeO+Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO$  de la roca total. El resultado obtenido, tiene un nivel de significación bastante bajo, con una  $\sigma=0.29$ , cuya recta de regresión tiene la siguiente ecuación:

$$y = 0.37 x + 0.19 \quad (\text{Fig. 4.14}).$$

A pesar de la relativa validez, por tanto, de estos datos, se podría afirmar que, en efecto, la composición química de la roca influye en el parámetro  $F/FM$  de las cloritas que contiene. Esto es más patente en las muestras que pertenecen a la Serie Negra, ya que en este caso se sitúan preferentemente a lo largo de la recta de regresión, mientras que para el Complejo Esquisto Grauváquico y la Formación Azuaga, la relación  $F/FM$  de la roca íntegra es muy homogénea (sobre todo en la Formación Azuaga), pero no sucede lo mismo con la  $F/FM$  de la clorita cuya variación es elevada. Esta característica, podría deberse a que la temperatura a la cual ha estado sometido el sistema durante la formación de las cloritas, ha tenido una influencia mayor que la composición química del mismo, en el caso de estas dos formaciones, debido a que la relación  $F/FM$  de la clorita es más baja que la que les correspondería si este parámetro solo estuviera influenciado por la  $F/FM$  de la roca.

Si se relacionan las rectas de regresión establecidas por NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO (op. cit.) y NIETO (op. cit.), consideradas como líneas isothermas, con las F/FM de las cloritas y  $FeO/FeO+MgO$  de las rocas de las tres formaciones estudiadas en el presente trabajo (Fig. 4.15), se observa que los puntos se sitúan preferentemente por debajo de la isoterma que corresponde a las anfibolitas s.l. No obstante, los trabajos de NIETO están realizados en las Cordilleras Béticas, donde la presión es similar en todos los puntos y únicamente varía la temperatura alcanzada por los materiales. En el caso de este trabajo, la presión es variable en cada formación, lo que puede influir de manera decisiva para que las muestras no se sitúen en la isoterma correspondiente a la facies de "esquistos verdes" como sería de esperar. Por otro lado, la persistencia, en todas las muestras, de interestratificados, indican una fuerte alteración, que ha debido provocar que el contenido en Fe de las cloritas sea menor (NIETO et al. 1980; LIEBLING and SCHERP, 1976-1980) al que le correspondería, si se considera el contenido en Fe de la roca y el efecto de la temperatura equivalente a la facies de los esquistos verdes. Estas dos características hacen que las rectas de regresión establecidas por NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO, no sean aplicables a las rocas existentes en la Meseta.

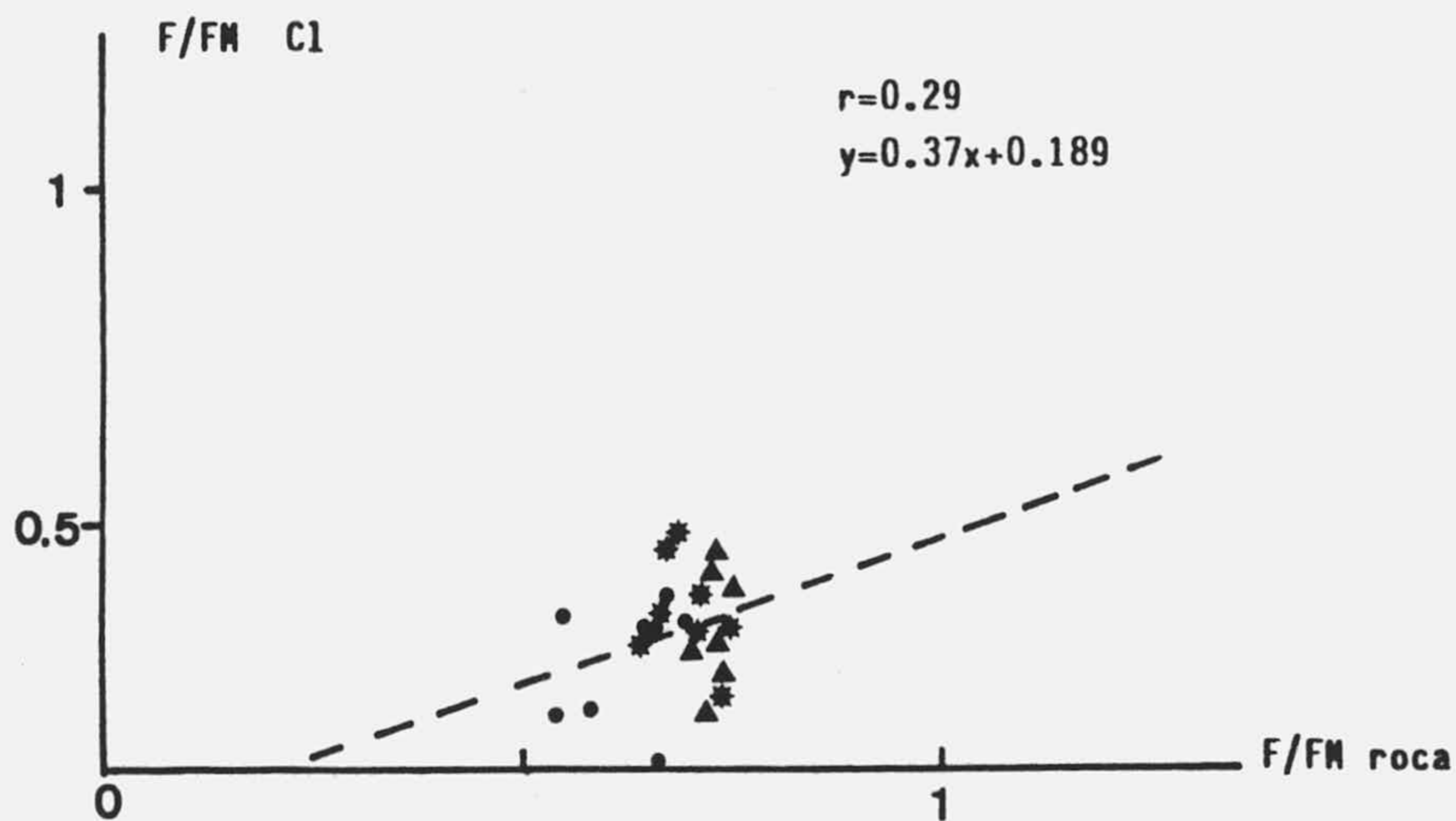


Fig. 4.14. Correlación de la razón  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$  de la roca y  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  de las cloritas. Serie Negra; \*: Complejo Esquisto Grauváquico; A: Formación Azuaga.

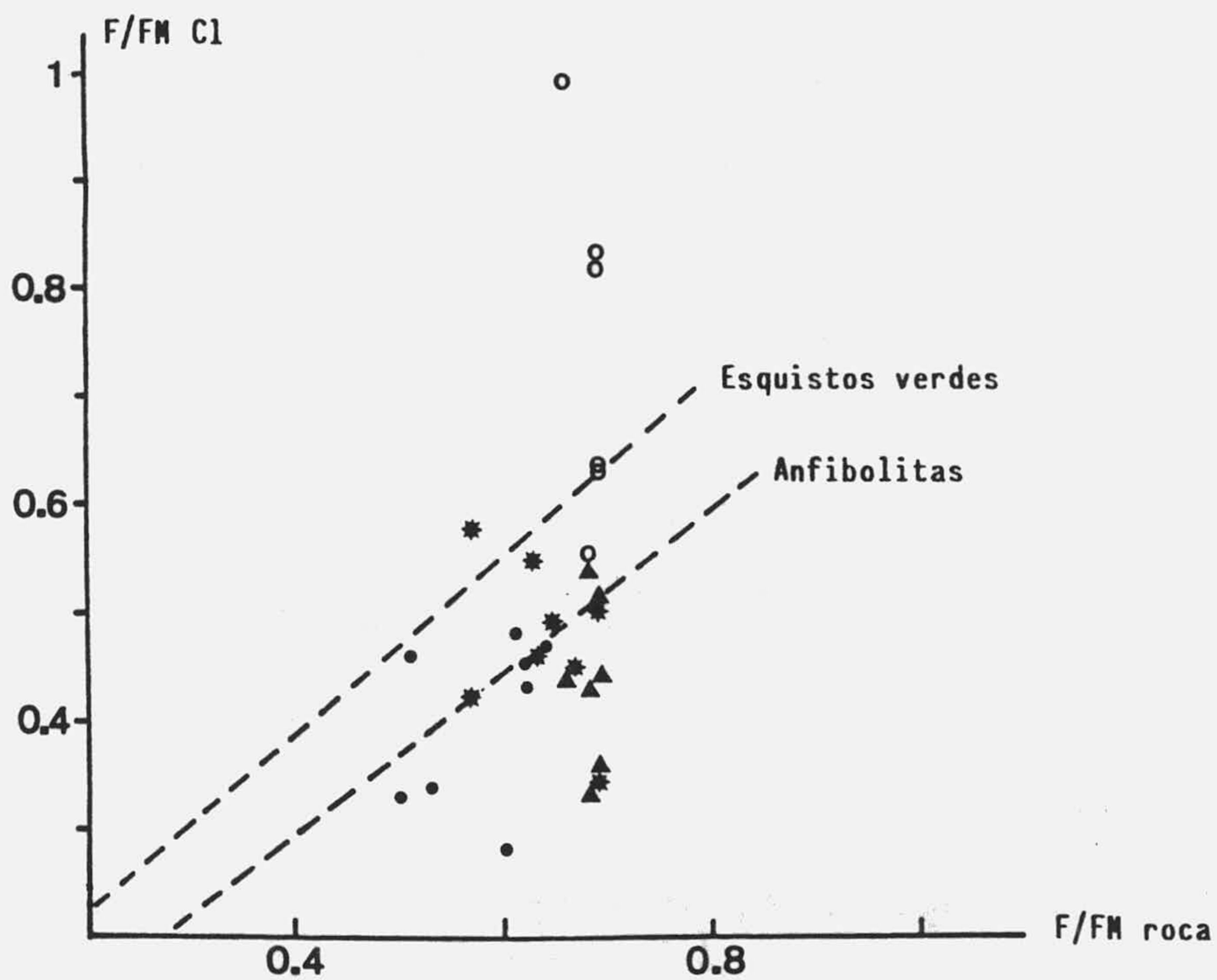


Fig. 4.15. Relación  $\text{F}/\text{FM}$  de la roca y  $\text{F}/\text{FM}$  de la clorita y su relación con las rectas de regresión (isotermas de esquistos verdes y anfibolitas), según NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO. Símbolos igual a la Fig. 4.14 o cloritas retrometamórficas de la Formación Azuaga.

Las cloritas de retrometamorfismo de la Formación Azuaga se sitúan claramente por encima de la recta de regresión de los esquistos verdes; como era de esperar, la relación F/FM está fuertemente influenciada por la baja temperatura de formación de estas cloritas, ya que este parámetro es bastante más elevado de lo que cabría esperar, si se tiene en cuenta solamente el contenido en Fe total de la roca.

### **El espaciado basal**

El valor  $d_{001}$  se ha correlacionado con el grado de sustitución de Si por Al en la capa tetraédrica y el Fe-Mg con el Al en la capa octaédrica (BRIND LEY, 1961; ALBEE, 1962; KEPEZHINSKAS, 1965). Esta sustitución proporciona la carga negativa de la estructura y por tanto la atracción electrostática entre capas. A mayor grado de sustitución existirá mayor atracción y por tanto el espaciado basal  $d_{001}$  será menor. Los autores mencionados arriba han tratado de cuantificar esta relación. Se ha elegido la propuesta por ALBEE (1962) ya que según NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO, (1983a) es la que proporciona resultados más fiables. Con esta expresión se calcula el Al total de la clorita, elemento que se ha relacionado con el espaciado basal.

El contenido en Al de la clorita refleja la tempe-



ratura de formación de este mineral (NIETO, 1983; VELDE, 1979; NOACK, 1986; etc.). Esta relación es inversamente proporcional, es decir, a mayor contenido en Al, la temperatura de formación será menor.

Si se observa la tabla 4.12, se aprecia que las medias del espaciado basal para cada una de las formaciones son ligeramente diferente. Los espaciados basales más altos (menor contenido en Al) corresponden a las cloritas de Serie Negra, mientras que las correspondientes a la Formación de Azuaga son más bajos (mayor contenido en Al). En el Complejo Esquisto Grauváquico el d001 es intermedio. Parece pues evidente, que las temperaturas de formación de las cloritas, deducida a partir de este parámetro, fueron más elevadas en la Serie Negra, intermedias en el Complejo Esquisto Grauváquico. En el caso de la Formación Azuaga, el contenido en Al es mayor, lo que indicaría, en principio, una temperatura de formación más baja. Pero el Al calculado a partir del espaciado basal, es el correspondiente a la totalidad de las cloritas, metamórficas y de retrometamorfismo, siendo estas últimas más ricas en Al que las cloritas típicas del metamorfismo. El contenido en Al total, por lo tanto, no refleja la temperatura de formación de las cloritas metamórficas en la Formación Azuaga.

La influencia del contenido en Al de la roca en el

contenido en Al de las cloritas no es en absoluto clara. En ningún caso se han obtenido coeficientes de correlación válidos que relacionen estos dos parámetros.

### **Correlación $Al^{VI}$ -Fe total**

NOACK et al., 1986 y GIRARD, 1985 proponen la correlación entre el  $Al^{VI}$  y el Fe de las cloritas como un geotermómetro válido, con la ventaja adicional de que es independiente de otros parámetros. Si esta correlación es positiva, entonces las cloritas se han formado a alta temperatura, mientras que si la correlación es negativa las cloritas son de baja temperatura. A cada valor de correlación  $Al^{VI}$ -Fe para una población de clorita, se le asigna una temperatura de formación, en un rango de 0 a 500°C.

La metodología utilizada lleva implícita errores de cierta importancia lo que unido a la falta de análisis por microsonda electrónica, (análisis mediante los que obtendríamos datos exactos en cuanto al contenido en  $Al^{IV}$ ,  $Al^{VI}$ , Fe, número de vacantes, etc.), da lugar a que los valores absolutos de los coeficientes de correlación obtenidos, sean más próximos a cero, es decir, hace que el intervalo de temperaturas obtenido, sea menor al existente realmente en las rocas. Por esta razón, este tipo de correlaciones, sólo se utiliza-

rá comparativamente entre las tres formaciones.

En la Fig. 4.16 se presentan las correlaciones realizadas para cada formación. Se observa que en el caso de la Serie Negra la correlación es positiva mientras que para la Formación Azuaga y el Complejo Esquisto Grauváquico es negativa. Esto quiere decir, dados los valores obtenidos y según los autores antes citados que la temperatura de formación para las cloritas será mayor en la Serie Negra y menor en el Complejo Esquisto Grauváquico, siendo los valores de la Formación Azuaga intermedios a las otras dos formaciones.

De todo lo expuesto para las cloritas se pueden resumir los puntos siguientes:

- El contenido en Fe y el parámetro F/FM están influenciados por la composición química de la roca, pero también en gran medida por la temperatura de formación de la clorita. A partir de las correlaciones entre el Al octaédrico y el Fe se puede deducir que esta temperatura es mayor para la Serie Negra, intermedia para la Formación Azuaga y menor para el Complejo Esquisto Grauváquico. Sin embargo los datos de contenido en Al de la Formación Azuaga revelan temperaturas más bajas que para las otras dos formaciones. Esta contradicción, como ya se ha explicado anteriormente, debe ser consecuencia de la mezcla de

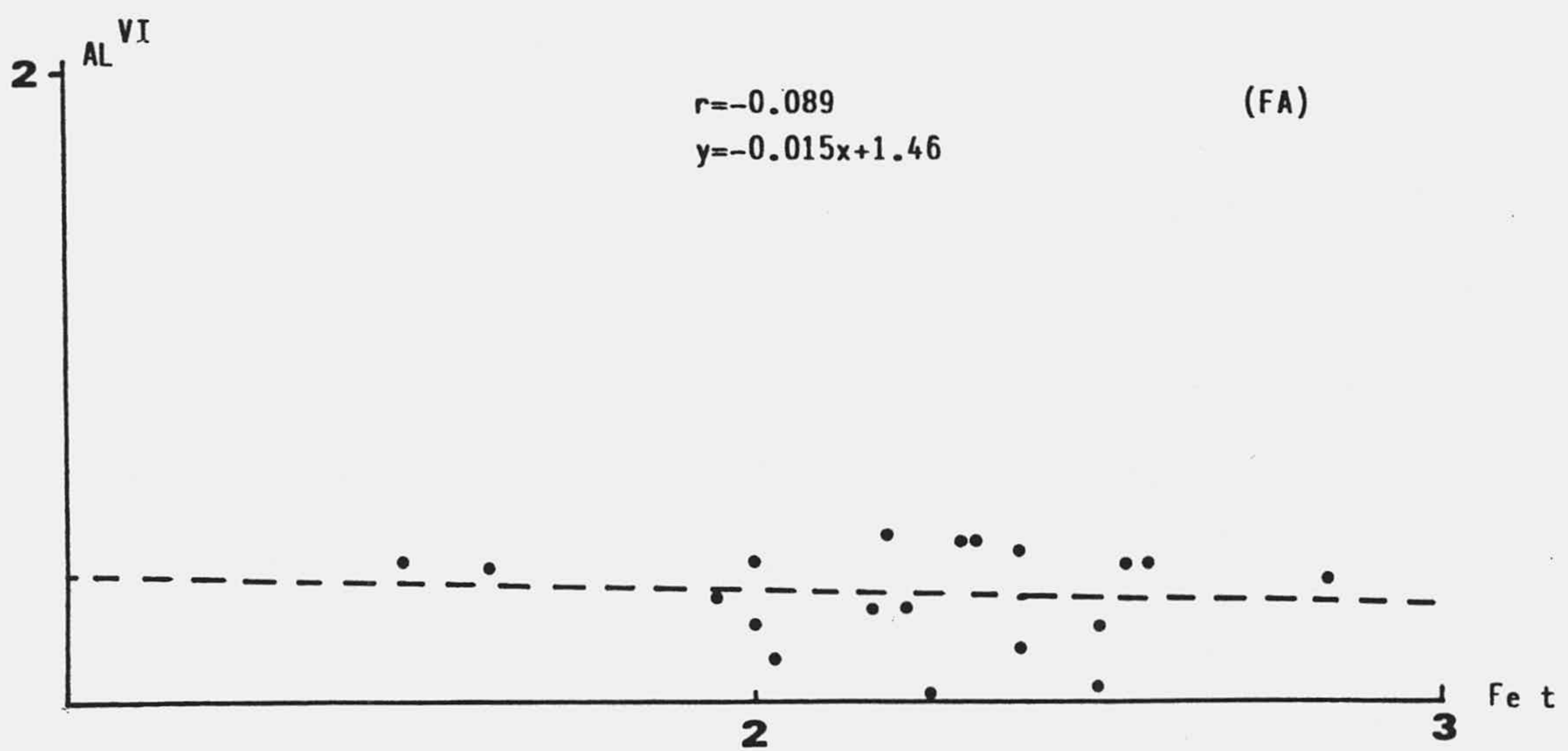
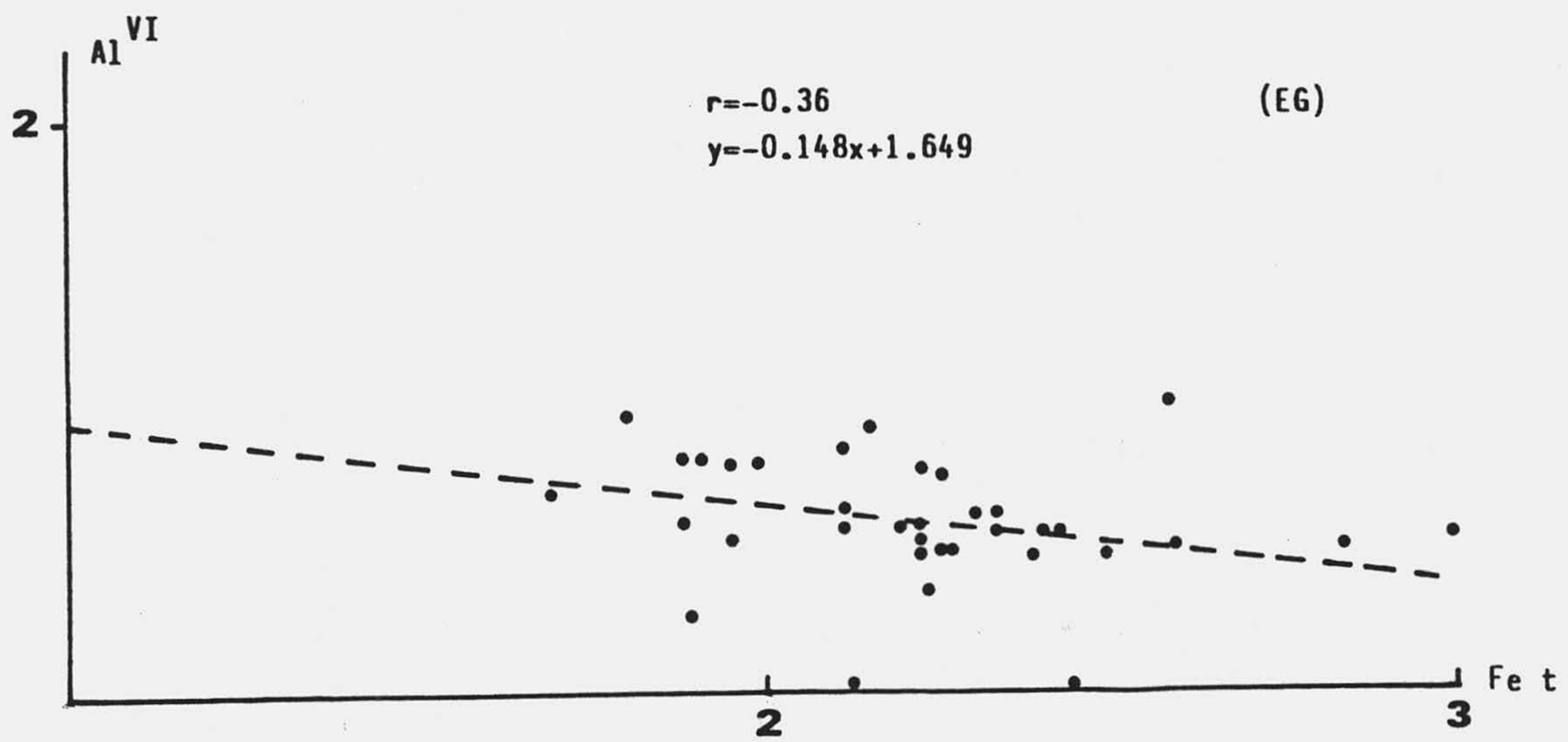
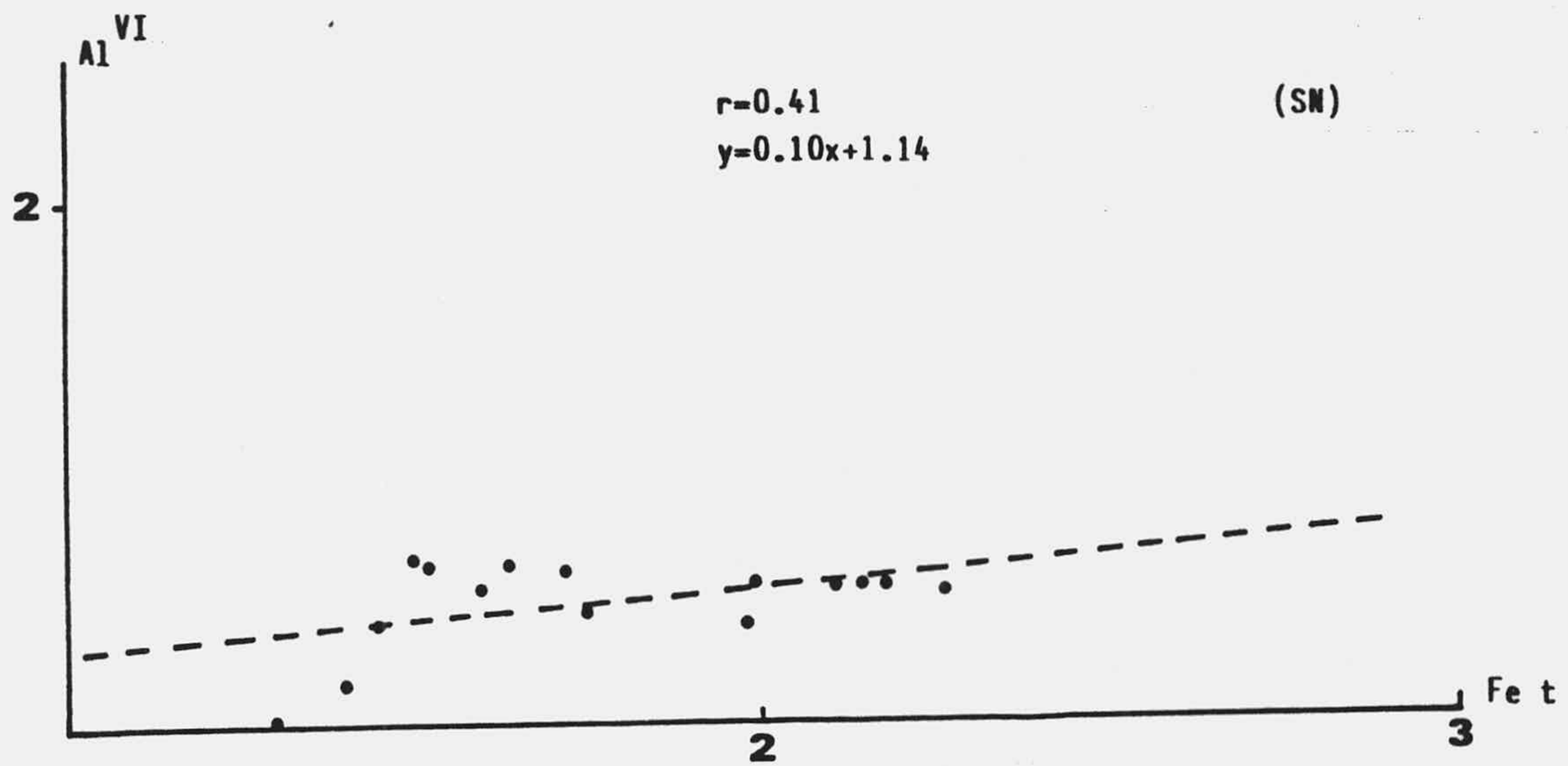


Fig. 4.16. Correlación del Fe total frente al Al octaédrico de las cloritas en cada una de las formaciones.

cloritas metamórficas y de cloritas retrometamórficas, ya que no se han podido separar a la hora de obtener los valores de Al total. Otra explicación se puede encontrar en la composición química de la roca; en esta formación, el contenido en  $Al_2O_3$  es mayor, por lo que es posible que haya influido, en parte, para que las cloritas sean más ricas en Al.

- Se debe indicar, así mismo, que todas las cloritas tienen carácter trioctaédrico, lo cual se deduce de los valores del eje  $b_0$ .

Se puede afirmar, finalmente, que los parámetros obtenidos para las cloritas y para las micas son perfectamente concordantes, de tal forma que se llega a conclusiones similares si se tratan separadamente, por lo tanto, pienso que ambos minerales son válidos para dilucidar las condiciones de presión y temperatura a la que ha estado sometida la roca que ellos constituyen.

Con estudios más detallados de la composición química de cada mineral (microsonda electrónica) se podrá incluso cuantificar la presión y temperatura alcanzada por el sistema.

## CAOLINITA.

La presencia de la caolinita es constante en todas las formaciones. Se encuentra en pequeñas cantidades, exceptuando algunas muestras esporádicas y todas las de la secuencia de Alcántara en donde aparece en proporciones apreciables.

La morfología que presentan los cristales de caolinita es "face to face" (cara con cara), (LAMBE, 1958), en la mayoría de los casos, como se aprecia en la lámina VII, Fotografía b, aunque también aparece en cristales subidiomorfos (Lámina VII, fotografía b).

La medida de parámetros de la caolinita no se ha podido realizar, ya que para ello se necesitaría que la muestra estuviera compuesta casi exclusivamente de este mineral.

En principio se podría pensar que en caso de la secuencia de Alcántara, en donde aparece muy frecuentemente y en cantidades relativamente importantes la caolinita pudiera ser de origen primario. Aunque la mayoría de los autores consultados (DUNOYER, 1970; FREY, 1970; ZKHUS, 1978; HOWER, 1981), afirman que la caolinita subsiste hasta la diagénesis profunda, desapareciendo en los primeros estadios metamórficos (anquizona). Este origen únicamente podría explicarse

porque la presión de metamorfismo no hubiera sido lo suficientemente elevada, para que el par caolinita+cuarzo reaccionara y se formara pirofilita+agua. (WINKLER, 1978). De todas formas, hay varias razones que parecen invalidar esta hipótesis. Por una parte las condiciones de equilibrio de esta reacción no se conocen todavía y por lo tanto no pueden ser aplicables en la naturaleza. Pero, además en esta secuencia el contenido en feldespatos es ligeramente menor que en el resto de las secuencias muestreadas, lo que unido al acusado grado de alteración que presentan las rocas en este sector, nos induce a pensar que el origen de estas caolinitas es más bien secundario, producto, por tanto, de la fuerte alteración sufrida por estas rocas.

El origen que se le atribuye a la caolinita para todas las formaciones es de transformación de minerales primarios, principalmente de feldespatos, (aunque no se puede excluir la participación de micas y cloritas). Esta afirmación viene apoyada por la observación, en algunos fotogramas, realizados por medio de microscopio electrónico de barrido, de láminas pseudoexagonales de caolinita creciendo sobre cristales de feldespatos, (Lámina VII-b). Esta transformación de silicatos primarios en caolinita supergénica se realizaría en unas condiciones superficiales específicas: estas condiciones fisico-químicas del ambiente deposicional

corresponderían a un medio ácido y reductor, en un clima húmedo que daría lugar a un lavado de elementos alcalinos y alcalinotérreos, permaneciendo únicamente el Al, Si y Fe y en definitiva dando lugar a la existencia conjunta de caolinita, pirita y materia orgánica.

### ESMECTITAS.

Generalmente aparecen en proporciones inferiores al 5%, aunque en algunas ocasiones las cantidades en que se encuentran son considerables, estos casos coinciden con muestras muy alteradas. Son ligeramente más abundantes en la Serie Negra que en las otras dos formaciones.

La morfología que presentan es de plaquetas con borde fibroso (lamina VI), casi siempre se muestran con buena cristalización. La composición química de estos minerales, calculada a partir de algunas muestras analizadas, se presenta en la tabla 4.13 (corresponden a microanálisis realizados por espectrometría de dispersión de rayos X).

TABLA 4.13. ANALISIS PUNTUAL. ESMECTITA

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	FeO
FC-1-2	64.66	26.54	0.44	--	1.71	2.94	3.72
C-11	74.66	15.00	5.42	--	1.27	--	3.65
AZ-3	57.87	26.84	0.93	4.58	--	6.99	2.79



La presencia de esmectitas en las rocas metamórficas debe ser originada exclusivamente por una intensa alteración de la roca; minerales tales como micas (sobre todo biotitas) y cloritas se hidrolizan fácilmente en condiciones superficiales, dando lugar a la formación de minerales de la arcilla. Si esta génesis se realiza en medio oxidante, con un pH elevado y en un clima con épocas húmedas y secas alternantes, los minerales que mayoritariamente se desarrollan son esmectitas e interestratificados de clorita-vermiculita, acompañados muy frecuentemente, de hematites.

Los feldespatos también se transformarían, muy fácilmente, en esmectitas durante los procesos de meteorización (NICHOLS, 1970; TARDY, 1969; TOMITA et al., 1970; MEUNIER and VELDE, 1979).

Se aprecian ligeras diferencias, en cuanto a los porcentajes de caolinita y esmectitas, que presentan las distintas formaciones. De tal forma que la caolinita domina en el Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga, mientras que la esmectita lo hace en la Serie Negra. Como no se pueden invocar diferencias climáticas apreciables entre ellas debido a su cercanía geográfica, debemos buscar otras causas para intentar explicar ese dominio de un u otro mineral de la arcilla dependiendo de la formación que se considere. Lo más

probable es que en el Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga, la alteración se haya producido principalmente, en condiciones ácidas, y esta circunstancia se relaciona directamente con la presencia en cantidades destacables de pirita, la cual al oxidarse daría lugar a unos valores más bajos de pH; mientras que en la Serie Negra donde dominan los óxidos de Fe (hematites) y, hay abundancia de biotitas, las condiciones de alteración serían fundamentalmente alcalinas. Por otra parte, según JACKSON (1959) las biotitas tienden preferentemente a transformarse en esmectitas.

#### **INTERESTRATIFICADOS.**

Los interestratificados que aparecen en todas las formaciones, en mayor o menor proporción, son del tipo clorita-vermiculita.

Como ya se explicó en la metodología, se han podido detectar dos tipos de interestratificados que tienen diferente comportamiento con el tratamiento térmico y DMSO. Los que se han identificado como clorita-vermiculita se corresponden con los que DUNOYER de SEGONZAC (1969-70) llama clorita lábil, mientras que los que se identifican como vermiculita-clorita corresponderían a un interestratificado aproximadamente 50:50 de clorita-vermiculita (BRINLEY and BROWN, 1980; SAWHNEY, 1977; BAILEY, 1981; etc.).

En ningún caso se ha podido detectar la existencia de una reflexión a 28A, ni tampoco las reflexiones de orden impar, únicamente se han identificado las reflexiones que corresponden a los órdenes pares del interestratificado. Estos comportamientos nos impiden afirmar que dicho interestratificado sea de carácter regular (corrensita), en el sentido que lo definen BRINLEY and BROWN (op. cit.), SAWHNEY (op. cit.), KUBLER (1973), BAILEY (1982), etc.

La morfología que presentan es intermedia entre la de la clorita y la de la vermiculita (láminas IV y VI). (No se encuentran descripciones morfológicas de este tipo de interestratificado en la bibliografía).

La composición química, calculada a partir de análisis puntual de algunas muestras, se puede observar en la tabla 4.14.

TABLA 4.14. ANALISIS PUNTUAL. INTERESTRATIFICADOS C1-V

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>
FC-1-2	37.54	29.81	0.84	12.84	--	18.96	--
FC-1-2	40.06	34.94	0.78	14.20	0.43	9.59	--
S-7	42.98	34.94	2.12	9.43	0.23	7.88	0.33
ALM-5	59.00	17.81	1.75	3.29	0.41	16.38	1.37
AZ-3	38.56	33.86	2.30	10.10	0.96	14.22	--

Aunque se han descrito interestratificados tipo corrensita de origen primario en pizarras (HEYSTEK, 1956), o en rocas básicas por alteración hidrotermal

(HARVEY and BECK, 1962), e incluso se pueden utilizar como minerales índice, por ser estables hasta condiciones de P/T equivalentes a la epizona (KLUBER, op. cit.), el origen que se le atribuye a los interestratificados identificados en este trabajo, es que se producen por meteorización de las cloritas. En un primer estadio de la alteración, la oxidación del Fe, daría lugar a la formación de la clorita lábil o interestratificado clorita-vermiculita; y en un estadio más avanzado de la meteorización se produciría incluso un posible cambio estructural, con disminución de la carga laminar, que daría lugar a la formación de los interestratificados que he llamado vermiculita-clorita (HEYSTEK, op. cit.; NIETO y RODRIGUEZ GALLEGO, 1982).

## **CONSIDERACIONES FINALES**

La discusión realizada en los apartados anteriores conduce a la necesidad de hacer una síntesis de los aspectos más relevantes que se han tratado, así como plantear una hipótesis geológica, basada en los datos recogidos en esta memoria, referente al problema de la Formación Azuaga, cuestión mencionada en la introducción del presente trabajo.

En primer lugar debo referirme a la composición química de las rocas. Esta es claramente diferente en

la Serie Negra y Formación Azuaga. El Complejo Esquisto Grauváquico, aunque tiene una composición química intermedia entre las otras dos formaciones, presenta una similitud mayor con la Formación Azuaga, sobre todo en cuanto a los contenidos en Al, Mg, K y elementos minoritarios.

La temperatura alcanzada por las rocas durante el metamorfismo, se sitúa, como máximo, en torno a 500°C. Estos valores de temperatura se han podido definir a partir de la paragénesis mineral constitutiva de las rocas máficas existentes en la Serie Negra. En las pizarras y grauvacas de la Serie Negra, en el Complejo Esquisto Grauváquico y Formación Azuaga, la temperatura, sin embargo, debe haber sido menor.

La composición mineralógica de las rocas pelíticas está formada, en todos los casos, por cuarzo, feldespatos y filosilicatos. Las proporciones de estas fases mineralógicas son características de cada formación, aunque el Esquisto Grauváquico y la Formación Azuaga presentan una gran similitud. Los feldespatos que se han encontrado son, fundamentalmente, albita. Los filosilicatos más importantes son micas (moscovita, fengita y biotita) y cloritas (en general, términos intermedios entre chamosita y clinocloro). Otros filosilicatos que se han identificado se les considera producto de la alteración supergénica, que ha

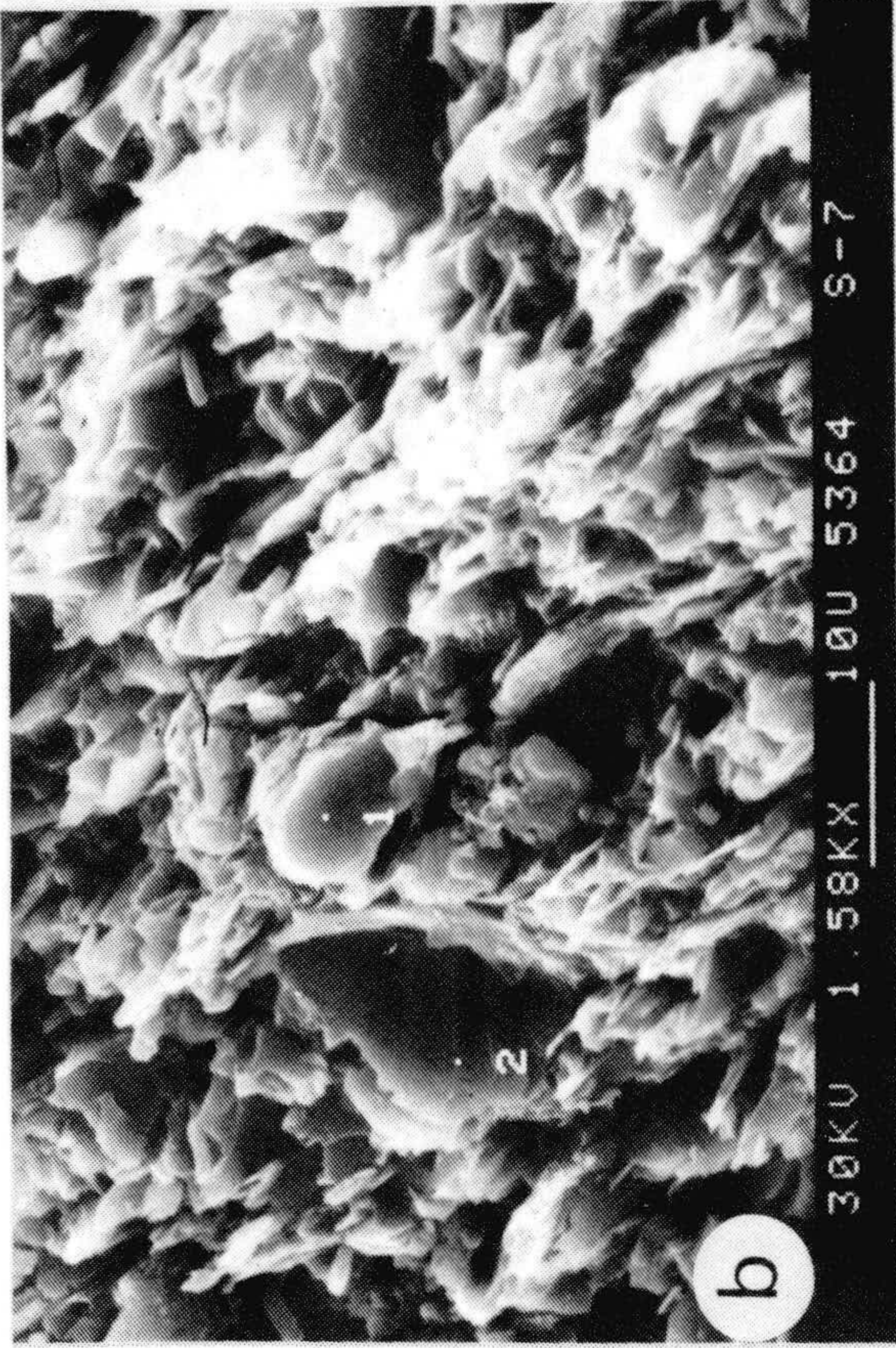
sido muy intensa; éstos son caolinita, esmectita e interestratificados de tipo clorita-vermiculita.

El gradiente metamórfico, deducido a partir del grado de fengitización de las micas y del contenido en Fe y Al de las cloritas, es más bajo en el Complejo Esquisto Grauváquico y más alto en la Formación Azuaga. La Serie Negra tiene un gradiente más alto en los esquistos biotíticos y más bajo en las pizarras y grauvacas. Este hecho podría ser debido a la existencia de diferentes fases de deformación, o bien a un aumento del gradiente térmico, producido por el emplazamiento de las rocas ígneas básicas, que afectaría en mayor medida a los esquistos biotíticos. No obstante la temperatura alcanzada debió ser, en general, más alta en la Serie Negra, intermedia en la Formación Azuaga y menor en el Complejo Esquisto Grauváquico.

Por último, y como consecuencia de lo expresado anteriormente, se puede afirmar que la Formación Azuaga presenta características netamente diferentes con respecto a la Serie Negra, sobre todo en cuanto a composición química y mineralógica de las rocas que las componen; por tanto, es muy probable que estas dos formaciones no se hayan originado en la misma cuenca sedimentaria. Por otra parte, la similitud que presentan la Formación Azuaga y el Complejo Esquisto Grauvá-

quico, induce a pensar que procedan de una misma cuenca sedimentaria. La única diferencia notable es la que corresponde al gradiente metamórfico; pero esta discrepancia se podría explicar debida a la intensa deformación tectónica que tuvo lugar durante la colisión entre las placas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica. En el borde inactivo (Zona Centro-Ibérica), se produciría un aumento del gradiente, por un adelgazamiento cortical, en la zona más cercana a la colisión, donde está situada la Formación Azuaga, mientras que no afectaría a las zonas más alejadas, es decir, aquellas donde se sitúa el Complejo Esquisto Grauváquico.

L. IV





#### LAMINA IV

a: Serie Negra. Muestra FC-11.

1.- Cristal de cuarzo.

2.- Láminas irregulares aplanadas con borde fibroso de mica.

b: Serie Negra. Muestra S-7.

1.- Cristal de feldespatos.

2.- Láminas aplanadas con borde fibroso de mica.

c: Formación Azuaga. Muestra AZ-3.

1.- Plaquetas de interestratificado clorita-vermiculita.

2.- Láminas irregulares aplanadas de mica.

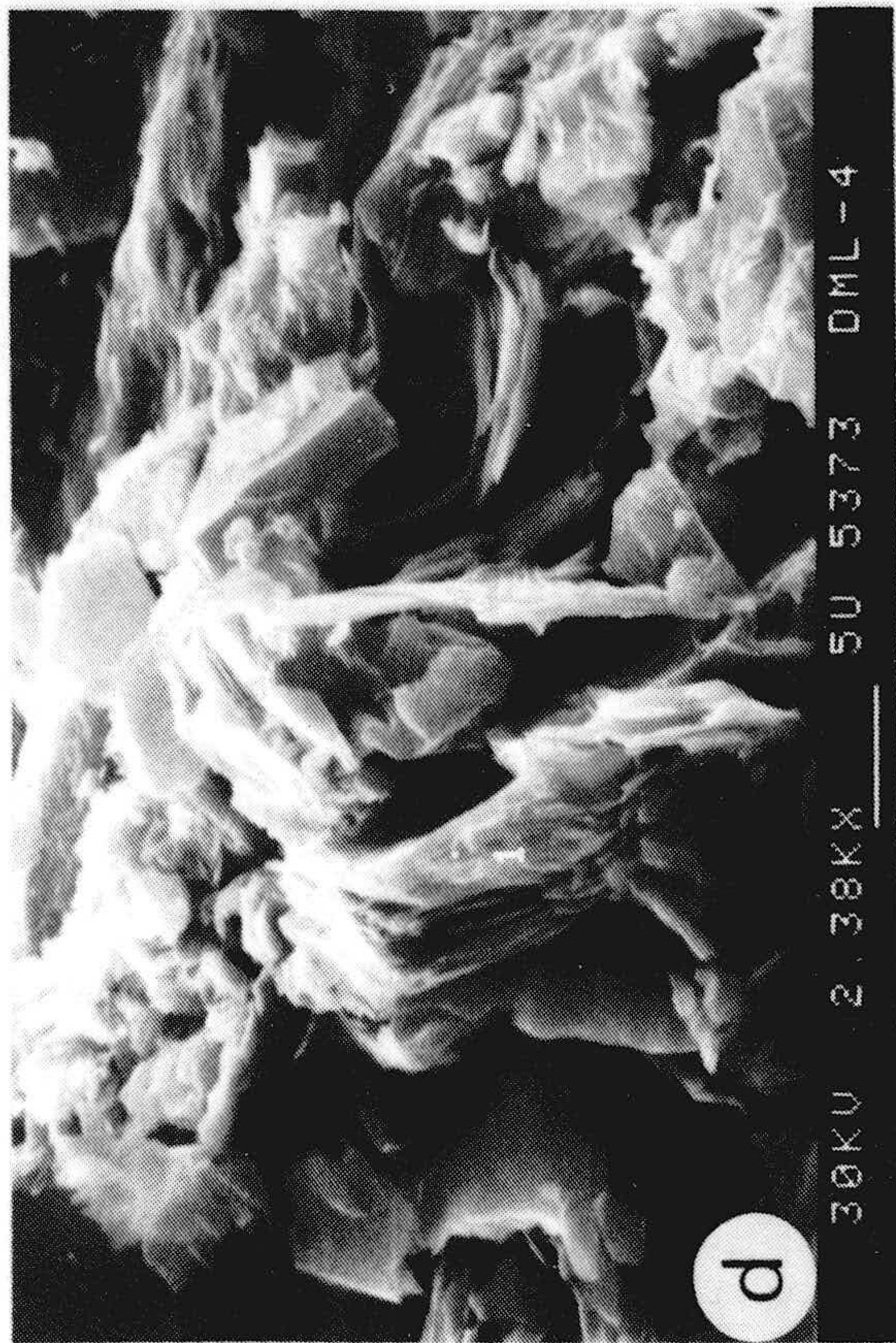
d: Formación Azuaga. Muestra AZ-5.

1.- Cristal de cuarzo.

2.- Láminas irregulares de mica.

3.- Placas irregulares de clorita.

La escala, en micras (U), viene señalada al pie de cada fotografía.



L.V

LAMINA V

a: Serie Negra. Muestra FC-1-2.

- 1.- Clorita en placas irregulares.
- 2.- Cristal de cuarzo.
- 3.- Mica en láminas irregulares con borde fibroso.

b: Complejo Esquisto Grauváquico. Muestra ALM-5.

- 1.- Placas irregulares de clorita.
- 2.- Cristales de cuarzo.

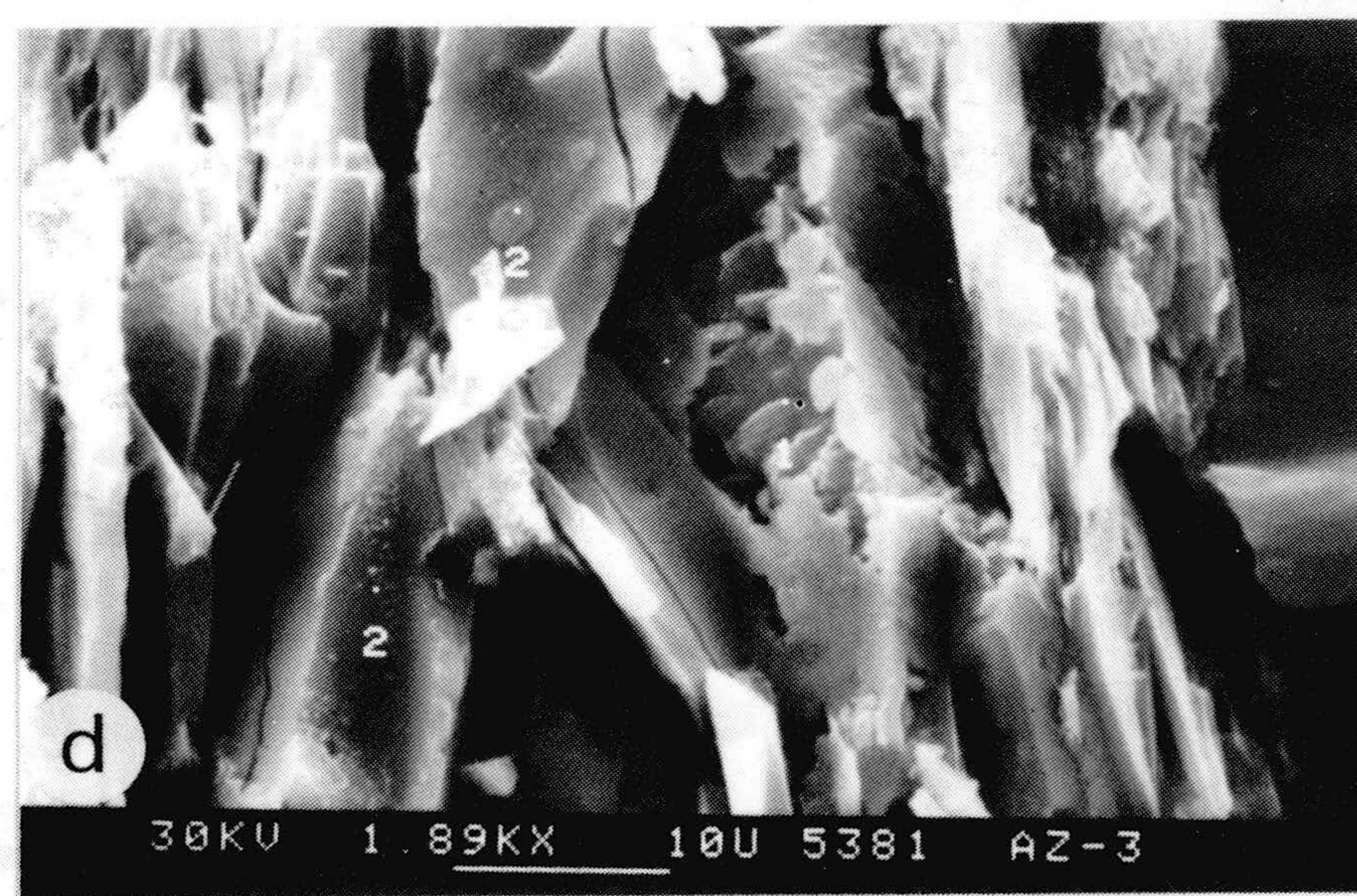
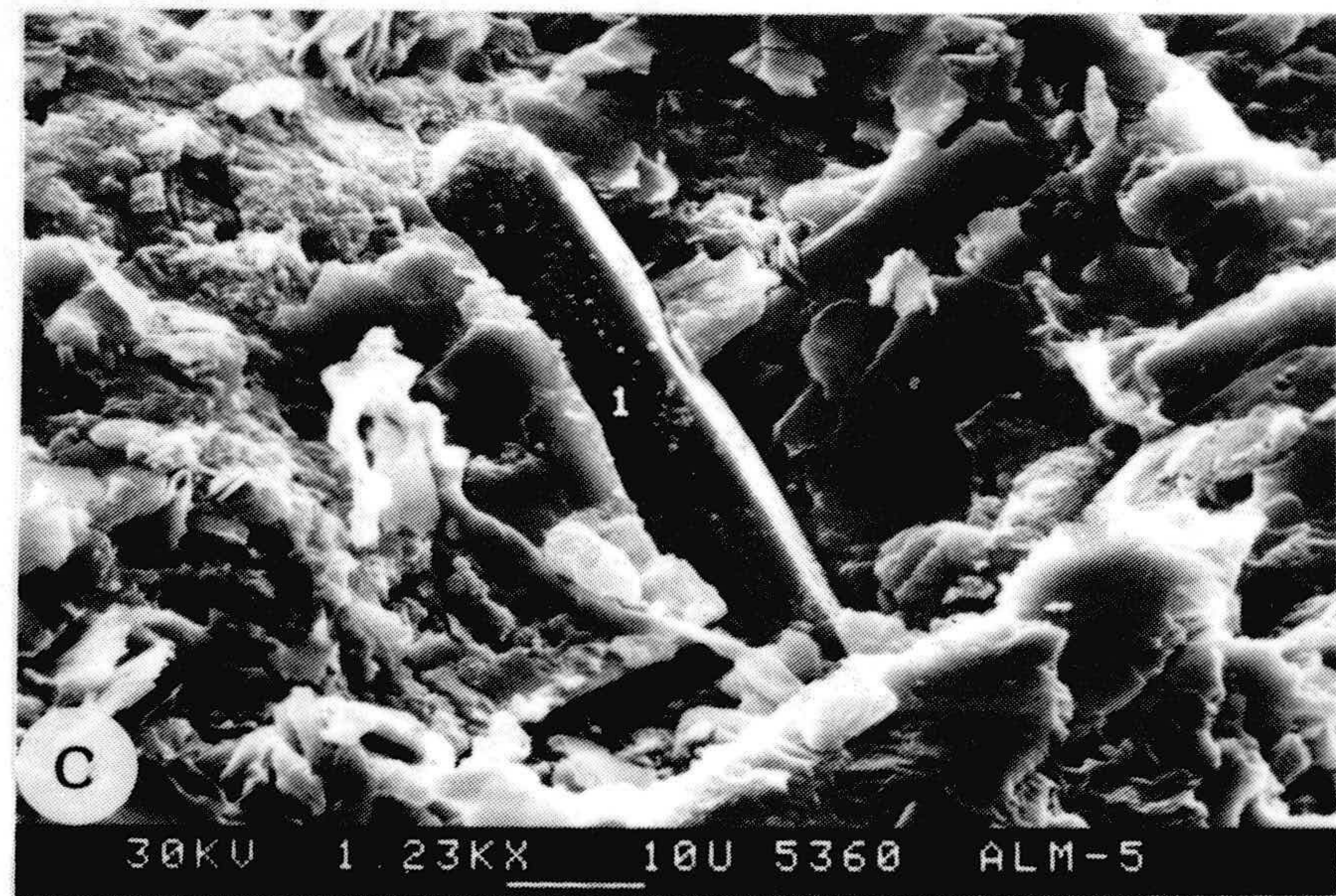
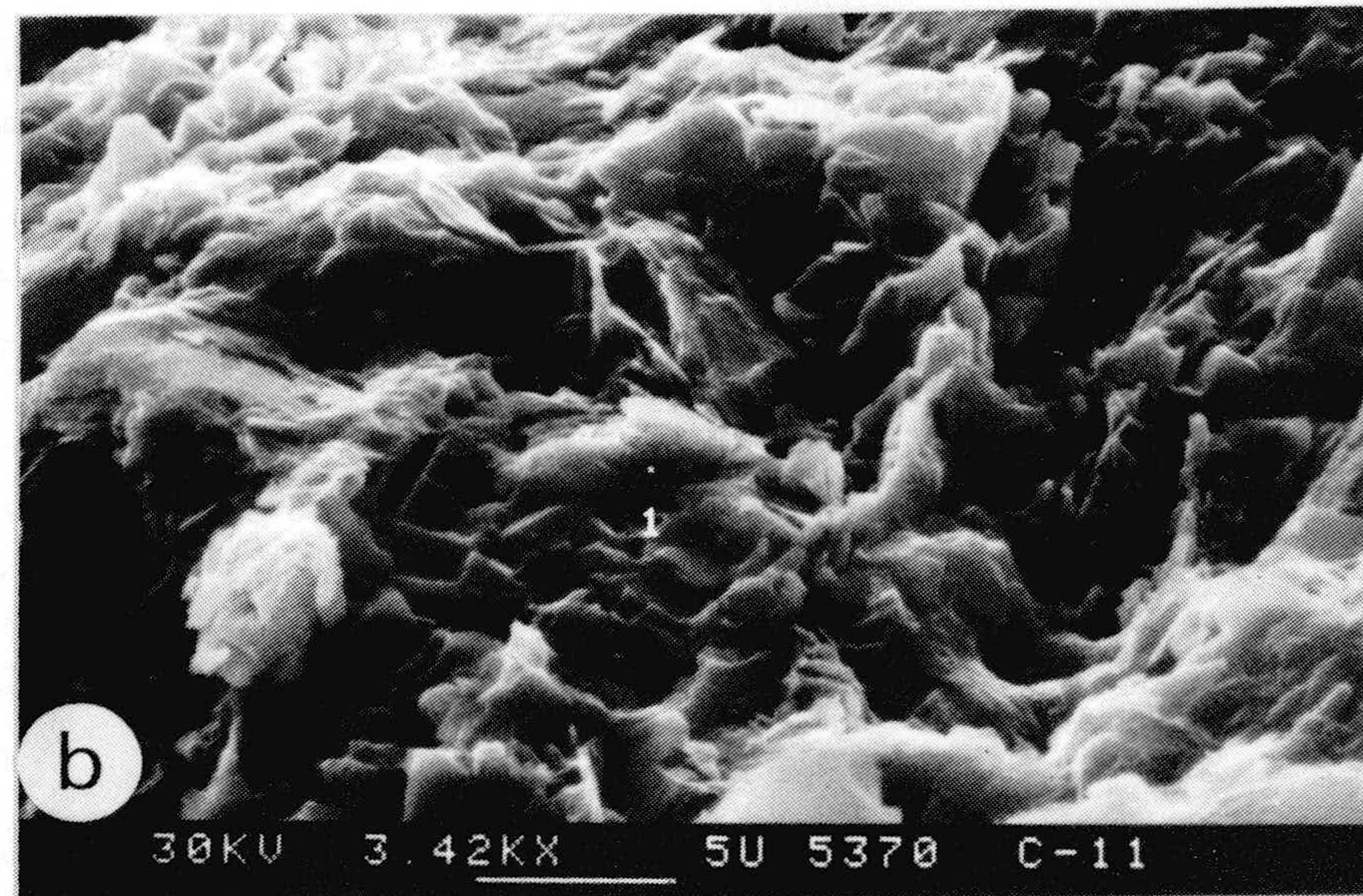
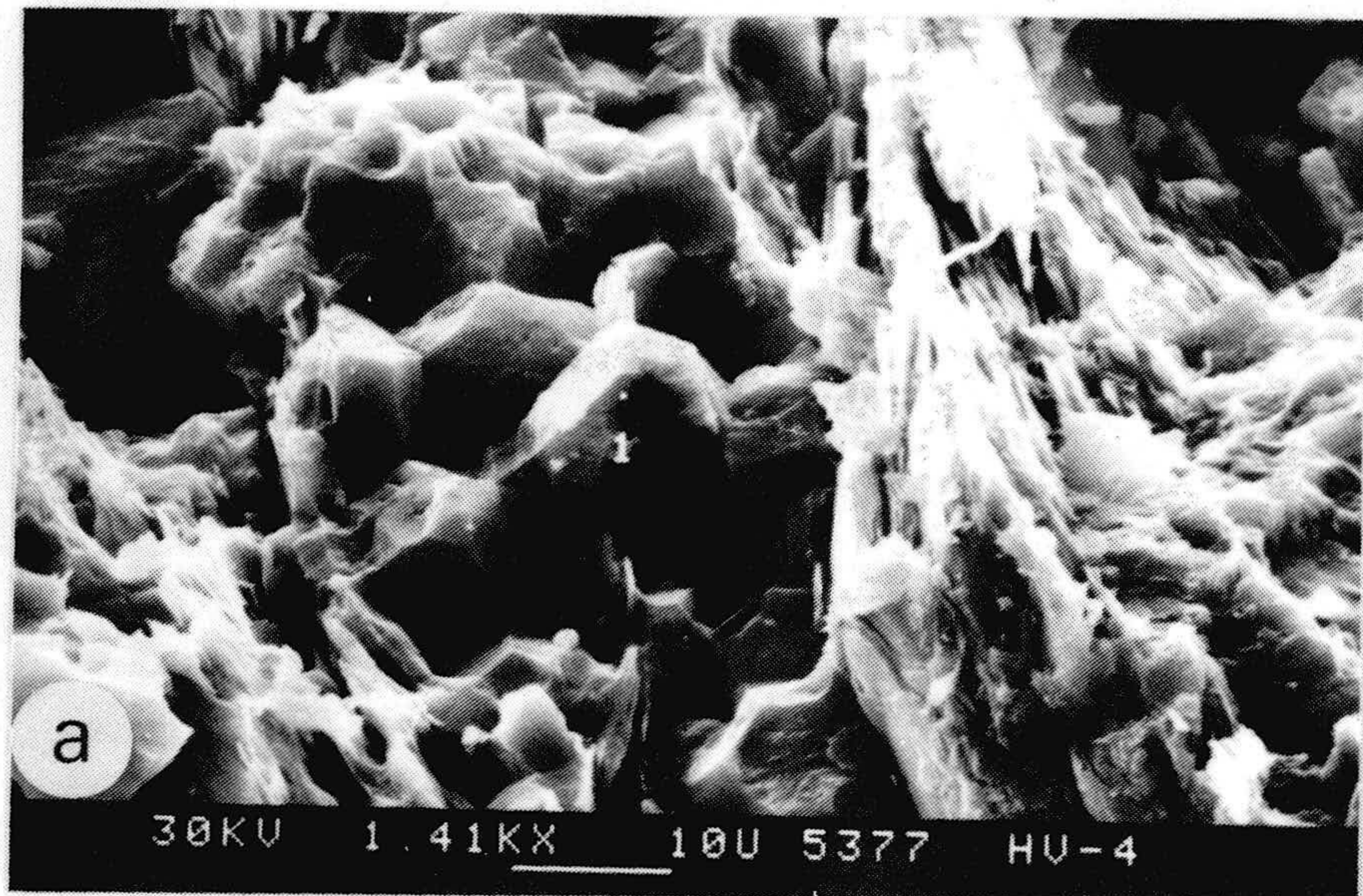
c: Formación Azuaga. Muestra AZ-5.

- 1.- Cristal de cuarzo.
- 2.- Láminas de mica.
- 3.- Placas de clorita.

d: Formación Azuaga. Muestra DML-4.

- 1.- Placas irregulares de clorita.

La escala, en micras (U), viene señalada al pie de cada fotografía.



L.VI

LAMINA VI

a: Serie Negra. Muestra HV-5.

1.- Cristal de cuarzo.

2.- Interestratificado clorita-vermiculita.

b: Complejo Esquisto Grauváquico. Muestra C-11.

1.- Plaquetas irregulares con borde fibroso de esmectita.

c: Complejo Esquisto Grauváquico. Muestra ALM-5.

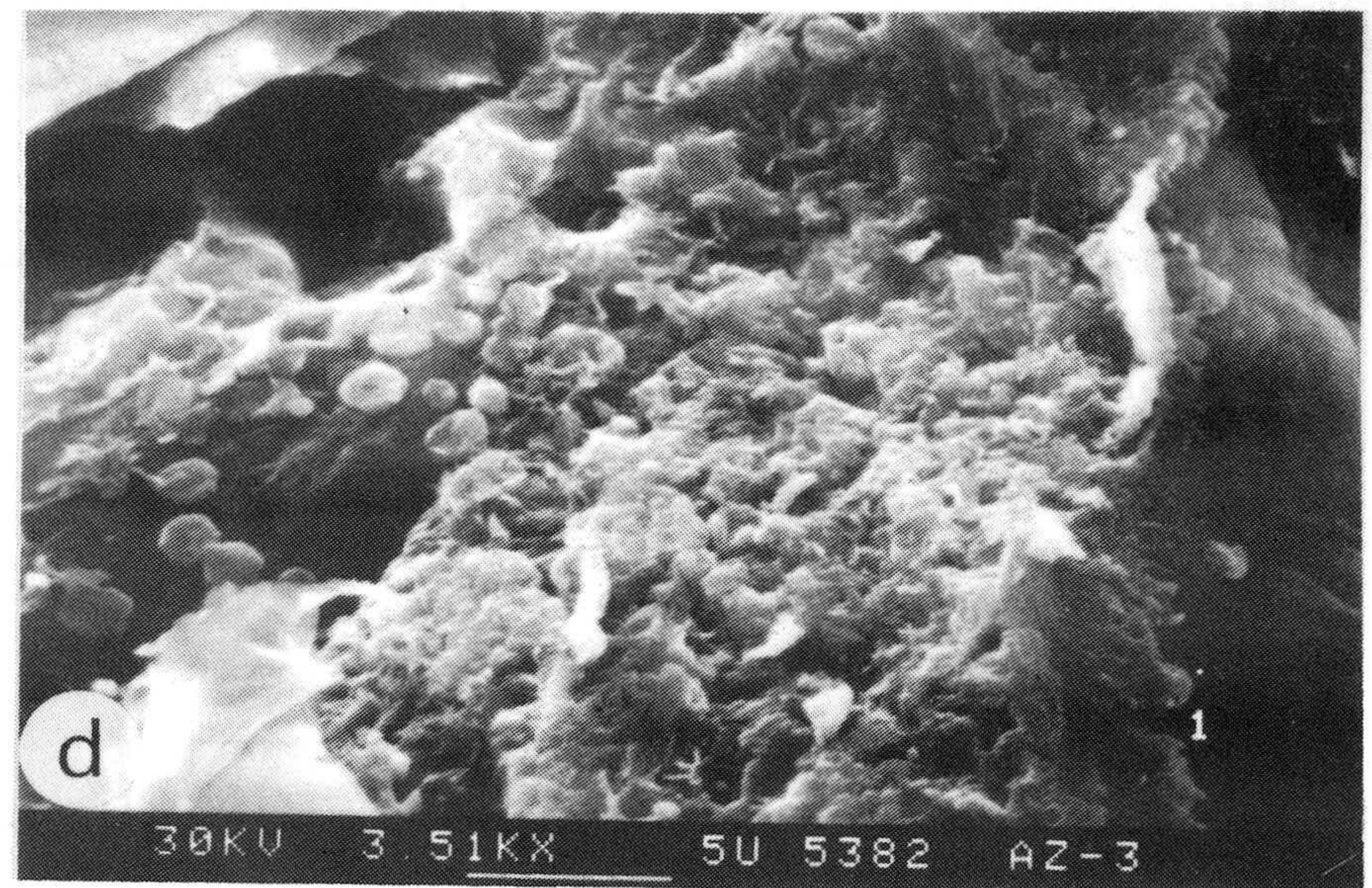
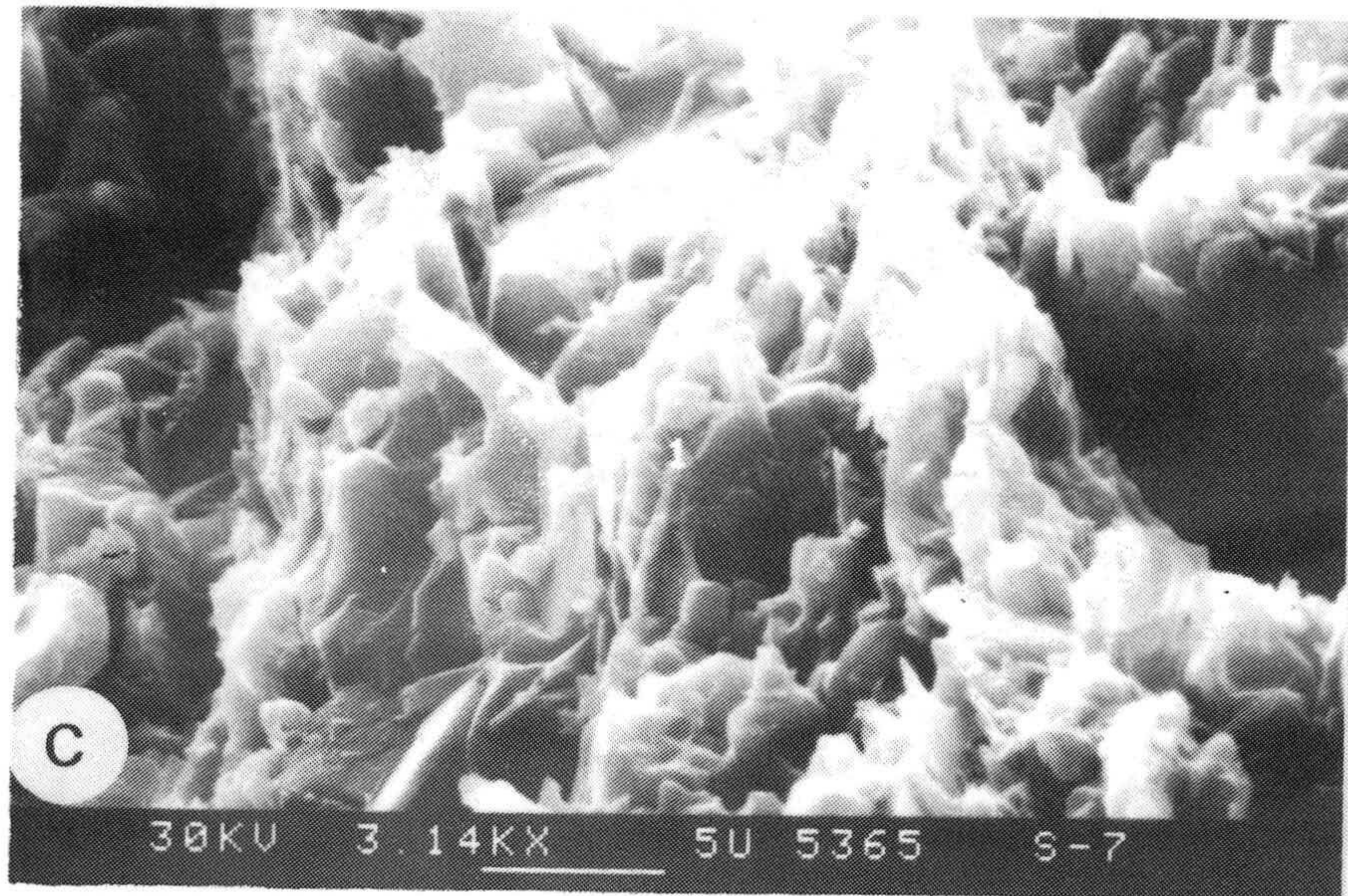
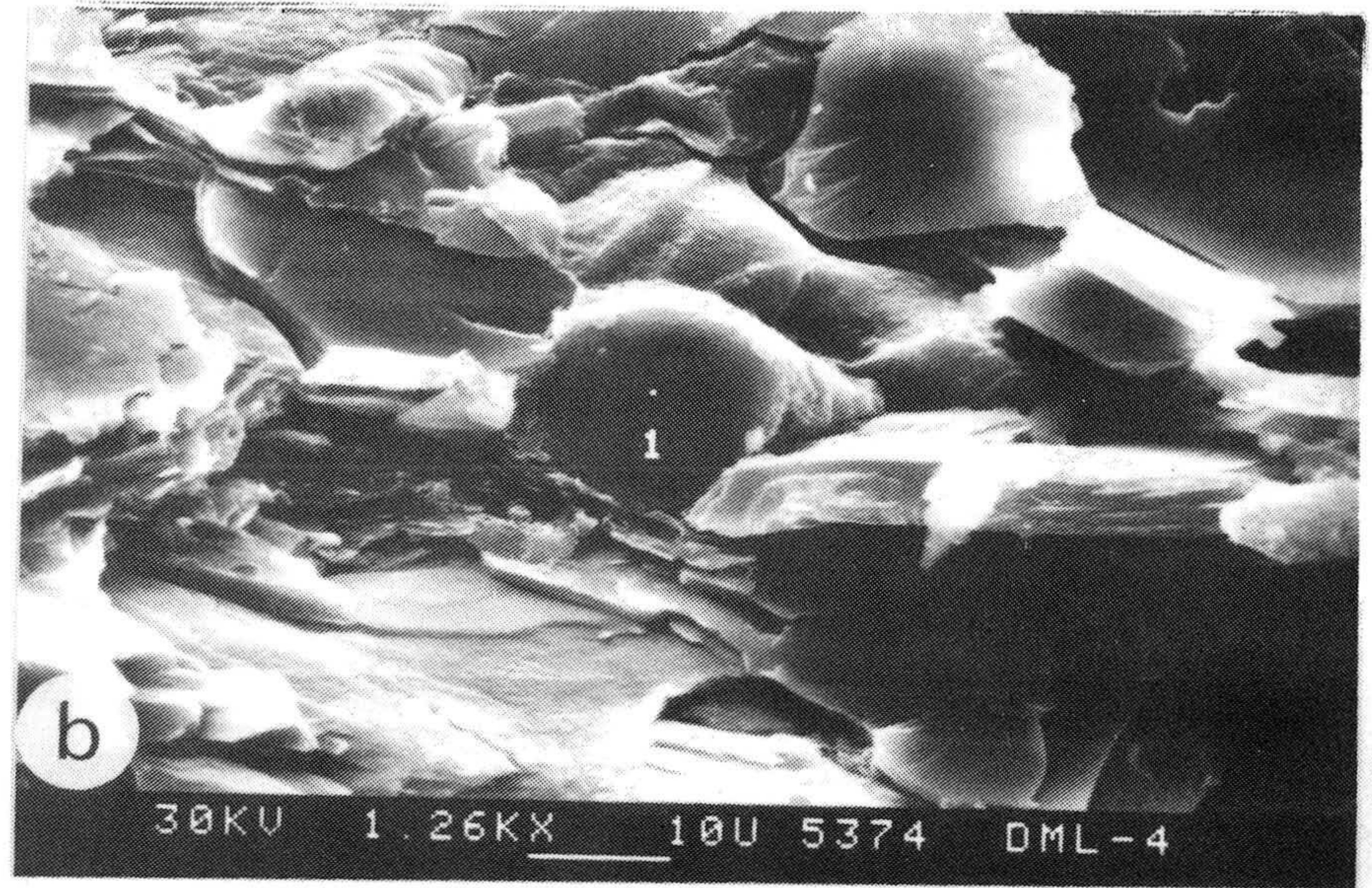
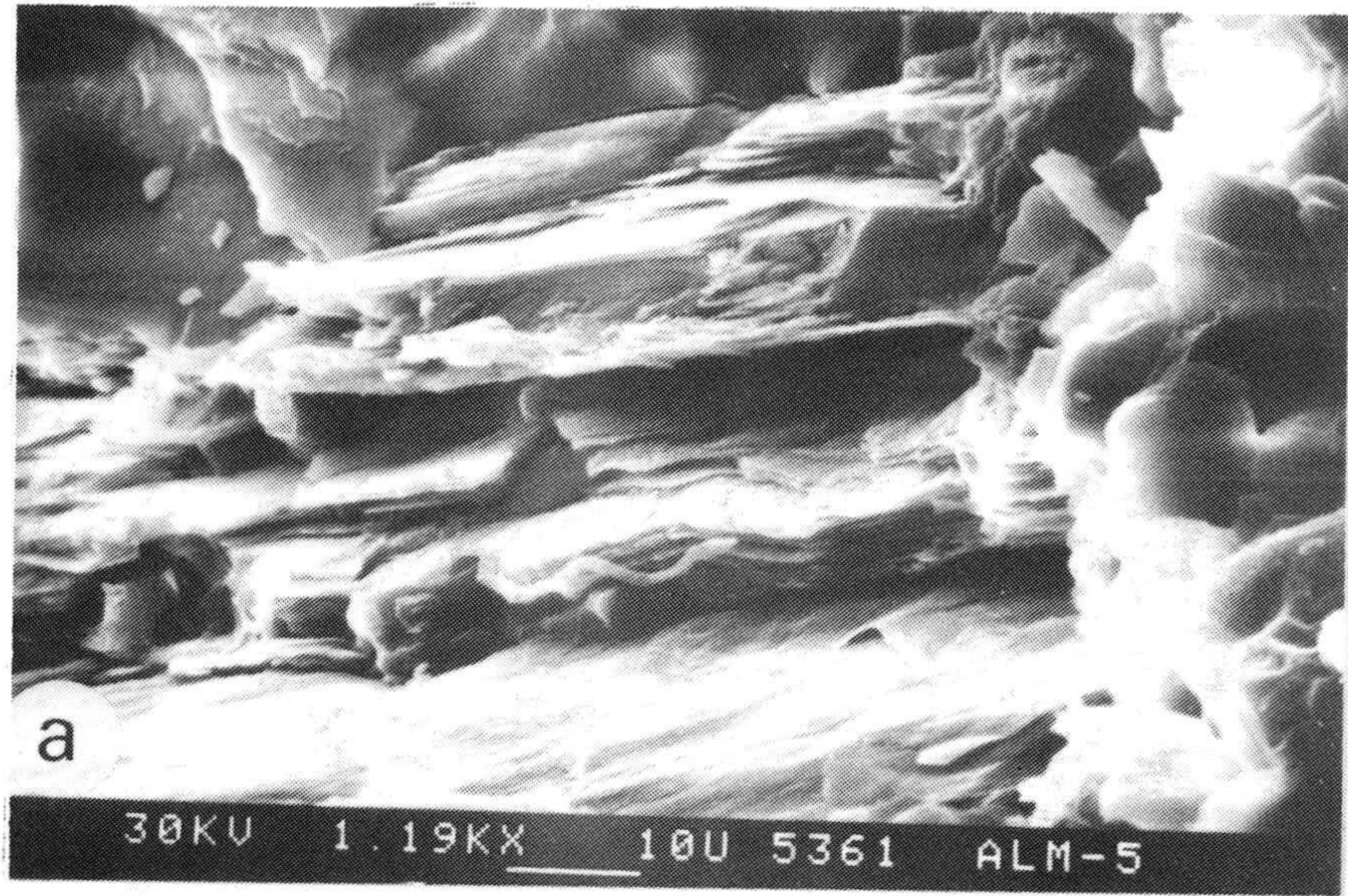
1.- Gran placa de clorita.

d: Formación Azuaga. Muestra AZ-3.

1.- Plaquetas de esmectita.

2.- Cristales de cuarzo.

La escala, en micras (U), viene señalada al pie de cada fotografía.



LAMINA VII

a: Complejo Esquisto Grauváquico. Muestra ALM-5.

Plaquetas irregulares de interestratificados tipo clorita-vermiculita.

b: Formación Azuaga. Muestra DML-4.

1.- cristales de caolinita.

c: Serie Negra. Muestra S-7.

1.- Interestratificado tipo vermiculita-clorita.

d: Formación Azuaga. Muestra AZ-3.

1.- Crecimiento de feldespato potásico sobre plagioclasa.  
Alteración del feldespato a caolinita subidiomorfa.

La escala en micras (U), viene señalada al pie de cada fotografía.

## **CAPITULO V: BIBLIOGRAFIA**



- ALBEE, A.L. (1962). Relationships between the mineral association, chemical composition physical properties of chlorite series. **Amer. Mineral** 47, 851-870.
- ALIA MEDINA, M. (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (6)** 61, 247-262.
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; LIÑAN, E.; PALACIOS, T. PEREJON, A.; QUESADA, C. & CUETO, L.A. (1983). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, Hoja 855, Usagre. **IGME**. Madrid.
- APRIL, R.H. (1980). Regularly interstratified chlorite-vermiculite in contact metamorphosed red beds, Newark Group, Connecticut Valley. **Clays Clay Min.** 28(1), 1-11.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; FERNANDEZ-CARRASCO, J. & GARROTE, A. (1984). Individualización de diferentes dominios y unidades en el Anticlinorio Olivenza-Monesterio. **Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe**. 8, 147-168.
- AZTORI, P. & SASSI, F.P. (1973). The barometric significance of the muscovites from the Savoca phyllites (Pelotari, Sicily). **Schweiz. Min. Petrol. Mitt.** 53, 243-253.
- BAILEY, S.W. (1980). Summary of recommendations of Aipea. Nomenclature Committee. **Can. Mineral** 18, 143-150.
- (1981). Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. **Clay min.** 15, 85-93.
- (1982). Nomenclature for regular interstratification. **Supplement to AIPEA Newsletter**, 18, February 1982, 1-12.
- BARAHONA FERNANDEZ, E. (1974). Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. **Tesis Doctoral. Serv. Publ. Univ. de Granada**, 398 pp.
- BARD, J.P. (1969). Le metamorphisme regional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne). **Tes. Doc. Fac. Sc. Montpellier**.
- BERNARDU DE SOUSA, M. (1983). Litostratigrafia do CXG. Grupo do Douro (NE Portugal). **Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Geol.** 95, 3-63. Univ. Coimbra.
- BISCAYE, P.E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. **Geol. Soc. Am. Bull.** 76, 803-832.

- BOUYX, E. (1970). Contribution à l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). **Mem. IGME, 73**, 263pp. Madrid.
- BRAZIER, S.; ROBINSON, D. & MATTHEWS, S.C. (1979). **Neues Jahrb. Geol. Paleont. Monatsh, 641-62**.
- BRINDLEY, G.W. (1961). Chlorite Minerals. In "The X-ray identification and crystal structures of clay minerals". Ed. Ch. G. London. **Mineral. Soc.** 242-296.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980). Crystal structures of clay minerals and identification. **Mineralogical Society London**, Brindley, G.W. and Brown, G. (eds). 495pp.
- BROWN, G. (1961). The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. **Mineralogical Society (Clay Minerals Group)**. London.
- BRUNTON, G. (1955). Vapour glycolation. **Am. Mineral., 40**, 124-126.
- BURST, J.F. (1969). Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to problem migration. **Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 53**, 73-93.
- CARVALHOSA, S. (1965). Contribuição para o conhecimento Geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). **Serv. Geol. Port. Mem. 11**, 130pp.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. & VITERBO-BASSANI, C. (1968). La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. **Rend. Soc. Ital. Min. Petrol. 24**, 153-187.
- ; ---- & SCOLARI, A. (1971). Metamorphic white micas: Definition of paragenetic fields. **Schweiz. Min. Petrol. Mitt. 51**, 259-302.
- CHACON, J. (1974). Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz). **Bol. Geol. Min. 85-86**, 700-712.
- (1979). Evolución histórica de los conocimientos geológicos sobre el Macizo Ibérico Meridional. **Tesis Doctoral**. Univ. de Granada.
- (1981). Las series precámbricas de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico Meridional). **Real Acad. C. Exact. Fis. y Nat. (PICG)**. 2ª parte. 93-115.

- (1982). El límite entre las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz). **Cuad. Lab. Xeol. Laxe.3**, 163-182.
- ; DELGADO QUESADA M. & GARROTE, A. (1974). Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). **Bol. Geol. Min. 85-86**, 713-717.
- & PASCUAL, E. (1979). El Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba. Divisoria entre las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (sector SW del Macizo Ibérico). **Cuad. Geol. Univ, Granada. 8-9**, 18-31.
- COLBY, J.W. (1968). Quantitative microprobe analysis. **Advances in X-ray analysis 11**, 287-305.
- DELGADO QUESADA, M. (1971). Esquema Geológico de la hoja nº 878 de Azuaga. **Bol. Geol. Min. 82-83-84**, 61-70.
- DIAZ BALDA, M.A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico al sur de Salamanca. **Studia Geol. 36**, 128-131.
- & FOURNIER VINAS, CH. (1981). Hallazgo de Acrítarcos en el Complejo Esquisto-Grauváquico al sur de Salamanca. **Acta Geol. Hisp. 16**, 131-134.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. **Mém. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine, 29**, 320pp.
- (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. **Sedimentology. 15**, 281-346.
- & HICKEL, P. (1972). Cristalloquímica de los plegites en las quartzitas micáceas metamórficas del Permo-Triás de las Alpes Píemontinas. **Sci. Geol. Bull. 25-4**, 201-229.
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ, J.; COULLANT, J.L.; GARROTE, A.; LIÑAN, E.; PALACIOS, T.; PEREJON, A.; QUESADA, C. & CUETO, L.A. (1983). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, hoja 897, Monesterio. **IGME**. Madrid.
- & QUESADA, C. (1980). La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz): Nota preliminar. I Reunión GEOM. **Temas Geol. Mineros. IGME**, 123-141.
- ERNST, W.G. (1963). Significance of phengitic micas from low-grade schists. **Am. Mineral. 48**, 1357-1373.

---- (1976). Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri Group, Western Liguria. Italy. **Schweiz Mineral. Petrg. Mitt.** 56. 293-343.

---- & DAL PIAZ, G.V. (1978) Mineral parageneses of eclogites rocks and related mafic schists of Piedemont ophiolite nappe Breuilrst. Jacques area. Italian Western Alps. **Am. Mineral.** 63, 621-640.

ESQUEVIN, J. (1969). Influence de la composition chimique de illites sur la cristallinité. **Bull. Centr. Rech. Pau-SNPA**, 3, 147-154.

ESSENE, E.J. (1982). Geologic thermometry and barometry. In Characterization of metamorphism through mineral equilibria. (Reviews in Mineralogy). **Min. Soc. of America**, Vol. 10. Jhon M. Ferry, editor.

FEDONKIN, M.; LIÑAN, E. & PEREJON, A. (1983). Icnifósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba. España. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)** 81(1-2), 125-138.

FERNANDEZ, J.; GARROTE, A.; ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; LIÑAN, E.; PALACIOS, T.; PEREJON, A.; PORTERO, M.; SANCHEZ, R.; QUESADA, C. & CUETO, L.A. (1983). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, hoja 876, Fuente de Cantos. **IGME**. Madrid.

FOSCOLOS, A.E. (1984). Catagenesis of argillaceous sedimentary rocks. **Geoscience Canada**, 11(2), 67-75.

FRANCESCHELLI, M.; MELLINI, M. & RICCI, C.A. (1986). Fine scale chlorite-muscovite association in low-grade metapelites from Nuva (NW Sardinia) and the possible misidentification of metamorphic vermiculite. **Contribution Min. and Petr.** 93(2), 137-143.

FREY, M. (1970). The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. **Sedimentology**, 15, 261-279.

---- (1986). Very low-grade metamorphism of the Alps. An introduction. **Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.** 66, 13-27.

FRICKE, W. (1941). Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. Diss. Berlin, 1-91. **BERLIN. Z Dtsch. Geol. Ges.** 103, 136-138.



- GARCIA CASQUEIRO, J.L.; BOELRIJK, N.A.I.M.; CHACON, J. & PRIEM, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. **Geol. Rundschau** 74-2, 379-344. Stuttgart.
- GARROTE, A. (1976). Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana. (prov. de Córdoba). **Mem. e Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol.** 82, 17-40.
- GIRARD, J.P. (1985). Diagenèse hydrothermale tardive des sédiments grés-argileux du Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudeni (Afrique de l'ouest). **Thèse 3er cycle. Poitiers**, 250pp.
- GONZALEZ GARCIA, F. y SANCHEZ CAMAZANO, M. (1968). Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment dimethylsulfoxide. **Clay Min.**, 7, 447-450.
- y ---- (1968). Aplicación del dimetilsulfóxido en la identificación de minerales de la arcilla en mezclas. **An. Edaf. AGRON.** 27 (9-10), 581-592.
- GUIDOTTI, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. In Micas (Reviews in Mineralogy). **Min. Soc. of America. Vol. 13.** S.W. Bailey editor.
- & SASSI, F.P. (1976a). Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schist. **N. Jahrb. Mineral. Abh.** 127, 97-142.
- & 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 northwest Maine. **Geol. Soc. Am. Spec. Papers.** 115, 86 (abstract).
- HARVEY, R.D. & BECK, C.W. (1962). Hydrothermal regularly interstratified chlorite-vermiculite and tobermorite in alteration zone at Goldfield, Nevada. **Clays Clay Min.** 9, 343-354.
- HERNANDEZ-ENRILE, J.L. (1971). Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Badajoz). **Bol. Geol. Min.** 82-83-84, 359-390.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE LANCHA, M.A. & VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. **Est. Geol.** 33, 237-242.
- HEY, M.H. (1954). A review of chlorites. **Mineral. Mag.** 30, 277-292.

- HEYSTK, H.(1956). Vermiculite as a member in mixed-layer minerals. **Clays Clay Miner.** 4, 429-434.
- HORIKOSHI, E.(1965). Chlorite from Sambagawa schists. **J. Geol. Soc. Japan**, 71, 419-424.
- HOWER, J.(1981). Shale diageneses. In: Short course Handbook. Clays and the resource geologist. Ed. F.J. Longstage. **Min. Ass. of Canada**, 7, 60-80.
- JACKSON, M.L.(1959). Frequenty distribution of clay minerals in majors soils group as related to factors of soils formation. **Clays Clay Min.** 6, 133-143.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L.(1974). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. **Cont. Mapa Tect. Europa. IGME.** Madrid.
- KAWACHI, (1974). Geology and petrochemistry of weakly metamorphosed rocks in the Upper Wakatipu distric. Souther New Zeland. **New Zeland J. Geol. Geophys.** 18, 402-444.
- KEPEZHINSKAS, K.B.(1965). Composition of chlorites as determined from their physical properties. **Dokl. Akad. Nauk. SSSr Earth Sci. Sect.** 164, 126-129.
- KISCH, H.J.(1983). Developments in sedimentology, 25B. In Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2, (G. Larsen and G.V. Chillinger, eds.), **Elsevier**, 572pp.
- KUBLER, B.(1968). Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite. **Bull. Centre Rech. Pau. SNPA** 2-2, 285-307.
- (1973). La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. **Bull. Centre Rech. Pau-SNPA**, 7-2, 543-556.
- LAMBE, J.(1958). The structure of compacted clay: "Soil mech and formd". **J. Am. Soc. Civil Eng. Roc.** 84. SM 2, paper 1654, 34p.
- LIEBLING, R.S. & SCHERP, H.S.(1976). Chlorite and mica as indicators of depositional environment and provenance. **Bull. Geol. Soc. Am.** 87, 513-514.
- & ---- (1980). Chlorite and mica as indicators of provenance. **Clays Clay Min.** 28, 230-232.
- LIÑAN, E.(1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. **Tesis Doctoral.** Univ. de Granada.

- & PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en facies esquistó-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.** **82** (1-4), 211-232.
- ; PALACIOS, T. & PEREJON, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. **Geol. Mag.** **121**(3), 221-228.
- LOTZE, F. (1945b). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. **Geotektonische Forschungen** **6**, 78-92. Berlín. Trad. por J.M. RIOS: Observaciones respecto a la división de las Variscidas de la Meseta Ibérica. **Publ. Extr. Geol. España** **5**, 149-166. Madrid. (1950).
- MARTIN RAMOS, J.D. (1976). Las micas de las cordilleras Béticas. Zonas internas. **Tesis Doctoral. Serv. Publ. Univ. de Granada.** 244 pp.
- & RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1976). Barometría geológica mediante parámetros cristalógraficos de las micas. (Aplicación a la Cordillera Bética). **Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán.** Granada. 115-124.
- MARTIN VIVALDI, J.L. & RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1961b). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. Part II. Chlorites swelling, chlorite and montmorillonite. **Clay Min. Bull.**, **26**, 293-298.
- MARTIN VIVALDI, J.L.; RODRIGUEZ GALLEGU, M & MARTIN POZAS, J.M. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos-X. II. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad (001) y grado de orientación. **An. R. Soc. Esp. de Fis. y Quim.** **65**, 19-23.
- MELLINGER, R.M. (1979). Quantitative X-ray diffraction analysis of clay minerals. An evaluation. **SRC. Report, Saskatchewan Research Council, 6-79.** **6**, 1-46.
- MEUNIER, A. & VELDE, B. (1979). Weathering mineral facies in altered granites: the importance of local small scale equilibria. **Min. Mag.** **43**, 261-268.
- MORENO, F. (1974). Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. **Bol. Geol. Min.** **85**, 396-400.

- (1975). Olistostromas, fanglomerados y "slump-folds". Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (prov. de Toledo, Cáceres y C. Real). **Est. Geol.** **31**, 249-260.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. **Studia Geol.** **12**, 123-136.
- NICHOLS, C.R.(1970). Diabase argillation at King Mountain, Kiown Country, Oklahoma. **J. Sed. Petr.** **40(3)**, 838-847.
- NIETO,F.(1983). Las cloritas de las Cordilleras Béticas. **Tesis Doctoral. Serv. Publ. Univ. de Granada**, 249 pp.
- & RODRIGUEZ GALLEGO, M.(1982). Alteración experimental de cloritas. **An. Acad. Ci. Mat. Fis. Quim. y Nat.** **1**. 108-124.
- & ---- (1983a). Metodología para el estudio de la clorita en rocas metamórficas. **Soc. Ital. Min. Petr.** **38**, 1429-1436.
- & ---- (1983b). Las cloritas de las Cordilleras Béticas (España). Su composición y factores que la determinan. **Soc. Ital. Min. Petr.** **38 (3)**, 1437-1445.
- ; ORTEGA HUERTAS, M. & SEBASTIAN PARDO, E.(1980). Cloritas en sedimentos postorogénicos de las depresiones de Granada y Guadix-Baza. Estudio cristalóquímico. **Est. Geol.** **36**, 111-121.
- NOACK,Y.; GIROIR,G. & GIRARD,J.P.(1986). Chlorites as indicators of paleoenvironments. **Geochemistry of the earth surface and processes of mineral formation**, Granada, 1986.
- OBRADOVICH, J.D. & PETERMAN, Z.E.(1968). Geochronology of the Belt Series, Montana. **Can. J. Sci.** **5**, 737.
- PADAN,A.; KISCH,H.J. & SHAGAM,R.(1982). Use of the parameter bo of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. **Contrib. Mineral. Petrol.** **79**, 85-95.
- PALACIOS,T.(1986). Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica). **Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza**.



- PETERMAN, Z.E.(1966). Rb/Sr dating of middle Precambrian sedimentary rocks of Minnesota. **Geol. Soc. Am. Bull.** **77**, 1031.
- POWELL, T.G.; FOSCOLOS, A.E. GUNTHER, P.R. & SNOWDON, C.R.(1978). Diagenesis of organic matter and fine clay minerals: a compositional study. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **42**,1181-1197.
- PRIMMER, T.J.(1985). A transition from diagenesis to greenschist facies within a major Variscan fold/thrust complex in south-west England. **Mineral. Magazine**, **49**, 365-374.
- PRINGLE, I.R. (1973). Rb-Sr age determinations on shales associated with Varanger ice age. **Geol. Mag.** **109**, 465.
- RADOSLOVICH, E.W.(1962). The cell dimensions and symmetry of layer lattice silicates. II. Regression relations. **Am. Mineral.** **47**, 617-636.
- REIMER, T.(1972). The evolution of the rubidium and strontium content of shales. **Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.** **116**, 167.
- REY, J.P. & KUBLER, B.(1983). Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. **Schweiz. Min. Petrgr.** **63**, 13-36.
- ROBARDET, M.(1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: ordovicien, silurien et dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). **C. R. Ac. Sc. Paris, D.** **283**, 999-1002.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.D.(1984). El Complejo esquisto-grauváquico en el área de las Hurdes y Sierra de Gata. Provincias de Salamanca y Cáceres. **Cuad. Geol. Ibérica** **9**, 37-80.
- ROSE, A.W.; HANKES, H.E. & WEBB, J.S.(1979). Geochemical characteristics of the elements. In apendix: "Geochemistry in Mineral Exploration". **Academic Press. London.** 549-581.
- SAN JOSE, M.A.(1984). Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (prov. de Badajoz y C. Real, España Central). **Cuad. Geol. Ibérica** **9**. 81-117.
- SASSI, F.P. & SCOLARI, A.(1974). The b<sub>0</sub> value of the potassi white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schist. **Contr. Mineral. Petrol.** **45**, 143-152.

- SAWHNEY, B.L.(1977). Interstratification in layer silicates. In: Minerals in soils Environment. **Soil Soc. of America. Madison, WI 53711 USA**, 405-434.
- SCHULTZ, L.G.(1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. **U. S. Geol. Surv. Profes. Paper 391-C**, 31 pp.
- SHIROZU, H.(1958). X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors. **Mineral. J.** 2, 209-223.
- TARDY, V.(1969). Géochimie des altérations. Etudes des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. **Mem. Serv. Carte Geol. Abs. Lorr.** 31, 187p.
- TEXEIRA, C.(1954). Os conglomerados de Complexo xistograuvaquico ante-silurico. Sua importancia geologica e paleogeografica. **Com. Serv. Geol. Portugal 35**, 33-49. Lisboa.
- & GONÇALVES, F.(1967). Novos elementos acerca do Cambrico do Alentejo. **Bol. Acad. Sci. da Lisboa 39**, 161-163.
- THOREZ, J.(1975). Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their x-ray diffraction analysis. **Ed. G. Lelotte. B 4820 DISON** (Belgique).
- (1976). Practical identification of clay minerals. **Ed. G. Lelotte. B 4820 DISON** (Belgique).
- TOMITA, K.; TATEYAMA, H. & OBA, M.(1970). Formation of vermiculite and kaolin from hornblends. **J. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.** 64, 17.
- VELDE, B. (1965). Phengite micas: Synthesis, stability, natural occurrence. **Am. J. Sc.** 263, 886-913.
- (1967). Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. **Contr. Min. Petrol.** 14, 250-258.
- ; PROUST, D. & MEUNIER, A.(1979). Chlorite compositions during sedimentation, diagenesis and low-grade metamorphism. **Sci. Geol. Mem.** 53, 71-73.
- WEDEPHOL, K.H.(editor), 1974-1978. Handbook of Geochemistry. **Springer-Verlag**, Berlin.
- WINKLER, H.(1978). Petrogénesis de rocas metamórficas. **Ed. H. Blume. Madrid.** 1ª ed. española de: Petrogenesis of metamorphic rocks. 346pp.

ZEN, E.A. & ALBEE, A.L.(1964). Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. **Am. Mineral.** 49,904-925.

ZKHUS, I.D.(1978). Clay minerals of different climatic and hydrochemical zones in different stages of lithogenesis. **Dokl. Akad. Nauk. SSSR**, 238-2,426-429.



