

SEP. 1975

I/8-6-7

MEMORIA  
DEL  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

---

Estudio mineralógico y genético  
de la fracción fina del triás español

por

**M. A. Caballero López-Lendinez**

y

**J. L. Martín Vivaldi**

---

TOMO 87 — MADRID, 1975

---

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito legal: M. 39312-1974 - ISBN. 84-500-1175-2

Gráficas Sebastián.-Isabel la Católica, 15.-Madrid.

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

# INDICE

	<b>Página</b>
I. INTRODUCCION ... ..	9
1.1. <b>Objeto del trabajo</b> ... ..	11
1.2. <b>Antecedentes</b> ... ..	12
1.2.1. Los minerales de la arcilla simples ... ..	12
1.2.2. Los minerales de la arcilla interestratificados ... ..	36
1.2.3. Génesis de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias ... ..	47
1.2.4. El ambiente de la sedimentación triásica ... ..	53
1.2.5. Antecedentes mineralógicos del trias español ... ..	56
1.3. <b>Minerales simples e interestratificados del trias español</b> ... ..	59
II. MATERIAL Y METODOS EXPERIMENTALES ... ..	89
2.1. <b>Descripción de los afloramientos y las muestras estudiadas</b> ... ..	91
2.1.1. El triásico de la Cuenca Asturiana ... ..	91
2.1.2. El triásico de la Cordillera Ibérica ... ..	101
2.1.3. El triásico de la Zona Prebética ... ..	107
2.1.4. El triásico de la Zona Subbética ... ..	113
2.2. <b>Métodos experimentales</b> ... ..	120
2.2.1. Toma de muestras ... ..	120
2.2.2. Preparación de las muestras ... ..	120
2.2.3. Eliminación de carbonatos ... ..	120
2.2.4. Eliminación de materia orgánica ... ..	121
2.2.5. Extracción de la fracción fina ... ..	121
2.2.6. Homogeneización del complejo de cambio ... ..	121

	<u>Página</u>
2.2.7. Estudio por difracción de rayos X ... ..	122
2.2.8. Estudio por A. T. D. ... ..	125
2.2.9. Estudio por microscopia electrónica ... ..	125
<b>III. RESULTADOS EXPERIMENTALES ... ..</b>	<b>127</b>
<b>3.1. El triásico de la Cuenca Asturiana. Resultados experimentales ... ..</b>	<b>129</b>
3.1.1. Serie de Ambas. Difracción de rayos X ... ..	129
3.1.2. Serie de Ambas. A. T. D. ... ..	132
3.1.3. Serie de Ambas. Microscopia electrónica ... ..	135
3.1.4. Serie de Ambas. Conclusiones ... ..	135
3.1.5. Serie de Bazanes. Difracción de rayos X ... ..	137
3.1.6. Serie de Bazanes. A. T. D. ... ..	139
3.1.7. Serie de Bazanes. Microscopia electrónica ... ..	139
3.1.8. Serie de Bazanes. Conclusiones ... ..	141
3.1.9. Serie de Camoca. Difracción de rayos X ... ..	141
3.1.10. Serie de Camoca. A. T. D. ... ..	146
3.1.11. Serie de Camoca. Microscopia electrónica ... ..	148
3.1.12. Serie de Camoca. Conclusiones ... ..	150
3.1.13. Serie de E. de Villaviciosa. Difracción de rayos X ... ..	150
3.1.14. Serie de E. de Villaviciosa. A. T. D. ... ..	154
3.1.15. Serie de E. de Villaviciosa. Microscopia electrónica ... ..	154
3.1.16. Serie de E. de Villaviciosa. Conclusiones ... ..	156
3.1.17. Serie de Monteana. Difracción de rayos X ... ..	156
3.1.18. Serie de Monteana. A. T. D. ... ..	163
3.1.19. Serie de Monteana. Microscopia electrónica ... ..	165
3.1.20. Serie de Monteana. Conclusiones ... ..	165
3.1.21. Serie de Viñón. Difracción de rayos X ... ..	167
3.1.22. Serie de Viñón. A. T. D. ... ..	169
3.1.23. Serie de Viñón. Microscopia electrónica ... ..	169
3.1.24. Serie de Viñón. Conclusiones ... ..	171
<b>3.2. El triásico de la Cordillera Ibérica. Resultados experimentales ... ..</b>	<b>173</b>
3.2.1. Serie de Puerto de Horna. Difracción de rayos X ... ..	173
3.2.2. Serie de Puerto de Horna. A. T. D. ... ..	186
3.2.3. Serie de Puerto de Hona. T. G. ... ..	187
3.2.4. Serie de Puerto de Horna. Microscopia electrónica ... ..	191
3.2.5. Serie de Puerto de Horna. Conclusiones ... ..	191

	<u>Página</u>
<b>3.3. El triásico de la Zona Prebética. Resultados experimentales ... ..</b>	<b>195</b>
3.3.1. Serie de Cerro Mortero. Difracción de rayos X ... ..	195
3.3.2. Serie de Cerro Mortero. A. T. D. ... ..	199
3.3.3. Serie de Cerro Mortero. Microscopia electrónica ... ..	201
3.3.4. Serie de Cerro Mortero. Conclusiones ... ..	201
3.3.5. Serie de Chiclana de Segura. Difracción de rayos X ... ..	205
3.3.6. Serie de Chiclana de Segura. A. T. D. ... ..	205
3.3.7. Serie de Chiclana de Segura. Microscopia electrónica ... ..	207
3.3.8. Serie de Chiclana de Segura. Conclusiones ... ..	207
3.3.9. Serie de Hornos. Difracción de rayos X ... ..	207
3.3.10. Serie de Hornos. A. T. D. ... ..	207
3.3.11. Serie de Hornos. Microscopia electrónica ... ..	211
3.3.12. Serie de Hornos. Conclusiones ... ..	211
<b>3.4. El triásico de la Zona Subbética. Resultados experimentales ... ..</b>	<b>214</b>
3.4.1. Serie de Santa Lucía. Difracción de rayos X ... ..	214
3.4.2. Serie de Santa Lucía. A. T. D. ... ..	219
3.4.3. Serie de Santa Lucía. Microscopia electrónica ... ..	219
3.4.4. Serie de Santa Lucía. Conclusiones ... ..	221
3.4.5. Serie de Cabra de Santo Cristo. Difracción de rayos X ... ..	221
3.4.6. Serie de Cabra de Santo Cristo. A. T. D. ... ..	225
3.4.7. Serie de Cabra de Santo Cristo. Microscopia electrónica ... ..	225
3.4.8. Serie de Cabra de Santo Cristo. Conclusiones ... ..	225
<b>IV. DISCUSION Y CONCLUSIONES ... ..</b>	<b>229</b>
<b>4.1. La génesis de los minerales arcillosos en cuencas sedimentarias triásicas españolas ... ..</b>	<b>231</b>
4.1.1. Minerales heredados ... ..	231
4.1.2. Minerales heredados. Conclusiones ... ..	236
4.1.3. Minerales transformados ... ..	237
4.1.4. Minerales transformados. Conclusiones ... ..	248
4.1.5. Minerales neoformados ... ..	249
4.1.6. Minerales neoformados. Conclusiones ... ..	250
<b>4.2. La distribución de los minerales de la arcilla en las cuencas triásicas estudiadas ... ..</b>	<b>252</b>



	<b>Página</b>
4.2.1. Cuenca Asturiana ... ..	252
4.2.2. Cordillera Ibérica. Sector de Puerto de Horna ... ..	253
4.2.3. Zona Prebética ... ..	254
4.2.4. Zona Subbética ... ..	255
4.3. <b>Visión general de la sedimentación triásica en cuencas españolas ...</b>	<b>257</b>
4.4. <b>Conclusiones finales ... ..</b>	<b>259</b>
V. <b>BIBLIOGRAFIA ... ..</b>	<b>265</b>

I

**INTRODUCCION**

## 1.1. OBJETO DEL TRABAJO

La Mineralogía de la fracción fina de los sedimentos triásicos españoles, había sido estudiada por numerosos autores, pero siempre presentando aspectos muy parciales del problema. Por ello, cuando iniciamos el presente estudio, nos propusimos ofrecer una visión general del mismo, que nos permitiera establecer relaciones similares a las que en la actualidad son posibles realizar en el Trias de Francia, Alemania, Inglaterra o Marruecos.

Tales relaciones podrían establecerse tras conseguir una serie de objetivos, entre los que hay que destacar en primer lugar, el conocimiento de la mineralogía de la fracción arcilla, así como del análisis semicuantitativo de las fases cristalinas que la integran.

A partir del conocimiento de la mineralogía, tanto en su aspecto cualitativo como cuantitativo, debía establecerse las diferentes posibilidades de génesis de las especies, es decir su clasificación como minerales heredados, neoformados o transformados.

Posteriormente, y una vez conocida la génesis, era necesario fijar las condiciones bajo las cuales se habían formado tales minerales, así como su distribución en el tiempo y en el espacio en las diferentes cuencas de sedimentación. Con ello pretendíamos establecer las condiciones imperantes en las áreas fuente y en las cuencas en el momento del depósito y finalmente estudiar los fenómenos postsedimentarios que los habían afectado y que podían inducir a la obtención de conclusiones erróneas.

Creemos que gran parte de los objetivos propuestos han sido cubiertos, con ello no queremos decir que todos los problemas que presenta la mineralogía y la génesis de los minerales arcillosos del Trias hayan sido resueltos y nuevas investigaciones no deban ser emprendidas, al contrario muchos problemas creemos han sido solucionados, pero nuevas incógnitas han sido puestas al descubierto y sobre ellas han de concentrarse futuras investigaciones, para de esta manera ir engrazando uno a uno los eslabones de la larga cadena que constituye la ciencia y el conocimiento.

## 1.2. ANTECEDENTES

### 1.2.1. LOS MINERALES DE LA ARCILLA SIMPLES

#### A) ESTRUCTURA

##### Micas

En 1928 MAUGUIN aplica por primera vez los métodos ya clásicos del cristal giratorio y de LAUE sobre unas hojas de mica, y consigue medir con bastante precisión los intervalos entre los planos (001), llegando a la conclusión de que las distancias entre dichos planos es bastante cercana a  $10 \text{ \AA}$  y que su estructura puede ser representada por un apilamiento de láminas, láminas que resultan de la repetición indefinida por traslación de un motivo cristalino. Establece la fórmula atómica de este motivo cristalino, indicando que en él, se encuentran 12 átomos de oxígeno y que las diferentes composiciones químicas en las micas, se deben a los átomos electropositivos que se pueden distribuir en los espacios libres, en torno a los átomos de oxígeno, sin modificar la infraestructura de estos minerales.

PAULING (1930), basándose en los resultados de MAUGUIN y en las estructuras ya conocidas de la gibsita, brucita, tridimita y cristobalita, expone por primera vez un esquema estructural de las micas, asignándoles una estructura laminar, en la que cada lámina está formada por una capa de octaedros Al-O y de dos capas de tetraedros Si-O. La capa octaédrica está constituida por dos capas de átomos de oxígeno, que forman los vértices de los tetraedros, y de grupos oxidrilo dispuestos en empaquetamiento compacto. En los huecos existentes entre cada seis átomos de oxígeno y OH vecinos, se coloca un átomo de AL en posición exacoordinada. La capa tetraédrica está formada por un retículo de tetraedros de oxígeno; todos estos tetraedros tienen su base en un mismo plano y están orientados en una misma dirección. Los centros de los tetraedros son ocupados por átomos de silicio o de aluminio, en posición tetracoordinada.

JACKSON y WEST (1931-1933) completan el estudio de la moscovita, confirmando los resultados de MAUGUIN y PAULING, precisan los parámetros de la celda unidad y determinan el grupo espacial. Introducen por fin el esquema al cual estamos acostumbrados en los tratados modernos: hojas Te-Oc-Te unidas entre sí por iones K.

##### Clorita

ORCEL (1927), basándose en análisis químicos de cloritas, llega a determinar que este es un grupo bastante complejo y muy heterogéneo. La determinación de la "malla cristalina" realizada por MAUGUIN (1928-1930) da una unidad a este, hasta entonces desconocido, grupo. Determina la celdilla unidad, monoclinica, en la que las distancias entre los planos elementales es de  $14 \text{ \AA}$ . Hace constar que, al igual que en el caso de las micas, el número de átomos de oxígeno en la celdilla unidad es constante y posee 18 de ellos.

PAULING (1930), en función de los análisis químicos y de los parámetros de la celda unidad, presenta una estructura formada por láminas elementales, similares a las de las micas, compuestas por una capa octaédrica y dos capas tetraédricas. Estas capas están unidas entre sí, a diferencia de las micas, por una capa brucítica  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ , siendo el espesor del edificio cristalino de  $14 \text{ \AA}$ .

MAC MURCHY (1934) confirma los resultados de PAULING y da un espesor a la celdilla unidad de  $28 \text{ \AA}$ , es decir dos hojas elementales y determina el modo de apilamiento de las hojas.

##### Montmorillonita

HOFFMAN, ENDELL y WILM (1933) determinan que la estructura de las hojas de la montmorillonita es idéntica a las de pirofilita, tal como PAULING (1930) había imaginado. La estructura de la pirofilita determinada por GRUNER (1934) está formada por una capa de aluminios en posición octaédrica entre dos capas de silicios en posición tetraédrica. La distancia entre las hojas eléctricamente neutras en la montmorillonita es mayor que en la pirofilita. El espesor de la celdilla unidad en la montmorillonita es de  $14 \text{ \AA}$ .

Estos autores hacen constar que el espaciado de  $14 \text{ \AA}$  no es constante, sino que depende del estado de hidratación del mineral y que

cuando este es calentado a alta temperatura su diagrama de difracción de rayos X se parece al de la pirofilita.

Posteriormente MARSHALL (1935) confirma la estructura Te-Oc-Te de la montmorillonita e indica la existencia de sustituciones iónicas dentro de las capas. Así, el aluminio de los octaedros es en parte reemplazado por magnesio en la montmorillonita s. e., y totalmente reemplazado por el hierro en las nontronitas; por otro lado, el silicio de los tetraedros está en parte sustituido por aluminio en la beidellita. Estas sustituciones provocan desequilibrios eléctricos dentro de las capas; las cargas eléctricas negativas, creadas, son compensadas por iones positivos mono o bivalentes.

HENDRICKS (1942) determina que la capacidad de cambio de la montmorillonita está determinada, por dos factores que mantienen la neutralidad eléctrica de las capas:

- La existencia de  $1/3$  de carga negativa por doce iones oxígeno.
- La compensación de este tercio de carga, por cationes externos a la capas y cambiables.

En conclusión, se puede representar la estructura de la montmorillonita como una sucesión de capas TE-OC-TE, separadas unas de otras por un espacio interfoliar en el cual se sitúan los cationes de cambio, asociados a moléculas de agua.

### Vermiculita

GRUNER, en (1834), establece la estructura de este mineral definiéndola como formada por un apilamiento de hojas tipo mica, Te-Oc-Te, neutras al igual que en el talco, ligadas unas a otras por ocho moléculas de agua por celdilla unidad. En este apilamiento, cada hoja está desplazada con respecto a la precedente un vector igual a  $1/3$  a y paralelamente al eje a.

HENDRICKS y JEFFERSON (1938) confirman la estructura Te-Oc-Te de la vermiculita, determinan los valores de los parámetros de la celdilla unidad y determinan otro desplazamiento desordenado en la dirección del eje b, además del descrito por GRUNER.

### Caolinita

GRUNER, en 1932, determina que la estructura de este mineral está formada por hojas constituidas por dos capas Te-Oc y no por tres capas Te-Oc-Te como en las micas y las cloritas, y que su celdilla unidad es monoclinica.

Esta estructura, que respondía bastante bien a las propiedades de la caolinita fue aceptada hasta 1946 en que BRINDLEY y ROBINSON, estudiando diagramas de polvo muy detalladamente, observaron líneas de difracción, no descritas por GRUNER, que no correspondían a una simetría monoclinica y sí a una simetría triclinica. La disposición de capas tetraédricas y octaédricas descrita por él se confirma, así como la posición de los iones Al en la capa octaédrica ocupando dos lugares de cada tres.

### Paligorskitas

La estructura de estos minerales ha permanecido durante largo tiempo indeterminada. LONGCHAMBON (1937) expuso una estructura en cadena tipo anfíbol. En 1938 LAPPARENT estima que pese al aspecto fibroso de estos minerales, se les podía atribuir una estructura laminar.

BRADLEY (1940) da por primera vez una interpretación estructural completa de la atapulgita. Este mineral está formado por la asociación de dos capas tetraédricas y una octaédrica formando una lámina Te-Oc-Te, pero en este caso estas láminas no son indefinidas, como en el caso de los minerales laminares verdaderos, sino que forman bandas estrechas, alargadas en un solo sentido. Un corte según (001), transversal a ciertas bandas, muestra que la capa octaédrica contiene cinco posiciones y que está rodeada por dos capas tetraédricas en cuatro posiciones, esto corresponde a la asociación de dos cadenas de tipo anfíbol.

Cada banda así formada está ligada a cuatro vecinas, por los átomos de oxígeno pertenecientes a los tetraedros de sus aristas. En los canales existentes entre las bandas se sitúan cadenas de moléculas de agua o de cationes de cambio.

NAGY y BRADLEY (1955) proponen una estructura para la sepiolita parecida a la de la tapulgita, salvo que las bandas, que poseen 9 posiciones octaédricas, están unidas a sus vecinas por una arista de tetraedro.

BRAUNER y PREISINGUER (1956) determinan que la diferencia esencial entre sepiolita y atapulgita reside en el número de posiciones octaédricas existentes dentro de las bandas Te-Oc-Te, siendo de nueve posiciones para la sepiolita y de ocho para la atapulgita.

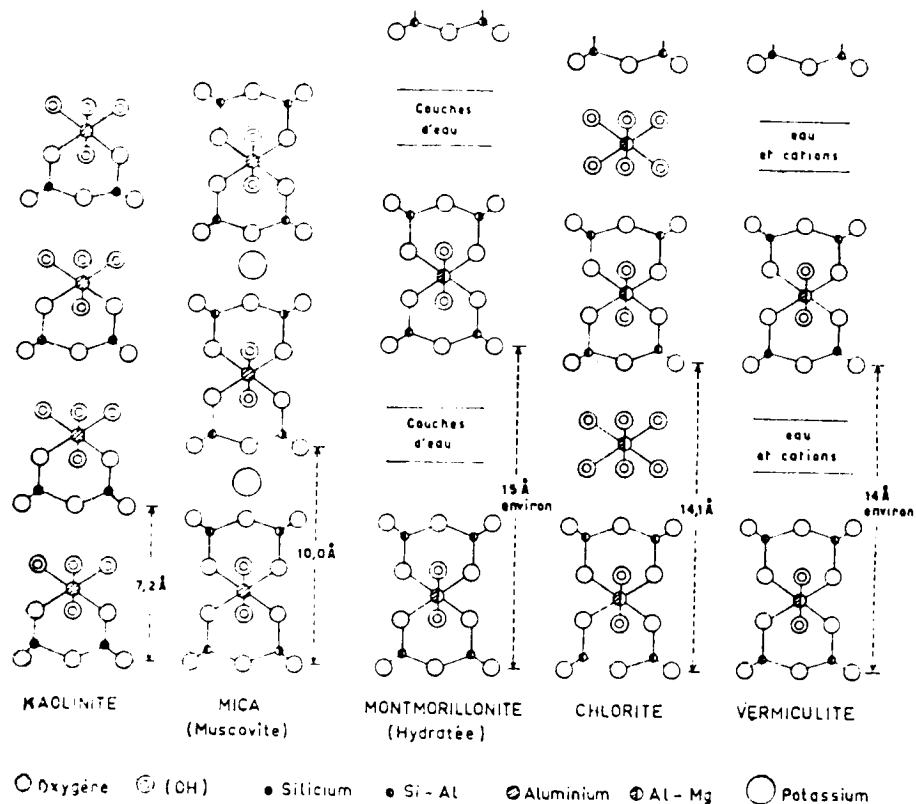


Fig. 1.—Representación esquemática de la estructura de los principales minerales laminares. (Según BRINDLEY, 1951.) (Tomada de MILLOT, 1964)

En resumen, de esta primera visión de las estructuras de los minerales simples de la arcilla podemos deducir los siguientes resultados:

— Todos los minerales arcillosos poseen una estructura formada por la asociación de tetraedros de silice y de octaedros de aluminio.

— Todos los minerales laminares, salvo los del grupo de la caolinita que están formados por la asociación de una capa tetraédrica y una

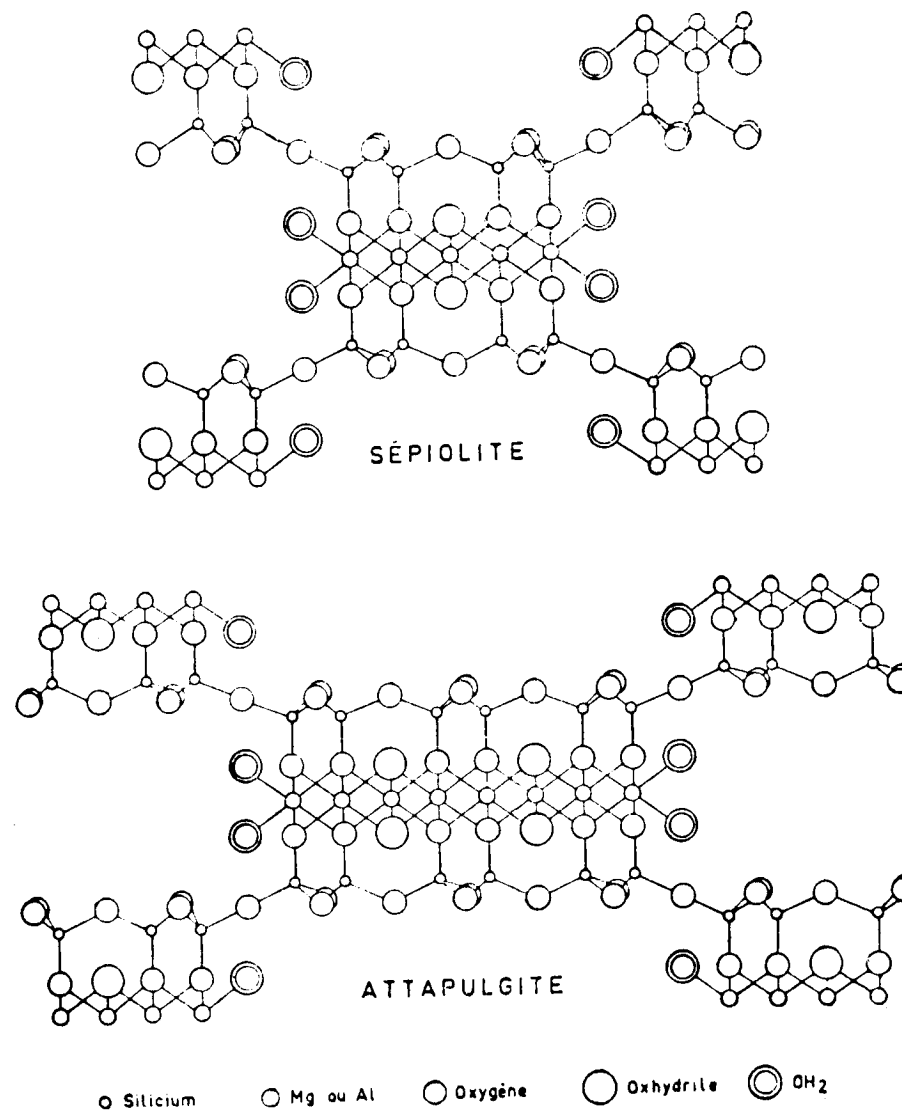


Fig. 2.—Estructura esquemática de la sepiolita (BRAUNER y PREISINGER, 1956) y de la atapulgita (BRADLEY, 1940.) (Tomadas de MILLOT, 1964)



octaédrica, están formados por láminas Te-Oc-Te (figura 3); y no se diferencia más que por la distancia que separa dos láminas vecinas y por su composición química.

— La sepiolita y la atapulgita, minerales llamados “fibrosos”, están formados por un modelo similar al de los minerales laminares excepto que las láminas Te-Oc-te, no se desarrollan nada más que una dirección formando bandas que están unidas entre sí por sus aristas (figura 4).

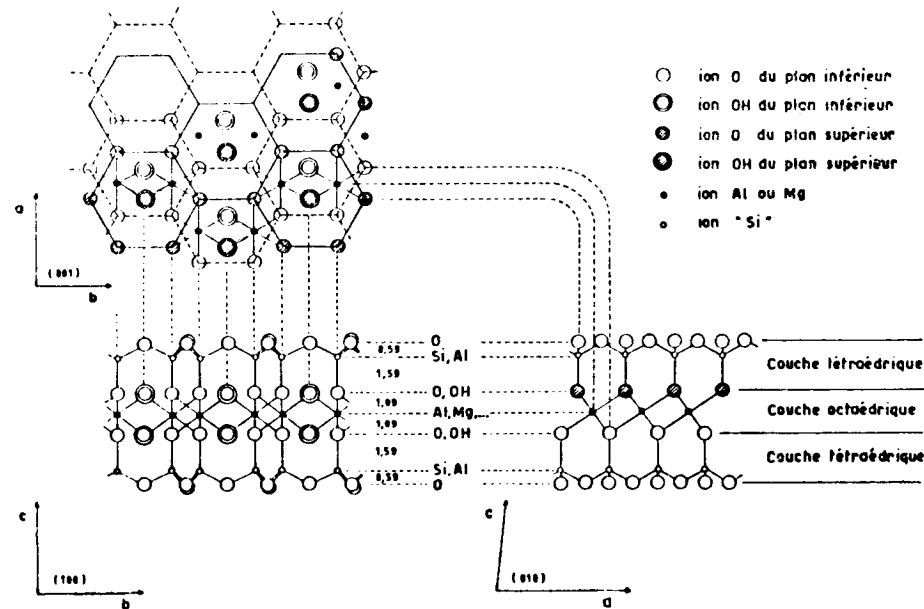


Fig. 3.—Proyección de una lámina Te-Oc-Te sobre los tres planos principales del retículo. (Tomada de LUCAS, 1962)

**B) LAS DEFORMACIONES DE LAS REDES CRISTALINAS**

El avance de la ciencia y la técnica en los últimos años ha permitido la aplicación de cálculos y medios mucho más precisos al estudio de las láminas Te-Oc-Te y Te-Oc de los silicatos laminares y fibrosos, y ha demostrado que los modelos estructurales propuestos se desviaban muchas veces a la realidad.

Así, MATHIESON Y WALKER, en 1954, estudian la vermiculita y precisan los parámetros y las distancias interatómicas en las láminas silicatadas, encontrando, que las cifras obtenidas no concuerdan con las

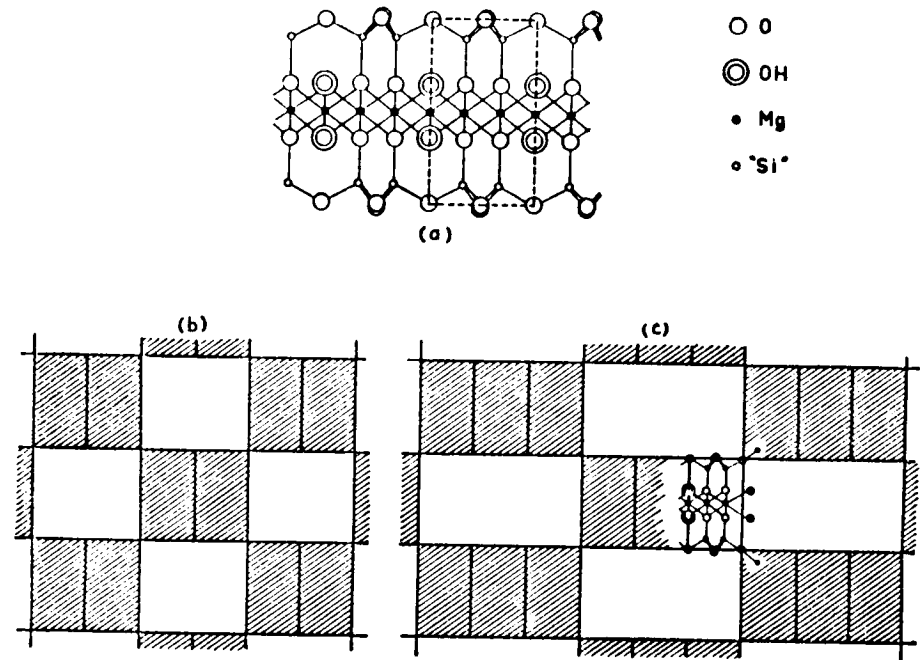


Fig. 4.—Relación entre la estructura laminar (a) y las estructuras de la sepiolita (b) y la atapulgita (c)

calculadas para una red ideal hexagonal de oxígenos. En tal tipo de red los oxígenos que constituyen los planos de la base de los tetraedros, están situados en los vértices de un exágono, formado por la interpenetración de dos triángulos equiláteros iguales, y cuyo lado tiene un valor de 4,59 Å. La vermiculita presenta dos triángulos equiláteros desiguales interpenetrados, en los que los lados tienen unas dimensiones de 4,35 Å y 4,84 Å, respectivamente. Los exágonos así formados son irregulares y poseen un eje de simetría de orden tres. Esta distorsión es provocada por una rotación de  $5 \frac{1}{2}^\circ$  de los tetraedros en torno a un eje que pasa por un vértice.

Posteriormente, en 1956, NEWNHAM y BRINDLEY, estudian la dikita y encuentran también una distorsión del retículo de oxígenos. Distorsión semejante es encontrada por RADOSLOVICH (1960) en la moscovita, en esta mica la rotación de los tetraedros es de  $13^\circ$  y los lados de los triángulos interpretados tienen en este caso un valor de 3,9 Å y 5,1 Å respectivamente (figura 5). Esta distorsión es la más importante de las observadas en los silicatos laminares. RADOSLOVICH estima que está

creada por desajuste entre la capa tetraédrica y octaédrica. Observa además que la dilatación de la capa octaédrica entraña una reducción de su espesor, tal como BRADLEY (1959) había supuesto; así, para la gibsita el espesor de esta capa es de 2,53 Å, mientras que para la moscovita es de 2,12 Å. En otros estudios menos precisos e incluso menos

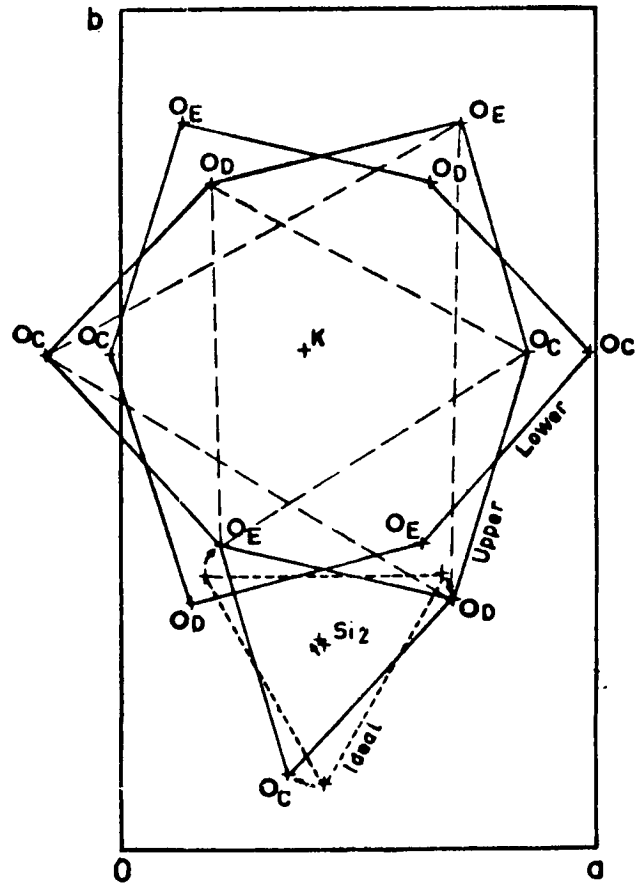


Fig. 5.—Deformación del retículo de la Moscovita (RADOSLOVICH, 1960)

completos aparecen también distorsiones similares, para otros minerales laminares. STEINFINK (1958) describe una distorsión para la clorita, cuyos valores son puestos en duda (MATHIESON y COL. 1959); pero, no obstante, es admitido el fenómeno de la distorsión.

TAKEUCHI y SADANAGA (1959) observan idéntica deformación en la xantofilita. COWLEY y GOSMANI (1961) estudian por difracción electrónica la montmorillonita y sus resultados no son mucho más seguros que los obtenidos anteriormente por otros autores. Ellos piensan que la red de oxígenos está deformada al igual que en otros minerales laminares y que esta deformación desaparece después de la adición de glicol; este produce una dilatación de los parámetros a y b, quedando la estructura muy próxima a la del exágono ideal.

En resumen, todos los minerales laminares parecen estar distorsionados, y esta distorsión varía con la composición química de las láminas. Cada especie mineral se diferencia de las restantes por el valor del ángulo de rotación de los tetraedros, es decir por un valor diferente en el tamaño de la capa tetraédrica.

### C) LOS ESPACIOS INTERLAMINARES

Los minerales laminares, excluyendo a la caolinita, están formados por láminas Te-Oc-Te, cuyo espesor oscila en torno a los 6,5 Å y su dimensión a lo largo del eje c varía desde aproximadamente 10 Å para las micas a 14-15 Å para las esmectitas. Esta diferencia es debida a la distancia que separa las láminas, o sea, a los espacios interlaminares. Estos espacios pueden existir y estar ocupados bien por iones o por moléculas de agua que actúan de puntos de unión, o no pueden existir, en cuyo caso las láminas están unidas directamente las unas a las otras.

La composición y la estructura de estos espacios interlaminares es característica de cada grupo de minerales laminares.

#### Caolinita

En la caolinita no existen espacios interlaminares. Las láminas se unen directamente entre ellas por uniones de tipo hidróxilo. La escuela de BRINDLEY [BRINDLEY y ROBINSON (1946), NEWNHAM y BRINDLEY (1956), BRINDLEY y NAKAHIRA (1958)] ha demostrado que cuando se superponen dos láminas, se acopla un grupo oxidrilo de la capa octaédrica de una de ellas con un átomo de oxígeno de la capa tetraédrica de la otra lámina. Las láminas están superpuestas de tal manera que todas las distancias O-OH son iguales y de valor 2,89 Å en la estructura real, es decir, en la distorsionada.

### Moscovita

En la moscovita dos láminas Te-Oc-Te están exactamente superpuestas, quedando un gran espacio libre en la cavidad formada por dos exágonos situados uno debajo del otro. En esta cavidad se sitúan iones K, para compensar la carga de la red, que están rodeados por 12 átomos de oxígeno a los cuales se unen en coordinación 12. En la estructura real, los exágonos están deformados y los iones K están rodeados de dos grupos de oxígenos en los que la distancia media es de 2,81 Å para los más próximos, y 2,39 Å para los más lejanos. Estos iones K mantienen las láminas ligeramente separadas, al mismo tiempo que las unen fuertemente (RADOSLOVICH, 1960).

### Clorita

Hemos visto con anterioridad, al hablar de la estructura, que la clorita está formada por la intrestratificación regular de láminas Te-Oc-Te y de láminas brucíticas, las capas brucíticas, realizan en este mineral el papel de elementos interlaminares, al igual que el K en la moscovita. Estas capas brucíticas están formadas por octaedros cuyos vértices están ocupados por átomos de oxígeno y sus centros por átomos de Mg y Al en proporciones variables. Cada capa brucítica ocupa una posición determinada con respecto a la capa silicatada, de tal manera que sus iones oxígeno se encuentran en la vertical de los iones Mg, que son el centro de los octaedros de la lámina silicatada adyacente (MATHIESON, 1958).

La unión entre las láminas silicatadas y brucíticas es muy fuerte e impide la penetración de iones extraños. Por ello la clorita es estable a los tratamientos con glicol y no presenta propiedades de cambio de base.

Puede ocurrir algunas veces, que la capa brucítica esté incompleta y sea discontinua, disponiéndose a modo de "pilares" entre las láminas silicatadas, en cuyo caso las fuerzas de unión creadas por estos "pilares" son insuficientes para impedir la penetración del glicol entre las láminas, pero el contrario, si son suficientes para impedir el colapso de la estructura frente al calentamiento. Este tipo de cloritas imperfectas han sido denominadas cloritas hinchables (BRINDLEY, 1961).

### Montmorillonita

Las láminas de la montmorillonita no poseen nada más que débiles cargas negativas. Estas cargas son compensadas por iones que se sitúan entre ellas. Las fuerzas de unión creadas por estos iones interlaminares son débiles, al mismo tiempo estos son fácilmente cambiables y no pueden mantener el espaciado interlaminar fijo, dependiendo de la naturaleza del ión compensador o bien de las moléculas orgánicas que adsorban. En estado natural la montmorillonita contiene una o dos capas de agua entre las láminas dando espaciados que oscilan entre 12 a 14 Å.

### Vermiculita

Al igual que la montmorillonita, la vermiculita posee un espaciado interlaminar variable que es ocupado por cationes cambiables o por moléculas de agua.

La vermiculita Mg, que ha sido estudiada con detalle por MATHIESON y WALKER (1954) y MATHIESON (1958), presenta una organización en la capa interlaminar semejante a la de las cloritas.

— Las moléculas de agua están dispuestas a cada lado de los cationes centrales formando una capa que está situada a una distancia de 2,84 Å de la superficie formada por los oxígenos de las láminas silicatadas.

— Los iones Mg ocupan los centros de los octaedros cuyos vértices se encuentran ocupados por moléculas de agua.

— Las moléculas de agua se encuentran encima de los aluminios octaédricos de las láminas silicatadas y los cationes de cambio encima de los silicios tetraédricos.

— De los espacios interlaminares, 1/3 de los lugares posibles son ocupados por los cationes cambiables y 2/3 son ocupados por moléculas de agua.

## D) EL POLIMORFISMO EN LOS SILICATOS LAMINARES

HENDRICKS y JEFFERSON (1939) aplican el método de WEISSENBURG al estudio de las micas, y hacen notar que no todas ellas poseen el mismo número de láminas en la celdilla unidad, definiendo de esta manera el polimorfismo de las micas, e indicando que junto a la estruc-

tura de dos láminas definida por MAUGUIN, pueden existir celdillas con 1, 3, 6, e incluso 24 láminas.

Posteriormente, SMITH y YODER, en 1956, explican el mecanismo de este polimorfismo y determinan el número teórico de polimorfos que pueden existir, siendo estos los siguientes:

- Todas las capas están apiladas en el mismo sentido ... .. 1M (monoclínico)
- La rotación es alternativamente de + 120° y de - 120° ... .. 2M<sub>1</sub>
- La rotación es siempre de + 120°. 3T (trigonal)
- La rotación es alternativa de + 60° y de - 60° ... .. 2M<sub>2</sub>
- La rotación es siempre de + 60° ... 6H (exagonal)
- La rotación es de + 180° ... .. 2O (rómico)

En la figura 6 aparecen representados gráficamente los casos citados anteriormente para la moscovita, así como la equivalencia entre las posiciones 60° y 300°, y 120° y 240°.

Un séptimo caso debe ser añadido a los anteriores y es aquél en el que existe un desorden completo, las capas exagonales se suceden con cualquier rotación. La forma que así se obtiene es denominada 1Md.

En el caso concreto de la moscovita sólo se conoce los polimorfos 1Md, 1M, 2M<sub>1</sub>, 3T, es decir aquellos casos en los que las rotaciones son cualesquiera, nulas o iguales a 120°.

En el grupo de la caolinita, numerosos autores han indicado que la caolinita, la dikita y la nacrita pueden ser consideradas como tres polimorfos que se distinguen entre sí por el modo de apilamiento de sus láminas contenidas en la celdilla unidad. Si usamos la nomenclatura empleada para las micas su denominación sería 1T para la caolinita bien ordenada, 2M para la dikita y 6O para la nacrita.

BRINDLEY y Col. (1950) estudian el polimorfismo en la clorita e indican que pueden existir tres estructuras distintas L, M y N correspondientes a un desplazamiento de la capa tetraédrica superior a a/3 a lo largo de a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> o a<sub>3</sub>, con respecto a la capa tetraédrica inferior, a<sub>1</sub>, a<sub>2</sub> y a<sub>3</sub> son tres ejes que forman entre sí un ángulo de 120°. Las láminas se pueden apilar de varias maneras, que corresponden a rotaciones de 120° acompañadas de desplazamientos a lo largo del eje a, siendo siempre el eje a paralelo al plano de simetría de las láminas.

Lo expuesto anteriormente da lugar a la existencia de varios poli-

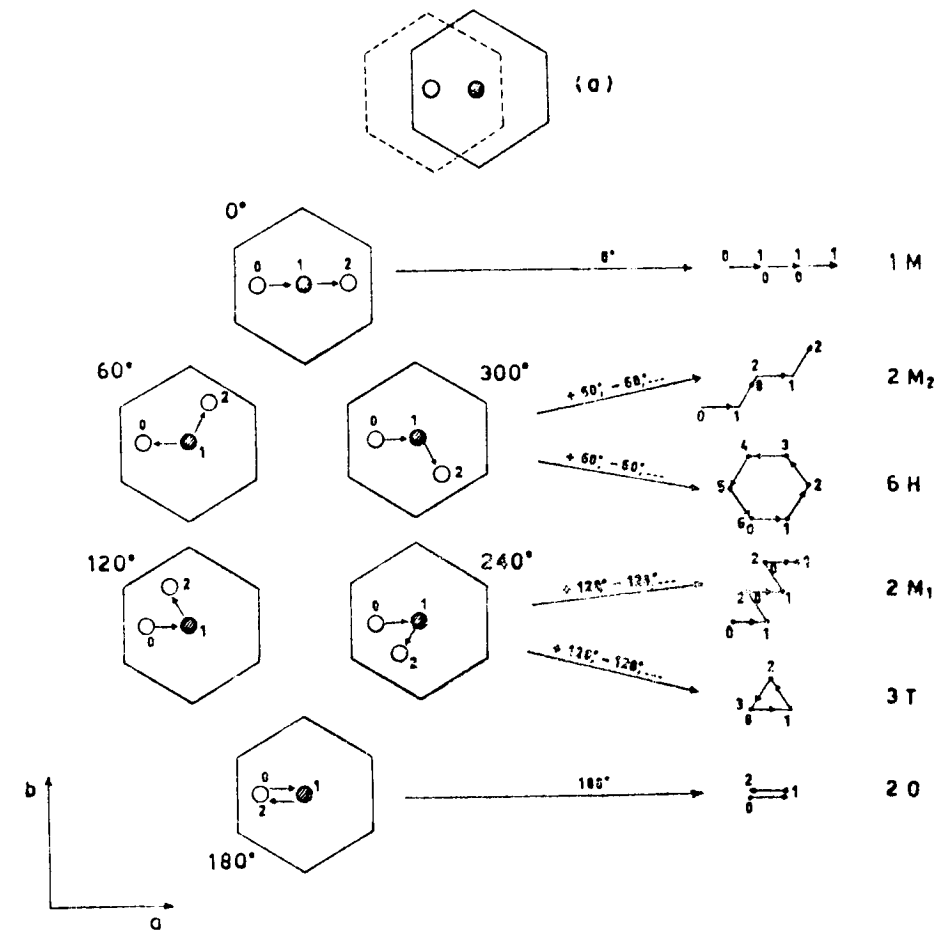


Fig. 6.—Polimorfismo de la moscovita (según SMITH y YODER, 1956). Los círculos representan los iones K interlaminares. En el esquema (a), el círculo en blanco representa el ión K, situado entre el exágono superior (trazo continuo) y el exágono inferior (rayado); el círculo rayado representa el ión K, situado encima del exágono superior. En los otros esquemas, los círculos 0, 1, 2 representan tres iones K superpuestos, siendo el 0 el inferior

morfos que pueden ser denominados: 1M, 1Tc (triclínico), 2Tc y 3Tc, MATHIESON y WALKER (1954) indican que el apilamiento en las láminas de vermiculita da lugar a dos tipos que denominan M y N.

MAGDEFRAU y HOFMANN (1938) determinan que el apilamiento en las montmorillonitas se realiza siempre de una manera desordenada, no existiendo por tanto ninguna posibilidad de polimorfismo.

### E) COMPOSICION QUIMICA DE LOS MINERALES LAMINARES

En los apartados anteriores se ha visto que los minerales arcillosos poseen estructuras si no iguales si muy parecidas, láminas formadas por dos capas (Te-Oc) o por tres capas (Te-Oc-Te). Estos últimos pueden separarse en dos grupos uno de ellos el de los minerales laminares y otro el de los minerales fibrosos. A continuación veremos las características químicas de estos tres grupos:

#### 1) Minerales laminares de tres capas

En una primera aproximación, se puede decir que los minerales laminares de tres capas poseen una arquitectura idéntica y que sólo se diferencian unos de otros por los iones que ocupan los lugares vacantes posibles. En realidad, la dimensión de los espacios interlaminares, e incluso la distorsión no dependen nada más que de la carga de la red y del tamaño de los iones.

MAUGIN (1930), indicó que el motivo cristalino de una lámina Te-Oc-Te contiene 12 oxígenos. De estos doce oxígenos dos de ellos están unidos a un hidrógeno formando grupos hidróxilos (OH); por tanto la fórmula de la lámina podría escribirse de la siguiente manera  $O_{10}(OH)_2$ . Las valencias negativas desarrolladas por los oxígenos no compensados son neutralizadas por iones positivos situados en los centros de los tetraedros y de los octaedros. De tal manera que son posibles cuatro posiciones tetraédricas y tres posiciones octaédricas, para conseguir esta compensación.

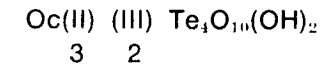
WINCHELL (1925), al estudiar la composición química de las micas, encuentra que puede obtener la fórmula química de las diferentes especies, saturando las cargas de los doce iones oxígeno bien con siete iones positivos o bien con ocho. En función de lo expuesto, clasifica las micas en dos grupos que denomina heptalaminar y octolaminar y da la expresión más general de las micas, como  $XY_{2-3}Z_4O_{10}(OH)_2$ , en donde Y es igual a dos en las heptalaminares, e igual a tres en las octolaminares. En términos estructurales Y representa el ión positivo octaédrico; que en el caso de los heptalaminares, dos de los tres huecos octaédricos posibles son ocupados, y en el de los octalaminares los tres huecos son ocupados.

Posteriormente, STEVENS (1942-1945) propone la denominación actual de dioctaédricos para los minerales en los que se ocupan dos hue-

cos y trioctaédricos para los minerales en los que se ocupan los tres huecos octaédricos.

Naturalmente cuando se ocupan solamente dos posiciones octaédricas, los iones ocupantes deben ser trivalentes y por el contrario cuando se ocupan las tres posiciones los iones deben ser bivalentes.

Por tanto, se puede representar la composición de una lámina de cualquier mineral laminar por las fórmula siguiente:



estos dos tipos de láminas están representadas por

- el talco, para los minerales trioctaédricos  $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Mg}_3$ ;
- la pirofillita, para los minerales dioctaédricos  $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Al}_2$ .

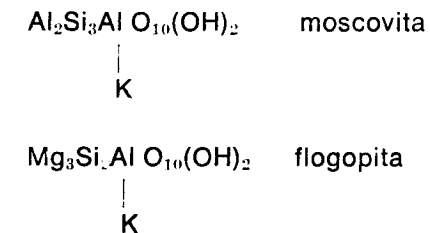
A partir de estos dos tipos, sustituyendo por otros iones, e incluso iones Si tetraédricos y Al y Mg octaédricos, pueden obtenerse todos los minerales laminares.

### Micas

Son minerales en los que un ion  $\text{Al}^{\text{III}}$  sustituye a uno de los cuatro iones  $\text{Si}^{\text{IV}}$  presentes.

Esta sustitución libera una carga negativa en la lámina por media celdilla; carga que es compensada por un ion  $\text{K}^+$  situado en los espacios interlaminares.

Según el número de huecos octaédricos ocupados, existen dos tipos de micas:



Los iones Al y Mg pueden ser en parte sustituidos por otros apareciendo nuevos tipos de micas, como por ejemplo la biotita en la que existe una sustitución parcial del Mg por el Fe.

Una vez que la difracción de rayos X fue fácilmente utilizada por los mineralogistas, esta fue aplicada al estudio de las "arcillas" y fueron reconocidos minerales de muy pequeña talla similares a las micas.

Estos minerales había sido ya sospechados por diferentes autores y recibieron diferentes nombres, tales como: bravasita (MALLARD, 1878), hidromoscovita (JOHNSTONE, 1889), glimmerton (ENDELL y Col., 1935), etcétera, GRIM, BRAY y BRADLEY (1937) dan una unidad a este grupo y proponen el nombre de "ilita" para designar a estos minerales micáceos de tamaño "arcilla".

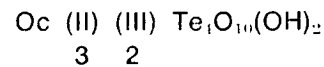
Los diagramas de polvo obtenidos por difracción de rayos X por estos autores eran semejantes a los de micas, sólo que más pobres en el número de reflexiones. Los análisis químicos revelan un déficit de Al tetraédrico en comparación con la moscovita. Esto entraña, naturalmente, un déficit de  $K_2O$ . También es frecuente encontrar en estos minerales sustituciones de iones Al octaédricos por Mg,  $Fe^{II}$  y  $Fe^{III}$ , y el K interlamilar puede estar sustituido, en parte, por iones Ca, Mg e H.

En consecuencia, podemos decir que bajo la denominación de "ilita" se acogen un conjunto de partículas muy finas que comprenden desde minerales que son verdaderas micas hasta minerales micáceos muy degradados. GRIM (1964) señala que pueden existir términos intermedios entre las ilitas y las micas bien cristalizados y las ilitas mal cristalizadas y las montmorillonitas.

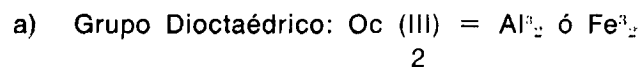
### Montmorillonitas

Gracias a los trabajos de ROSS y HENDRICKS (1945) ha sido posible establecer la clasificación de este complejo grupo de minerales, de composición química tan diferente. Todas sus fórmulas químicas se deducen de la fórmula general por sustitución en los tetraedros, en los octaedros, o bien, en ambos a la vez.

Su fórmula general puede ser escrita de la siguiente manera:

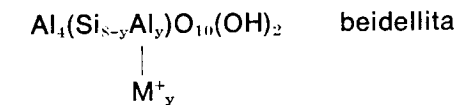
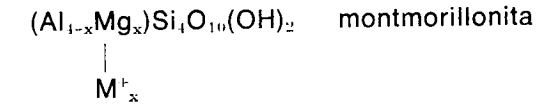


Dentro de los montmorillonoides es necesario distinguir también dos grupos diferentes:



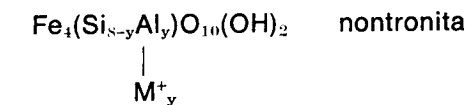
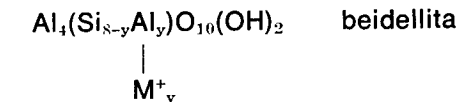
a<sub>1</sub>) Serie de la montmorillonita-beidellita.

— Sustitución de una parte de los silicios de los tetraedros por Al y de una parte de los Al de los octaedros por Mg:

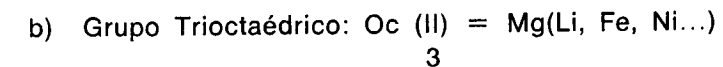


a<sub>2</sub>) Serie de la beidellita-nontronita.

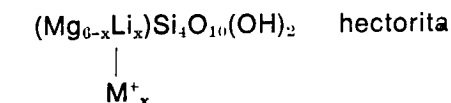
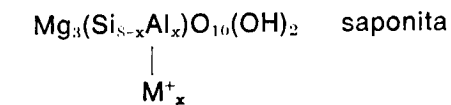
— Sustitución solamente en la capa octaédrica de  $\text{Al}^{III}$  por  $\text{Fe}^{III}$ .



Esta sustitución no introduce ninguna nueva carga en la capa octaédrica.



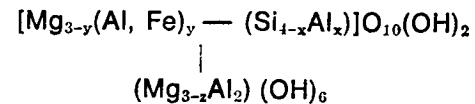
Los dos minerales que se pueden considerar como tipo de este grupo son:



No se conocen series continuas de montmorillonitas trioctaédricas, pero existen abundantes especies tales como: bawdengita (CAILLERE y HENIN, 1949), lebergita (SUDO, 1943), stetvensita (FAUST, HATHAWAY y MILLOT, 1959), etc... ROSS, en 1960, publicó las fórmulas químicas de minerales típicos del grupo de las montmorillonitas.

### Cloritas

Pueden ser también obtenidas a partir de la fórmula general de la lámina silicatada Te-Oc-Te. La introducción de una cierta cantidad de iones Al que sustituyen a los Si en los tetraedros provoca la aparición de una carga negativa. Esta carga es compensada no sólo por la carga de la lámina interfoliar, sino también por los octaedros. En ambos casos esta compensación se lleva a cabo por sustitución del ión Mg bivalente de los octaedros y de la lámina brucítica por un ión trivalente generalmente Al o Fe. Llegando a una fórmula estructural general del siguiente tipo:



en donde se verifica que  $y - x = z$ .

La variación en la cantidad y tipo del ión reemplazante del Mg produce una gran variedad de cloritas, para las cuales se han propuesto numerosas clasificaciones.

— TSCHERMAK (1890-1891) las clasificó entre dos extremos opuestos: antigorita  $3\text{MgO}$ ,  $2\text{SiO}_2$ ,  $2\text{HO}_2$  y amesita  $2\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $2\text{H}_2\text{O}$ .

— ORCEL (1927) que utilizó para los grupos principales la relación  $S = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  y para los grupos secundarios las relaciones

$$F = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}, \quad a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}, \quad c = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$$

— ORCEL, CAILLERE y HENIN (1952) dan una clasificación en función de la estructura, en una tabla de doble entrada, utilizando la variación de los coeficientes x e y de la fórmula general citada.

— HEY (1954) utiliza el mismo factor x que los autores precedentes y un factor

$$R = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe Mg}}$$

Todas estas cloritas son minerales trioctaédricos.

Teóricamente las cloritas dioctaédricas poseen una lámina de tipo moscovita, y son perfectamente posibles. No obstante tales cloritas no han sido encontradas en estado puro. Varios autores señalan la presencia de láminas de clorita dioctaédrica (RICH y OBENSHAIN, 1955; BROWN y JACKSON, 1958); pero son interstratificados con láminas de tipo trioctaédrico. CAILLERE y Col. (1962) señalan la presencia de una clorita dioctaédrica aluminica en las bauxitas del Pirineo-Oriental. Estos hechos demuestran que tales cloritas son extremadamente raras.

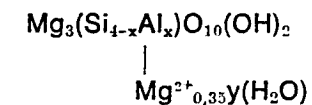
Las cloritas son minerales conocidos desde muy antiguo, pero recientemente determinados en las arcillas.

CORRENS (1937) es quien por primera vez determina la clorita en los sedimentos, posteriormente MAC EWAN (1948), MILLOT (1949-1954) determinan clorita en los sedimentos y encuentran que esta es muy abundante en los suelos y en los sedimentos.

Las cloritas de los sedimentos se pueden presentar bajo diferentes aspectos, bien bajo la forma de muy buenos cristales como ya indicó LUCAS (1962) y nosotros mostraremos más adelante, o bien bajo la forma —ésta es la más frecuente— de cristales muy degradados, que presentan diferentes comportamientos frente al calentamiento o los líquidos orgánicos. Estas anomalías, así como el gran número de interstratificados, descritos en la bibliografía, en los cuales interviene la clorita como componente, muestra que el pequeño tamaño de las cloritas sedimentarias cambia su comportamiento y sus propiedades.

### Vermiculitas

La fórmula tipo de las vermiculitas se obtiene reemplazando iones Si por iones Al en la lámina trioctaédrica con tres capas.



Los Mg en posición octaédrica pueden ser parcialmente reemplazados por Fe<sup>III</sup>, Fe<sup>II</sup>, Al, Ti, etc.

El coeficiente x indica el número de iones Al que reemplazan al Si y varía entre 1 y 1,33, la carga negativa así creada está compensada en parte por los iones Mg interlaminares y en parte por la carga positiva procedente de la sustitución octaédrica.

El Mg es el ión interlaminar más frecuente, pero es fácilmente cambiable por iones tales como: Ca, Ba, Sr, Li, etc.

Todas las macrovermiculitas, bien cristalizadas, son trioctaédricas; los estudios por difracción de rayos X de arcillas de suelos han mostrado que las vermiculitas muy finas pueden ser dioctaédricas (WALKER, 1957; MARTÍN-VIVALDI y SANCHEZ CAMAZANO, 1961).

Al igual que la clorita, ésta ha sido reconocida muy recientemente entre los constituyentes del suelo y de los sedimentos, MAC EWAN (1948), JACKSON y Col. (1952), MILLOT (1949).

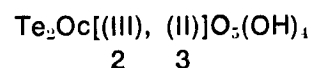
Estas vermiculitas de suelos y sedimentos no suelen presentar las características de las vermiculitas macroscópicas. El criterio seguido para su reconocimiento es el comportamiento frente al calor y al etilenglicol. Frente al calor su espaciado a 14 Å baja a 10 Å y el etilenglicol no modifica su retículo, permaneciendo la línea a 14 Å. No obstante, WALKER (1957-1958) ha mostrado que gran número de vermiculitas pueden absorber líquidos orgánicos.

BROWN (1953), HATHAWAY (1955) y WALKER (1957) entre otros, han demostrado que estas vermiculitas pueden ser dioctaédricas y trioctaédricas.

En resumen, definir y reconocer las vermiculitas de suelos y sedimentos es un problema arduo. A menudo, bajo el término de vermiculitas, se acogen muchos minerales en los que las láminas micáceas de tipo Te-Oc-Te están unidas entre ellas débil, irregular y desordenadamente.

## II) Minerales laminares de dos capas.

La fórmula general de las láminas de los minerales con dos capas puede ser escrita de la siguiente manera:



La caolinita y sus variedades polimorfas son los minerales dioctaédricos pertenecientes a este grupo y su fórmula general es la siguiente:



sin que exista, al parecer, sustitución isomorfa alguna. Los minerales trioctaédricos, están representados por las septecloritas y la serpentina, esta última la más simple de ellos y de fórmula:



Las sustituciones de Si y de Mg son factibles en este grupo, apareciendo minerales tales como: Amesita, Cronstedtita, Grenalita y Chamosita.

## III) Minerales fibrosos. Paligorskita, Sepiolita.

La fórmula de la sepiolita para media celdilla unidad puede ser escrita de la siguiente forma:



en la que (OH<sub>2</sub>)<sub>4</sub> representa el agua ligada y 8H<sub>2</sub>O el agua libre que ocupa los canales de su estructura.

A veces existen sustituciones moderadas, de Si por Al y Fe y de Mg por Fe, Mn, Ni, etc.

De igual manera, la fórmula de la atapulgita para media celdilla unidad es:



En ella la sustitución de Si por Al es igualmente moderada; pero, por el contrario, la sustitución de Mg por otros iones puede ser importante.

Le sepiolita y atapulgita son constituyentes frecuentes de las tierras de Batán y de las "bentonitas" comerciales, en donde ellas se encuentran asociadas a la montmorillonita. La microscopía electrónica permite observar las finas agujas cuyo tamaño es frecuentemente inferior a la micra.



Son minerales frecuentes en sedimentos de cuencas endorreicas terciarias. Estos minerales resisten mal la alteración y no se presentan nunca bajo forma degradada.

Como resumen a lo expuesto en los apartados anteriores podemos establecer que en la fracción fina de los suelos y sedimentos encontrados junto a minerales laminares bien caracterizados, minerales difíciles de clasificar en una especie determinada encontrando muy a menudo edificios cristalinos intermedios entre especies diferentes como es el caso de los minerales interestratificados.

#### F) DETERMINACION POR DIFRACCION DE RAYOS X DE LOS MINERALES LAMINARES SIMPLES

El problema del reconocimiento de los minerales de la arcilla por difracción de rayos X ha sido abordado por numerosos autores y dado lugar a la aparición de obras completas (BRINDLEY, 1956; BROWN, 1961) o de artículos seguidos de tablas de determinación (LUCAS, CAMEZ, MILLOT, 1959; MARTIN VIVALDI y MAC EWAN, 1969; WARSHAW y ROY, 1961; MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEG0, 1961). Por ello sólo expondremos de una manera esquemática en la Tabla I el comportamiento de los principales minerales de la arcilla frente a los tratamientos con etilen-glicol y calentados a diferentes temperaturas, así como el del mineral estudiado sin ningún tratamiento previo.

TABLA I

VALORES MEDIOS EN Å DE LAS LINEAS DE DIFRACCION CARACTERISTICAS DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA SIMPLES DESPUES DE DIFERENTES TRATAMIENTOS

Caolinita	N.	7,1	3,58	2,33		
	EG.	7,1	3,58	2,33		
	490°	Desaparición de todas las líneas después de 2 horas.				
Ilita	N.	10	5,0	3,33	2,50	
	EG.	10	5,0	3,33	2,50	
	550°	10	5,0	3,33	2,50	
Clorita	N.	14	7	4,70	3,50	2,83
	EG.	14	7	4,70	3,50	2,83
	550°	14				
Clorita hinchable	N.	14	7	4,70	3,50	2,83
	EG.	17	8,85			
	550°	igual a la clorita normal				
Montmorillonita	N.	15-14	5,1	3,0		
	EG.	17	8,5	5,7		
	550°	10				
Vermiculita, Mg	N.	14				
	EG.	algún cambio				
	550°	10				
Atapulgita	N.	10,5	6,44	5,42	4,49	4,18
	EG.	sin cambio				
	550°	10				
Sepiolita	N.	12	7,6	5,0	4,60	3,82
	EG.	sin cambio				
	550°	10				

### 1.2.2. LOS MINERALES DE LA ARCILLA INTERESTRATIFICADOS

Durante la elaboración de su trabajo sobre la estructura de la vermiculita, GRUNER (1934) encuentra unos minerales que presentan sólo algunas de las propiedades de la vermiculita. Los diagramas de difracción que obtiene de estos minerales presentan una línea a 12 Å aproximadamente, línea que no correspondía a ninguno de los minerales laminares conocidos. Para justificar tal línea considera que el mineral que la provoca, que él denomina hidrobiotita, está formado por la interstratificación de dos tipos de láminas distintas, una lámina de tipo biotita y una lámina de tipo vermiculita. Estas dos láminas alternan regularmente y provocan la aparición de una nueva celdilla unidad cuyo espesor es igual a la suma de los espesores de las dos láminas que la forman, siendo por tanto la línea a 12 Å, la de índices (002) de este nuevo edificio cristalino.

HENDRICKS y JEFERSON (1938), al reanudar el estudio detallado de la estructura de la vermiculita, confirma la existencia de la interstratificación descrita por GRUNER y encuentra, además, una interstratificación clorita-vermiculita.

Estos hechos abren un campo al descubrimiento de numerosas combinaciones, de tal manera que poco a poco muchos minerales mal definidos fueron reconocidos como interstratificados, como por ejemplo, la *bravasita* reconocida como un interstratificado illita-montmorillonita (NAGELSCHGIDT, 1944; BRADLEY, 1945) y la rectorita como interstratificación de pirofilita y vermiculita (BRADLEY, 1950).

A medida que la técnica de difracción de rayos X se usó con mayor frecuencia en el estudio de las arcillas, los minerales interstratificados son reconocidos más fácilmente, SCHEMEHL y JACKSON (1956) los describen en los suelos, WEAVER (1956) estima que se encuentra en más del 70 por 100 de los sedimentos.

Es un hecho que los minerales interstratificados han pasado, en el espacio de tres lustros, de ser una rareza mineralógica a ser minerales corrientes, tan abundantes como los minerales simples.

### A) TIPOS DE INTERESTRATIFICACION

Según MAC EWAN (1949) se pueden distinguir tres tipos de interstratificación diferentes:

- 1.<sup>a</sup> Interstratificación regular.
- 2.<sup>a</sup> Interstratificación al azar.
- 3.<sup>a</sup> Interstratificación con segregación en zonas homogéneas de cristales de una misma especie.

Nosotros expondremos con más detalle los dos primeros casos, ya que el tercero es difícil de distinguir de los otros dos, puesto que si los paquetes de láminas son gruesos las reflexiones que se obtienen a rayos X tienden a ser las de cada uno de los minerales representados, por el contrario si son delgados el comportamiento de interstratificado tiende hacia el segundo tipo.

#### 1) Interstratificación regular.

Este tipo de interstratificación está formada por el apilamiento de láminas de dos o más tipos diferentes, con un período de repetición fijo. Dicho período de repetición permite distinguir dos grupos diferentes:

— Un primer grupo en el que cada lámina tiene por vecinas dos láminas análogas de diferente especie, dando una secuencia de repetición de tipo ABABAB...

El número de láminas de una especie es igual a la mitad del número total de láminas que componen el cristal. Se dice en este caso que se trata de una interstratificación regular al 50 por 100.

En este primer grupo pueden ser incluidas aquellas interstratificaciones en las que el tanto por ciento de interstratificación sea del 50 por 100, pero en los que una lámina de tipo A puede tener por vecinas a una lámina A y a otra B. Obteniéndose secuencias tales como AABBAABB... o AAABBB... Es evidente que el número de láminas del mismo tipo seguidos debe ser pequeño, pues en caso contrario obtendríamos un caso de segregación regular.

— Un segundo grupo de interestratificación regular es aquella en la que el porcentaje de interestratificación es diferente del 50 por 100, pero se produce una repetición periódica de un cierto motivo, las secuencias ABBABB y ABBBAABB..., pertenecen a este tipo.

La característica principal de estos apilamientos es su regularidad. Se pueden considerar como un solo cristal, ya que poseen un retículo tridimensional regular. Son verdaderos minerales, en los que el período a lo largo del eje *c* es igual a la suma de los períodos de los elementos que forman el motivo de repetición.

## II) Interestratificación irregular.

Está formada por el apilamiento desordenado, al azar, sin ley de repetición de láminas de dos o varios tipos diferentes. Por tanto en este tipo de interestratificación no existe una periodicidad a lo largo del eje *c*. Una secuencia de este tipo sería por ejemplo ABBBAABBABBA... LUCAS (1962) denomina a este tipo de interestratificación con el apelativo de edificios interestratificados.

Tanto estos edificios interestratificados como los interestratificados regulares no son apilamientos de minerales simples, sino que cada uno de ellos es un ente diferente a cada uno de los componentes poseyendo unas características totalmente diferentes a las características particulares de las especies que lo forman.

Sabemos que los minerales con tres capas tienen la misma arquitectura estructural: todos están formados por láminas silicatadas de espesor cercano a 6,50 Å. Si prescindimos de su composición química, los diferentes minerales se distinguen por las distancias que separan las láminas silicatadas y por las posibilidades de variación de esta distancia con diferentes agentes (calor, polialcoholes, etc...). Si consideramos ahora un edificio interestratificado, regular o irregular, formado, por ejemplo, por láminas de tipo illita y láminas de tipo montmorillonita, se puede hablar, en términos que se refieren a la longitud del eje *c*, de una interestratificación de láminas de 10 Å y láminas de 14 Å. El espesor de la lámina Te-Oc-Te es constante, pero no ocurre igual con las distancias interlaminares que son diferentes, 3,5 Å para la illita y 7,5 Å para la montmorillonita. Podemos, pues, decir que la interestratificación de láminas a 10 Å y a 14 Å proviene del apilamiento de láminas del mismo espesor (6,50 Å) separadas ya por una distancia de 3,5 Å, ya

por una distancia de 7,5 Å. Desde un punto de vista exclusivamente geométrico un edificio interestratificado posee como característica principal que una de sus láminas silicatadas está, o puede estar, separada de sus dos vecinas por distancias desiguales (LUCAS, 1962).

Este es el punto de vista de MERING (1949), que estudia las reflexiones sobre los paquetes de láminas paralelas separadas por distancias diferentes  $d_1, d_2 \dots d_r$ .

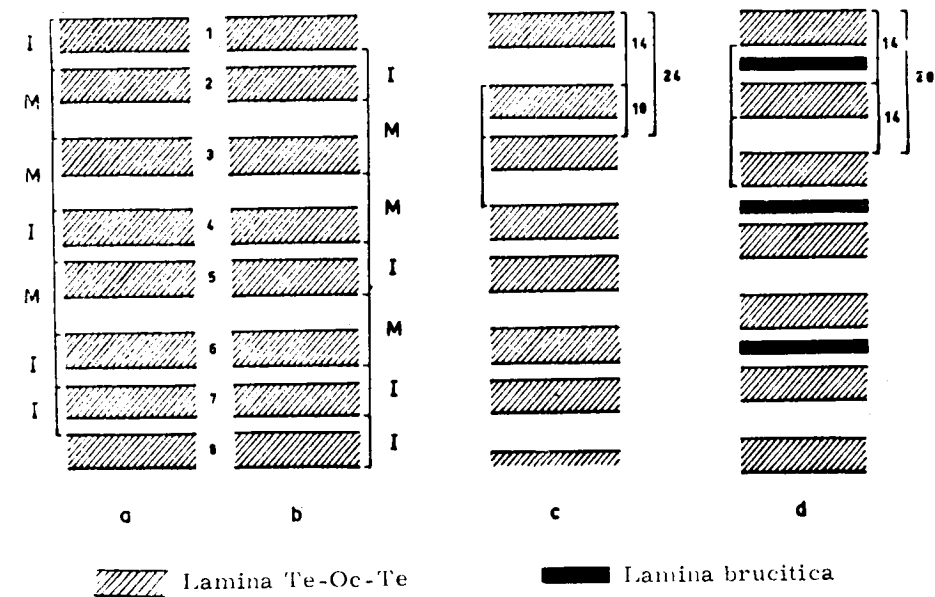


Fig. 7.—Representación esquemática de edificios interestratificados

En la figura 7, se representa un apilamiento irregular, que se puede considerar formado por láminas a 10 Å y láminas a 14 Å. Si se pretende individualizar las especies illita y montmorillonita, puede realizarse esta operación de dos maneras diferentes a y b, de modo que la lámina silicatada 2, por ejemplo puede ser atribuida bien a la illita, bien a la montmorillonita. Teniendo en cuenta que las composiciones químicas de la illita y de la montmorillonita son muy diferentes, no tienen los mismos reemplazamientos iónicos y las cargas que aparecen sobre las superficies de las láminas silicatadas son muy diferentes, es de todo punto inconcebible que la lámina 2 puede pertenecer indistintamente a la illita o a la montmorillonita.

Sólo la lámina 3, separada de sus vecinas por 7,5 Å, puede decirse que pertenezca a la montmorillonita, por razón similar la lámina 7, separada de sus vecinas por 3,5 Å, puede decirse que pertenezca a la illita. Las otras láminas no son del uso, ni del otro tipo. En el caso de una interestratificación regular 1/1 (fig. 7 c y d) ninguna de las láminas puede ser asimilada a un mineral en particular.

Como resumen de lo expuesto anteriormente, podemos decir de una manera general, que una interestratificación compuesta por láminas de espaciados determinados, láminas que se comportan como el mineral A y el mineral B, es llamado interestratificado A-B por extensión del lenguaje, que es justificado nada más que por el comportamiento a rayos X.

## B) NOMENCLATURA DE LAS INTERESTRATIFICACIONES

Nosotros a lo largo del presente trabajo emplearemos para designar a los minerales interestratificados la nomenclatura propuesta por LUCAS (1962) por parecernos una de las más simples y a la vez gráficas, de entre las muchas que se han propuesto, al mismo tiempo dicha nomenclatura tiene por bases el sistema propuesto por el subcomité de nomenclatura del grupo inglés de arcillas (BROWN, 1955).

### 1) Interestratificación regular.

El caso más simple de interestratificación de este tipo es la alternancia regular 1/1 de dos tipos de láminas. En este caso el mineral debe ser llamado por un nombre particular. Por ejemplo Allevardita, definida por CAILLERE, MATHIEU-SICAUD, HENIN (1950) y más tarde por BRINDLEY (1956) como un interestratificado 1/1 de láminas a 10 Å y láminas a 14 Å inestable al etilen-glicol. O incluso la discutida "Corrensita" (ya sea una interestratificación regular de láminas a 14 Å estables al calor y al etilen-glicol y láminas a 14 Å inestables al calor BRADLEY y WEAVER, 1956; LIPMANN, 1956), ya sea una interestratificación de láminas a 14 Å estables al calor y al etilen-glicol y de láminas a 14 Å inestables al calor y al etilen-glicol (EARLY y Col. 1956; LIPMANN, 1959), ya sea una interestratificación de láminas a 14 Å estables al calor y al etilen-glicol y láminas a 14 Å estables al calor e inestables al etilen-glicol (MARTIN VIVALDI y MAC EWAN, 1960) debe ser considerado como un mineral interestratificado regular sea cual sea la na-

turalidad de las láminas a 14 Å que presentan inestabilidad. El problema actualmente reside en asignar el nombre de Corrensita a una de las tres interestratificaciones descritas anteriormente. Nosotros juntamente con CAILLERE y HENIN (1964) creemos que este nombre debe ser reservado a la interestratificación de láminas de clorita normal y de clorita hinchable en proporciones de 1/1 propuesto por MARTIN VIVALDI y MAC EWAN (1960).

Por tanto, todas las interestratificaciones regulares deben de recibir su nombre propio; este hecho, de acuerdo con LUCAS (1962), no aumentaría nada más que en seis nombres la nomenclatura mineralógica. No obstante, si se admite que también las láminas de dos capas pueden interestratificarse con láminas de tres capas —como ha demostrado BRINDLEY y GILLERY (1954) y SHIMOYAMA y Col. (1969)—, y no sólo las láminas de tres capas entre sí:

El comportamiento de estas láminas elementales a rayos X ofrece seis posibilidades diferentes y no cuatro como opina LUCAS (1962), estas posibilidades son las siguientes:

- Espacio interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y destrucción de las estructuras con el calentamiento. Distancia interlaminar de 7 Å similar a la de la caolinita ... 7<sub>x</sub>.
- Espaciación interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento, distancia interlaminar de 10 Å similar a la de illita ... 10<sub>o</sub>.
- Espacio interlaminar estable, insensible a los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento, distancia interlaminar de 14 Å similar a la de la clorita ... 14<sub>o</sub>.
- Espacio interlaminar inestable, aumentando bajo la acción del etilen-glicol y permaneciendo fijo bajo la acción del calor, distancia interlaminar de 14 Å similar a la de la clorita hinchable ... 14<sub>ch</sub>.
- Espacio interlaminar inestable, aumentando bajo la acción del etilen-glicol y disminuyendo bajo la acción del calor, distancia interlaminar, entorno a 14 Å cuando el catión interlaminado es Mg similar a la de la montmorillonita ... 14<sub>m</sub>.



### C) DETERMINACION POR DIFRACCION DE RAYOS X DE MINERALES INTERESTRATIFICADOS DE LA ARCILLA

HENDRICKS y TELLER (1942) son los que por primera vez abordan este problema y posteriormente MERING (1949). Los resultados obtenidos por estos autores son fundamentalmente teóricos, ya que se trata de resultados obtenidos a partir de apilamientos indefinidos de capas de diferente espesor pero de idéntica naturaleza, en donde el comportamiento particular de cada una de ellas no es tenido en cuenta, es decir, las láminas son consideradas desde un punto de vista geométrico y no mineralógico.

Posteriormente MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN (1961) atacan el problema para el caso de interestratificaciones de minerales de la arcilla. Después de un tratamiento matemático llegan a la obtención de ecuaciones que permiten determinar la posición y la intensidad de los picos de los edificios interestratificados; o, a la inversa, la composición de los interestratificados conociendo el diagrama de difracción de los mismos. Obteniendo dos importantes conclusiones:

- A) Las reflexiones observadas son anormales y no se les puede atribuir índices racionales.
- B) La reflexión fundamental (001) de un interestratificado formado por láminas A y B está comprendida entre la reflexión (001) de A y la reflexión (001) de B. Esta reflexión (001) del interestratificado tiende hacia la (001) de B cuando el porcentaje de B en A tiende de 0 a 1. Siendo esta variación no lineal.

MAC EWAN y Col. (1961) dan un conjunto de curvas de variación de  $(001) = f(\alpha)$ , calculadas a partir de fórmulas de diferentes autores.

Posteriormente, RUIZ AMIL, RAMIREZ GARCIA y MAC EWAN (1965) publican unas curvas teóricas para un amplio conjunto de mezclas de dos espaciados diferentes.

Desgraciadamente estos cálculos no son aplicables en su totalidad al estudio práctico de los minerales arcillosos que componen las rocas y los sedimentos, ya que las interestratificaciones naturales no siguen una ley de distribución exponencial, por lo que las fórmulas de HENDRICKS y TELLER (1942), y de MERING (1949) no son aplicables. E incluso los cálculos de MAC EWAN y Col. (1961) no se pueden aplicar, al obtener diagramas pobres en reflexiones basales y éstas mal definidas, por lo que es muy difícil aplicar la transformada de Fourier al conjunto de reflexiones (00l) irracionales.

En la práctica, la determinación de interestratificados por difracción de rayos X tiene que utilizar métodos cualitativos, basándose en la observación de los primeros órdenes e incluso algunas veces sólo en la primera reflexión así como en su comportamiento frente a diferentes tratamientos.

En el caso de interestratificados regulares, en los que la regularidad del apilamiento de láminas, se traducirá por una serie racional de reflexiones (00l), la primera de ellas (001), representará el espesor del motivo de repetición. En el caso más frecuente de una interestratificación regular de láminas de tipo A y de tipo B, el espesor será igual al espesor A + B. La reflexión  $d_{A+B}$  es igual a  $d_A(001) + d_B(001)$ .

Uno de los ejemplos más característicos en el Trias de una interestratificación de este tipo es el del mineral (14c — 14m). Uno de los mejores diagramas, descritos en la bibliografía de esta interestratificación, corresponde a una muestra de Laveron (Doubs) en el Jura (LUCAS, 1962). En la tabla III aparecen los espaciados para este mineral sin tratamiento previo, tratado con glicerol (G), con etilenglicol (EG) y calentado a 550° C.

En el Trias español aparece frecuentemente este tipo de interestratificación, pero desgraciadamente en ninguna de las muestras, estudiadas por nosotros, aparece en tal cantidad como para obtener diagramas tan netos como los obtenidos por LUCAS.

Vemos, por tanto, que la determinación de un interestratificado regular se realiza a partir del comportamiento del mayor de los espaciados obtenidos, y de sus órdenes, bien sin tratamiento o después del tratamiento con líquidos polares o sometido a calentamiento.

Lo que es imposible determinar por difracción de rayos X es la distribución geométrica de las láminas que componen el interestratificado, es decir, el tipo de sucesión. Un interestratificado al 50 por 100 de láminas A y B puede poseer una sucesión 1/1 ABABAB o una sucesión 2/2 AABBAABB. Hemos de esperar que la naturaleza opere en la forma más simple y por ello creemos que la forma más frecuente será la 1/1.

En las interestratificaciones irregulares la ausencia de un período regular de repetición, a lo largo del eje c se manifiesta por la aparición de un conjunto de reflexiones irracionales, que vendrán en cierto modo determinadas por las reflexiones normales de las láminas que las constituyen.

El método a utilizar está basado en los resultados obtenidos por MERING (1949). Consiste en llevar sobre una recta los vectores

$$S_1 = \frac{1}{d_1} \text{ y } S_2 = \frac{1}{d_2}, \text{ es decir el emplazamiento de las reflexiones}$$

de dos minerales simples A y B. El espacio limitado por las dos reflexiones más cercanas determina el campo de valores que puede tener una reflexión del edificio interestratificado (fig. 8). Cuando el por ciento de interestratificación de A en B varía de 0 a 100 la reflexión resultante se desplaza de  $S_1$  hacia  $S_2$ , de  $2S_1$  hacia  $3S_2$ , etc...

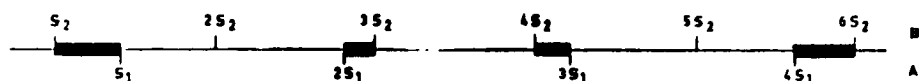


Fig. 8.—Representación esquemática de las zonas de reflexión de un edificio interestratificado formado por láminas de tipo A y B

Dos observaciones deben ser hechas:

— El nudo  $2S_2$  está aislado; se queda por tanto inmóvil. Sólo su forma e intensidad varía con el tanto por ciento de interestratificación. Cuando el tanto por ciento pase de 0 a 100, el pico se refuerza o debilita sin desplazarse.

— El desplazamiento de un pico entre sus dos extremos no es lineal. Las curvas que representan la posición del pico en función del tanto por ciento de interestratificación han sido calculadas por diferentes autores (BROWN y MAC EVAN; 1951) (MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN; 1961) (RUIZ AMIL, RAMIREZ GARCIA y MAC EWAN; 1965).

TABLA III

ESPACIADOS OBSERVADOS PARA LAS REFLEXIONES (001)  
DE LA INTERESTRATIFICACION REGULAR ( $14_c - 14_m$ ) (LUCAS, 1962)

Indice	N.	G.	EG.	550° C
001	28,5	31,5	30,5	24
002	14,2	15,5	15,2	12
003	9,5	9,9	9,9	8,0
004	7,1	7,8	7,69	
005	—	6,3	—	
006	4,73	5,2	5,13	
007	4,1	4,5	4,38	
008	3,55	—	3,8	
009	3,18	3,45	3,42	

No obstante, y de acuerdo con MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN (1961) puede admitirse en una primera aproximación y sin cometer un gran error que el desplazamiento del pico se realiza de una manera lineal a partir de uno de los constituyentes puros hacia el del vecino.

Esta consideración nos permite evaluar el por ciento de interestratificación del componente B en A aplicando la fórmula dada por KLU-BER (1961).

$$d_m = d_A + (d_B - d_A)$$

$d_m$  = espaciado medio  
 $d_A$  = espaciado de la lámina A  
 $d_B$  = espaciado de la lámina B

### 1.2.3. GENESIS Y TRANSFORMACION DE MINERALES ARCILLOSOS EN CUENCAS SEDIMENTARIAS

Son conocidas desde hace tiempo las diferentes posibilidades de génesis de los minerales arcillosos en diferentes cuencas sedimentarias GRIM, DIETZ y BRADLEY, 1949; FUCHTBAUER y GOLDSCHMIDT, 1956; LUCAS, 1962; GRIM y LOUGHAN, 1962; MILLOT, 1964; KRUMM, 1969; HUERTAS y Col., 1970; MARTIN VIVALDI y Col. 1971; etc. Pero indudablemente los dos trabajos más extensos son, sin duda alguna, los de LUCAS (1962) y el de MILLOT (1964), el primero de ellos dedicado exclusivamente a la sedimentación triásica y el segundo, excelente libro de consulta y estudio, de carácter mucho más amplio que abarca diferentes tipos de sedimentos y cuencas.

Los minerales arcillosos en una cuenca sedimentaria en general y en una cuenca triásica en particular, pueden poseer un origen heredado, transformado o neoformado, es decir, existen tres posibilidades genéticas diferentes.

### HERENCIA

Denominaremos minerales heredados a aquellos que llegan a la cuenca de sedimentación procedentes del continente y que subsisten en ella sin modificación. A estas arcillas se les denomina de diferentes maneras: arcillas heredadas, arcillas alóctonas, arcillas detríticas, arcillas de origen mecánico (MILLOT, 1964).

Nosotros, particularmente, creemos que cualquiera de los términos citados anteriormente puede ser empleado salvo el último, ya que éste prejuzga un solo origen para estos minerales. Una arcilla heredada en una cuenca sedimentaria ha podido tener en el continente un origen diferente a la alteración puramente mecánica; alteración edáfica, alteración hidrotermal, etc...

El que un mineral arcilloso trasladado a una cuenca sedimentaria permanezca como mineral heredado es función de su estabilidad en el nuevo medio; si las condiciones son tales que el mineral es inestable, éste es destruido o sufre una transformación.

Las condiciones de estabilidad varían para cada edificio cristalino, así por ejemplo:

- La caolinita es un mineral que se transforma esencialmente en las alteraciones y en los suelos. Ha sido descrita como un mineral muy estable en la hidrosfera, pero esto no es cierto bajo todas las condiciones. Así, si ella es sometida a un drenaje intenso por soluciones desaturadas en sílice, como ocurre en los perfiles lateríticos fuertemente lavados, puede desilicificarse y transformarse en gibsita. Inversamente si durante la diagénesis la afectan soluciones salinas alcalinas a elevada temperatura, puede ser ilitizada, como ocurre en el "gres" sahariano (MILLOT, 1964).

Fuera de estos dos casos extremos la caolinita es estable en la hidrosfera, en los suelos o en los sedimentos, siendo el mineral heredado más típico y más resistente.

- Illita y clorita son dos minerales detríticos comunes, heredados en muchos suelos y sedimentos. Son estables en las alteraciones, sobre todo en los de carácter físico, en los suelos con débil drenaje y con acciones químicas débiles, en los sedimentos con aguas alcalinas, y en la diagénesis alcalina.

Por el contrario, serán vulnerables en medios ácidos, lavados por aguas dulces, es decir, en casos de alteraciones con carácter químico (podzolización, laterización) y de diagénesis con carácter ácido. Ambos minerales evolucionan por transformación de tipo "degradación", siendo la clorita la más vulnerable.

- Los minerales de tres capas degradados, interestratificados y las vermiculitas son minerales que aparecen en el ciclo, en el curso de la alteración. Las etapas de degradación proseguirán si estos minerales son heredados en medios degradantes, agresivos, de

intenso lavado, etc... Por el contrario, esta evolución finalizará si estos minerales son llevados a un medio favorable para su reorganización con carácter alcalino, e incluso pueden evolucionar a reconstituir las micas y las cloritas originarias.

- La atapulgita y la sepiolita son minerales de neoformación en sedimentos básicos ricos en sílice y en magnesio. En estos sedimentos son estables pero muy vulnerables en medios lavados, en especial en los suelos, donde desaparecen rápidamente. En las arcillas negras tropicales muy favorables a la neoformación de montmorillonita, la atapulgita se degrada y se transforma en montmorillonita (MILLOT, 1964).
- La montmorillonita es un mineral de múltiples orígenes, mostrando una doble inestabilidad. Por un lado se destruye fácilmente en medios de intenso lavado que provoquen la desaturación en cationes y en sílice. Por otro lado, durante la diagénesis y en medios iónicos, presenta una gran tendencia a fijar iones potasio o magnesio y engendrar retículos micaceos o cloríticos.

## TRANSFORMACION

Se denominan transformaciones de los minerales arcillosos a los cambios que los modifican cuando éstos mantienen su tipo estructural, es decir al paso de una especie mineral a otra sin entrada en solución. Es una modificación cristalina producida por un cambio de iones de los espacios interlaminares e intralaminares, con mantenimiento del tipo de estructura Te-Oc ó Te-Oc-Te.

La transformación se puede producir durante la alteración, durante la sedimentación, durante la diagénesis e incluso durante el metamorfismo.

De acuerdo con MILLOT (1964), ejemplos de estas transformaciones son los siguientes:

Biotita ↔ Clorita	Illita ↔ (10c — 14v)
Biotita ↔ Sericita	Illita ↔ Vermiculita (di)
Biotita ↔ Vermiculita (tri)	Vermiculita ↔ (14v — 14m)
Clorita ↔ Vermiculita (tri)	Vermiculita ↔ Montmorillonita
Vermiculita ↔ Montmorillonita (tri)	Illita ↔ Montmorillonita
Clorita ↔ Vermiculita (di)	Illita ↔ Clorita
Clorita ↔ (14c — 14v)	



Las transformaciones en minerales de dos capas son menos conocidas

Caolinita  $\leftrightarrow$  Caolinita desordenada (fireclays)  
 Caolinita  $\leftrightarrow$  Halloysita  
 Halloysita  $\leftrightarrow$  Caolinita desordenada (?)

Este autor plantea el problema límite, del paso de un mineral de tres capas a uno de dos o viceversa, es decir, transformaciones como:

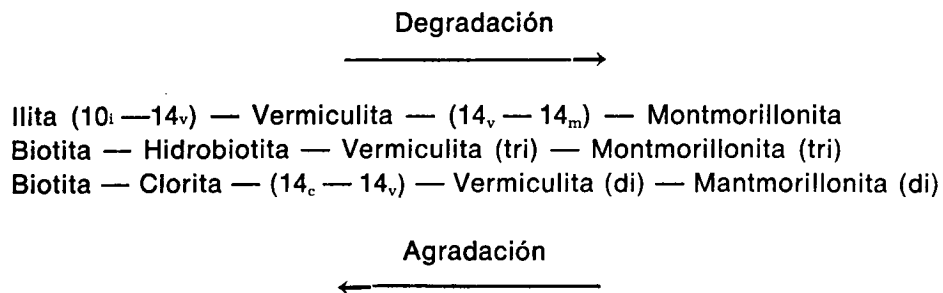
Ilita  $\leftrightarrow$  Caolinita o Bertierina  $\leftrightarrow$  Clorita

La primera transformación parece posible como han demostrado MARTIN POZAS y Col. (1971), pero en condiciones hidrotermales e incluso el paso de bertierina a clorita puede ser factible durante la diagénesis.

Todo fenómeno de transformación puede realizarse por medio de una alteración y pérdida de sustancia en cuyo caso se denominará transformación negativa o degradación, o bien, por una transformación positiva, en el sentido de la construcción y de la adquisición de sustancia en cuyo caso se denominará agradación (LUCAS, 1962), (MILLOT, 1964).

En las transformaciones naturales, se puede pasar de minerales estables en las rocas sedimentarias, metamórficas o cristalinas, como son las micas o las cloritas, a minerales abiertos, con espaciados variables, más frecuentes en los productos de alteración o en medios ricos en agua; éstos serán casos de degradación. Por el contrario, el paso de minerales con espaciados variables, abiertos e inestables a micas o cloritas deben ser denominados como agradaciones.

Ejemplos de ambos tipos de transformaciones son los siguientes:



Los ejemplos de degradación son innumerables y los más espectaculares han sido descritos por numerosos autores: MAC EWAN (1948); JACKSON (1948, 1952); GIESEKING (1949); WALKER (1949, 1950);

BROWN (1953); MITCHELL (1955); WHITTING y JACKSON (1955, 1956); CAMEZ, FRANC DE FERRIERE, LUCAS y MILLOT (1960); CAMEZ (1962), etcétera.

Las degradaciones son características de las alteraciones continentales, pero pueden existir en el curso de la sedimentación o de la diagénesis. En la sedimentación son difíciles debido a que los medios sedimentarios, son en general medios "saturados" y por tanto no apropiados. Se producen generalmente por alteraciones subacuáticas denominadas halmirolisis (HUMMEL, 1922). Las alteraciones de productos volcánicos en medios marinos son excelentes ejemplos, tales como las transformaciones de biotita en glauconita, o de barros volcánicos en montmorillonita.

Durante la diagénesis soluciones percolantes pueden degradar a minerales arcillosos como han mostrado SMOOT (1960) en el Pensilvaniese americano, ARBEY y LE FOURNIER (1962) en el gres diagenético del Sahara.

Los mecanismos de estas transformaciones negativas han sido estudiadas por numerosos autores: JACKSON y Col. (1948, 1952, 1954, 1959); WALKER (1949-1950); MURRAY y LEININGER (1956); DROSTE y Colaboradores (1962), etc..., siendo recopilados y expuestos por MILLOT (1964).

Las agradaciones son las transformaciones contrarias a las degradaciones, ellas se producen después de la alteración y durante el metamorfismo.

Numerosos ejemplos de estas transformaciones han sido descritos por GRIM y JOHNS (1954); GRIFFIN e INGRAM (1955); POWER (1957-1959); MILNE y EARLY (1958); JOHNS y GRIM (1958); GRIFFIN y JOHNS (1958); NELSON (1960); PINSAK y MURRAY (1960); PETERSON (1961-1962); LUCAS y BORNNER (1961); LUCAS (1962); TOOKER (1962); etc...

En cuanto a los mecanismos que sufren los minerales degradados, en las cuencas sedimentarias para transformarse en minerales agradados, han sido estudiados por WEAWER (1958), el cual supone que las láminas de los minerales de tres capas, abiertas por la alteración, pueden, en los ambientes marinos, captar iones que cicatricen estas "heridas", originándose el primitivo mineral no degradado; por ejemplo, la cicatrización con cationes K de ilita degradadas, originándose micas verdaderas. Este caso no se trata de una verdadera transformación, sino de un "rejuvenecimiento" de la estructura cristalina.

No obstante, es posible que esta fijación de iones en los retículos degradados, entrañe profundas modificaciones en las estructuras, como

han mostrado GRIM y JONES (1954) en el Golfo de Méjico, en el que el aumento de illita y clorita se realiza a espensas de la montmorillonita heredada de las formaciones volcánicas y de los suelos de Texas.

LUCAS (1962) ha mostrado la transformación de minerales micaceos degradados en clorita magnésicas, de tipo penninita-clinocloro en las zonas centrales de las cuencas triásicas del Jura y de París incluso con la aparición de términos intermedios como son los interestratificados clorita-montmorillonita.

BURST (1959) ha expuesto evidentemente este tipo de transformaciones, durante la diagénesis, en el Eoceno de la serie GULF COAST desaparición de la montmorillonita, aumento de la illita y de la clorita, disminución de la capacidad de hinchamiento de los interestratificados, aumento de la cristalinidad de la clorita.

La agradación lleva por tanto toda una serie de cambios que se extienden desde la simple fijación de cationes hasta la reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo cristal. En este último caso la transformación se realiza lámina por lámina de una manera progresiva dando lugar a la aparición de los minerales interestratificados.

De acuerdo con los trabajos de POWER (1957-1959), WHITEHOUSE y MAC CARTER (1958) y CARROL y STARKEY (1960), el Mg es el catión fijado con preferencia, pudiendo ser captado por la capa octaédrica cuando el K se encuentra a su alrededor, lo que provoca una nueva tetracoordinación del Al, y aproximándose la estructura a la de las micas. También el Mg puede ser fijado en la capa octaédrica, permaneciendo el Al en su posición tetraédrica, volviendo la estructura a ser magnesia-na, el mineral es trioctaédrico y la carga aumenta cementando las capas brucíticas interlaminadas.

En resumen, podemos concretar que:

- Las degradaciones son transformaciones por sustracción, que se producen en medios abiertos, lavados, caracterizados por una separación de los constituyentes de los minerales arcillosos (MILLOT, 1964).

Las degradaciones se producen durante las alternaciones y la pedogénesis fundamentalmente, y son raras en la sedimentación y en la diagénesis.

- Las agradaciones son transformaciones por adición, que se producen en medios confinados o cargados de cationes, caracterizados por la entrada de cationes en los retículos de los minerales arcillosos (MILLOT, 1964). Son frecuentes en la sedimentación, la diagénesis y el metamorfismo, raros y mal conocidos en la zona de alteración.

## NEOFORMACION

Se denominan minerales neoformados a aquellos que nacen íntegramente en la cuenca a partir de iones en solución.

Cuando los iones necesarios para la "elaboración" de un mineral se encuentran en proporciones adecuadas para su formación y las condiciones fisicoquímicas son favorables, un nuevo cristal puede aparecer en la cuenca. La neoformación exige un medio iónico, tal como los mares sobresalados triásicos o las cuencas continentales neógenas.

Al igual que en las transformaciones se distinguen dos caminos diferentes —una sustracción o una adición de materia; en la neoformación pueden diferenciarse, igualmente, ambos caminos. La "caolinización" de los feldspatos es un fenómeno de neoformación por sustracción, que se produce en medios fuertemente lavados y ácidos... Los iones son liberados por hidrólisis y los electrolitos evacuados. El aluminio puede unirse a la sílice y originar caolinita (MILLOT, 1964).

Por el contrario, en medios confinados, alcalinos, ricos en cationes y en los que este enriquecimiento es progresivo pueden formarse minerales tales como illitas, montmorillonitas, cloritas, sepiolita y atapulgita.

### 1.2.4. EL AMBIENTE DE LA SEDIMENTACION TRIASICA

Al final del Pérmico, gran parte de Europa Occidental y de África del Norte se encontraba emergida. Dos mares existían al este de España y Francia: al NE., el mar de Zechstein, cuya zona central ocuparía la región actual de Turingia en Alemania, y se extendería por la mayor parte de Alemania y Europa del Norte hasta Rusia, era este un mar poco profundo con caracteres de mar interior. Por el contrario, al SE., un mar profundo, abierto, ocupaba la parte oriental del Mediterráneo actual. Probablemen-

te estos dos mares estaban separados por un ancho istmo situado en la actual Suiza, uniendo la Europa occidental con la Plataforma Rusa.

Durante el Pérmico una intensa erosión había destruido la mayor parte de los relieves producidos durante la orogenia hercínica y los materiales erosionados, sedimentos groseros y mal clasificados, son depósitos en cuencas locales, colmatándolas y produciendo al mismo tiempo un nivelamiento del paisaje europeo, que de acuerdo con RICOUR (1962) debía de tratarse de una superficie ondulada pero sin grandes desniveles topográficos. Sobre esta superficie se va a instalar el mar Triásico.

El mar que invadía el E. de Francia, las cuencas de París y del Jura, provenía de un desbordamiento del mar de Zechstein de acuerdo con PERRIAUX (1961) durante el Buntsandstein se produce la transgresión marina en la que los sedimentos del Triás inferior se depositan en un medio continental en lagos de agua dulce y en ríos divagantes con frecuentes desbordamientos, al mismo tiempo que otros sedimentos pueden depositarse en un medio marino inestable, con inundaciones pasajeras y retirada de las aguas, es decir, se trata de un mar con pulsaciones (RICOUR, 1959-1962). La influencia marina va siendo cada vez más acusada, extendiéndose las aguas por toda la llanura continental dando lugar a un mar de poca profundidad. Varias cuencas subsisten en el interior de esta llanura continental y son rellenadas por grandes espesores de sedimentos, pero las subsidencias son lentas, los descensos en los fondos de las cuencas son rápidamente compensados por la acumulación de nuevos sedimentos y los mares no adquieren mayor profundidad, poseyendo prácticamente la misma que en las zonas estables, no subsidentes.

Las tierras emergidas no poseen relieves acusados y las costas son bajas e imprecisas. Las aguas circulan sobre los continentes a débil velocidad y son incapaces de transportar otros productos que no sean partículas microscópicas ya en suspensión ya en solución. A partir del Muschelkalk la sedimentación toma un carácter químico acusado, alcanzando su climax en el Keuper.

El S. de Francia, España y el N. de Marruecos eran, en parte, ocupados por un amplio mar; el Tethys, que se extendía, aproximadamente, por el emplazamiento del actual Mediterráneo. Las zonas de mayor profundidad estaban situadas en el sector oriental. Por el contrario, hacia el Sur, Oeste y Noroeste se extendían amplias zonas de mucho menor profundidad, que correspondían en realidad a la plataforma del citado océano. No obstante, la existencia de macizos y umbrales en esta plataforma costera aislaban diversas cuencas epicontinentales más o menos relacionadas entre sí con el océano oriental.



De acuerdo con VIRGILI (1958), las características del área sedimentaria española no fueron uniformes. La parte oriental de la península estaba ocupada por un mar de tipo epicontinental cuya profundidad aumentaba rápidamente con la distancia a la costa, existiendo en la zona más meridional una área mucho más profunda, un verdadero geosinclinal en el que se depositaron los materiales de facies alpina.

Entre el geosinclinal y la plataforma continental en la que se depositaron los sedimentos de facies germánica, existía una zona de tránsito, de profundidad intermedia en la que se depositaron sedimentos de facies intermedia que correspondía a la Subbética, Baleares y Catalanides.

En el N. de España existían dos pequeñas cuencas independientes, casi verdaderos mares interiores, la pirináica y la cantábrica. Su profundidad fue siempre relativamente escasa y su evolución no siempre paralela al resto de la cuenca.

Esta rápida visión paleogeográfica permite crear una idea del paisaje y de las condiciones de sedimentación triásicas. Uno de los factores más importantes que presiden estas condiciones de sedimentación, es indudablemente el clima, ya que éste es el responsable de la alteración de los continentes y por tanto de la naturaleza de los productos enviados al mar. Según MILLOT, PERRIAUX y LUCAS (1961) debía de tratarse de un clima cálido, ni desértico ni tropical, con alternancia de estaciones secas y húmedas que provocan una alteración química bastante intensa de las rocas aflorantes. Los minerales silicatados son destruidos por hidrólisis con liberación de hierro que colorea los sedimentos detríticos. No obstante, la hidrólisis no es tan intensa como en un clima tropical; los feldespatos alcalinos no son destruidos, los granos de cuarzo no son cariados, y la caolinita se encuentra en poca cantidad.

Este clima que domina sobre el Pérmico y se prolonga en el Triásico, determina que al final del Buntsandstein los continentes se encuentran muy erosionados y aplanados. Las aguas que discurre sobre ellos no poseen suficiente energía para arrastrar partículas groseras; las acciones pedogenéticas son largas y más completas; los feldespatos son poco a poco hidrolizados y transformados en minerales micáceos degradados; los cristales de cuarzo son muy fracturados y reducidos a una talla muy pequeña y probablemente solubilizados. Por tanto no es necesario invocar una variación en el clima para explicar la variación en la sedimentación, sino que la evolución geomorfológica de los continentes es suficiente (LUCAS, 1962).

Bajo un clima cálido como el descrito y un mar epicontinental de decenas de kilómetros, que separa el mar profundo de los continentes arrasados, la evaporación es muy intensa y los aportes de los continentes son insuficientes para restablecer las pérdidas de agua por evaporación. Se crean corrientes continuas desde el mar libre y profundo hacia el mar epicontinental, aporte de agua del mar libre que lleva consigo gran cantidad de sal con lo que el mar epicontinental va aumentando su salinidad. El proceso es similar al descrito por OCHSENIUS (1877) en las cuencas evaporíticas relacionadas con el mar; estos hechos explican la formación de los numerosos depósitos salinos que se suceden desde el Muschelkalk al Keuper, sin que sea necesario, como hace WALTHER (1900), al invocar un medio continental desértico.

Los estudios de FINATON (1934-1935) y de DEICHA (1942) han demostrado que un medio sobresalado, no es necesariamente un medio cerrado; basta que exista un equilibrio entre la evaporación y los aportes a la cuenca, de tal manera que la barra prevista por OCHSENIUS (1877), puede ser sustituida por una gran superficie de agua con poca profundidad, o por un "alto fondo". Estas ideas están de acuerdo con los trabajos de SLOSS (1953) que explican la formación de evaporitas en pleno mar, bajo la existencia de umbrales submarinos o de depresiones en el fondo.

### 1.2.5. ANTECEDENTES MINERALOGICOS DEL TRIAS ESPAÑOL

El Triásico español ha sido estudiado desde antiguo, y desde diversos puntos de vista: estratigráfico, paleogeográfico, tectónico y mineralógico de minerales no arcillosos, como indican las obras de FAURA y SANS (1919); BATALLER y GUEDIN (1930); RICHTER y TEICHMULLER (1933); BATALLER (1950); VIRGILI (1958); RIBA (1959); etc...

Pero hasta 1957 no aparece el primer trabajo de índole mineralógico en el que se estudien los minerales de la arcilla de estos sedimentos, MARTIN VIVALDI y MAC EWAN determinan y caracterizan por primera vez la clorita en sedimentos triásicos españoles de la Cordillera Costero-Catalana.

Posteriormente, en 1958, VIRGILI publica una extraordinaria monografía sobre el triásico de los catalanides, haciendo constar la presencia de ilita en muestras del Keuper, ilita y Montmorillonita en las del Muschelkalk y Caolinita en las pertenecientes al Buntsandstein.

ALONSO y VIRGILI (1959) estudian por microscopia de polarización y por microscopia electrónica un posible paleosuelo, que aparece como un delgado nivel de arcillas en la base del Trias catalán, separándolo del zócalo Paleozoico. En él encuentran ilita y moscovita parcialmente degradada.

MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961), en su trabajo sobre la identificación de minerales de la arcilla en mezclas, emplean clorita de tamaño arcilla perteneciente al Trias de facies alpina.

LUCAS (1962) cuando realiza su detallado estudio del Trias francés y del norte de Marruecos, efectúa, tal como indica textualmente, un rápido estudio de las arcillas del Trias español de algunos afloramientos del Pirineo catalán, de la Cadena Costero-Catalana y del "Bético de Málaga". Hace constar una gran similitud entre el Trias español, el francés y el marroquí. Asimismo indica una repartición, en el tiempo y en el espacio, de los minerales idéntica a la observada por él en Francia y Marruecos.

La base del Trias es fundamentalmente ilitica. La ilita, acompañada de caolinita o de clorita, caracteriza a las facies detríticas. A medida que se asciende en las columnas estratigráficas y los sedimentos van perdiendo su carácter detrítico, los interestratificados de tipo (14<sub>c</sub> - 14<sub>m</sub>) y la clorita aparecen, siendo esta última abundante en los Pirineos y en el "Bético de Málaga".

KRUMM (1969) señala la presencia de kanditas e ilitas en el Buntsandstein inferior de España. Las cloritas, según este autor, se encuentran restringidas al Muschelkalk inferior, los interestratificados y las esmectitas al Muschelkalk superior y al Keuper medio (Carniense-Norienense) y la sepiolita al Keuper superior (Noriense-Retiense), siendo ésta prácticamente el único mineral presente en estos pisos.

MARFIL (1969) en su Tesis Doctoral sobre el Keuper del sector meridional de la Cordillera Ibérica, estudia la fracción menor de 5 micras por ATD y microscopia electrónica encontrando que las cloritas "verdaderas" como las "seudocloritas" (hinchadas) y los interestratificados de tipo "corrensita" son los minerales dominantes, incluso estima que su porcentaje es superior al 50 por 100. Admite que el porcentaje de clorita aumenta a medida que se asciende en las series y se adentra en la cuenca. Considera que el tipo de clorita corresponde a una penninaclinocloro.

Posteriormente, ALONSO y MARFIL (1970) publican un estudio morfológico, por microscopia electrónica, sobre las cloritas de Keuper de la Cordillera Ibérica, encontrando numerosos cristales de clorita con hábi-

to rómbico, que al comparar con una clorita de Méjico de tipo chamosita, también de hábito rómbico les induce a suponer que la clorita del Keuper de tipo clinocloro pueden por procesos postdimentarios transformarse en chamosita.

GONZALEZ MARTINEZ, FENOL HACH-ALI y MARTIN VIVALDI (1970) estudian la composición mineralógica del Trias de facies alpina de los cuatro mantos de corrimiento que componen el complejo Alpujarride al S. de Sierra Nevada encontrando clorita, caolinita, moscovita y paragonita, este último mineral determinado por primera vez en materiales triásicos alpinos, es originado por reacción de la caolinita con el CLNa. Esta reacción produciría una acidificación del medio que ocasionaría la degradación parcial de las cloritas, que justificaría la baja cristalinidad de las cloritas encontradas por ellos.

SANCHEZ CELA (1971) estudia el Trias Prebético en la zona de Linares-Alcaraz y encuentra, en las muestras del Buntstndstein, illita; en los del Muschelkalk, caolinita, illita y clorita hinchable, y en las del Keuper, illita fundamentalmente. Estas variaciones mineralógicas llevan al autor a invocar un cambio climatológico durante el Triásico medio.

MARFIL, ALONSO y GARCIA (1971) estudian el material cementante del Triás inferior de la Cordillera Ibérica y encuentran montmorillonita de tipo nontronita, vermiculita, illita, micas, caolinita, dikita y clorita. Esta mineralogía es explicada por los autores por una serie de fenómenos de transformación por agradación y degradación e incluso de diagénesis, contemporáneos.

CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972) y LOPEZ AGUAYO y CABALLERO (1972) presentan en la VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología la primera síntesis sobre las condiciones genéticas de los minerales de la arcilla en cuencas Triásicas y Cretácicas inferiores (Facies Wealdense) españolas. En ella establecen la evolución de las cuencas Triásicas españolas desde un carácter detrítico durante el trias inferior, con marcado detritismo, hasta el químico alcalino de algunas cuencas del Trias superior. Justifican la génesis de los minerales interstratificados, de las esmectitas, cloritas bien cristalizadas y paligorskitas.

### 1.3. MINERALES ARCILLOSOS SIMPLES E INTERSTRATIFICADOS DEL TRIAS ESPAÑOL

En el presente apartado expondremos algunos ejemplos de los diferentes minerales triásicos encontrados por nosotros en las cuencas estudiadas. Estos ejemplos han sido ilustrados con los diagramas de difracción de rayos X obtenidos sobre las muestras naturales, tratadas con etilen-glicol y calentadas a 500° C. Los difractogramas han sido denominados: N, EG y 550° respectivamente.

Realizaremos un detallado comentario de cada uno de los ejemplos con objeto de establecer claramente cuáles han sido los criterios seguidos para la determinación de la composición mineralógica de las muestras estudiadas por difracción de rayos X, con objeto de evitar en el capítulo III (Resultados experimentales) la monotonía de exponer más de trescientos diagramas de difracción realizados en la elaboración del presente trabajo.

Para la obtención de estos diagramas se han realizado las siguientes operaciones:

- Extracción de la fracción  $<2\mu$ .
- Preparación de tres agregados orientados.
- Saturación en atmósfera con etilen-glicol de uno de los agregados orientados.
- Calentamiento durante dos horas a 550° C de otro de los agregados orientados.
- Obtención de los diagramas de difracción de los tres agregados orientados. Procurando, en especial, que el agregado orientado calentado a 550° C no se rehidratase.

Estas operaciones han sido descritas con detalle en el capítulo II (Material y Métodos Experimentales).

#### I. Caolinita

Dos diagramas son expuestos para ilustrar el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra CS-4.—Serie de Chiclana de Segura. Trías indeterminado (fig. 9).

En esta muestra la caolinita (reflexiones a 7,2 Å; 3,58 Å y 2,60 Å) aparece acompañada de una gran cantidad de illita (10,1; 5,01; 3,33 Å). Puede observarse cómo el tratamiento con etilenglicol no afecta a los espaciados, por el contrario el calentamiento durante dos horas a 550° C determina la desaparición de todas las líneas de la caolinita.

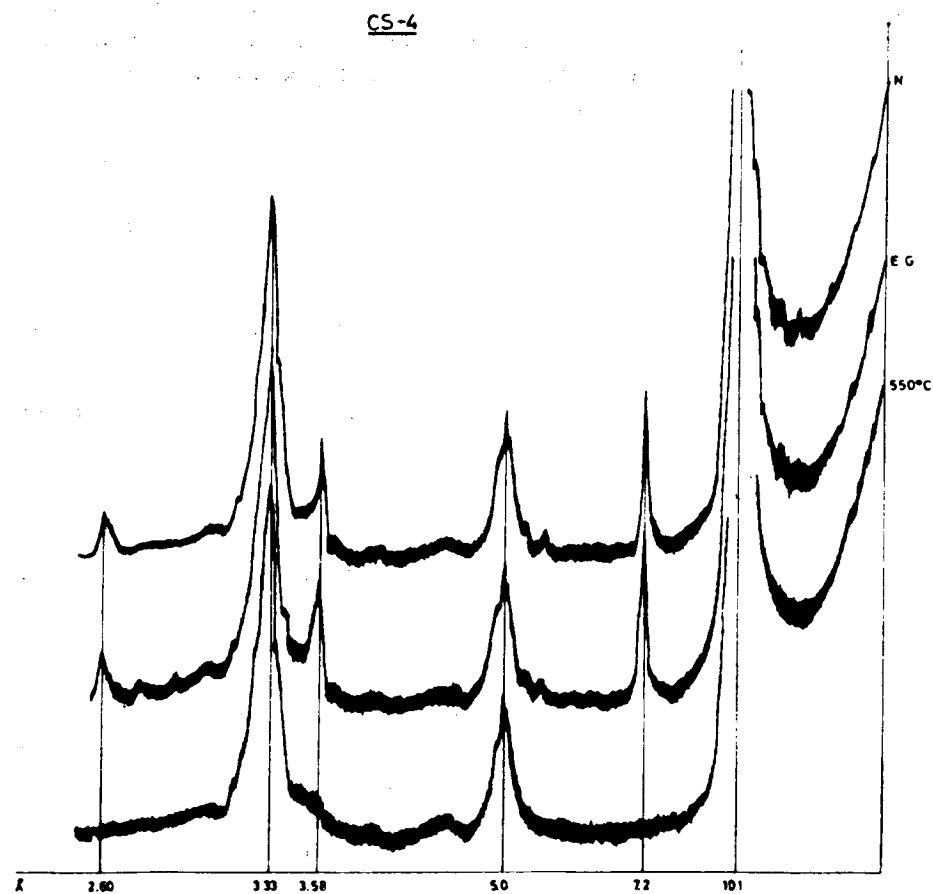


Fig. 9

Muestra PH-17-C.—Serie de Puerto de Horna. Keuper, sup. (fig. 10).

En esta muestra la caolinita (7,2; 3,5 Å) es el mineral que se encuentra en menor proporción frente a la illita (9,92; 4,99; 3,32 Å) y a la montmorillonita (14,86; 7,2 Å, etc.). La presencia de montmorillonita determina que el pico a 7,2 Å se abra hacia los pequeños ángulos, ya que una reflexión ancha (002) de la montmorillonita solapa con la (001) de la caolinita.

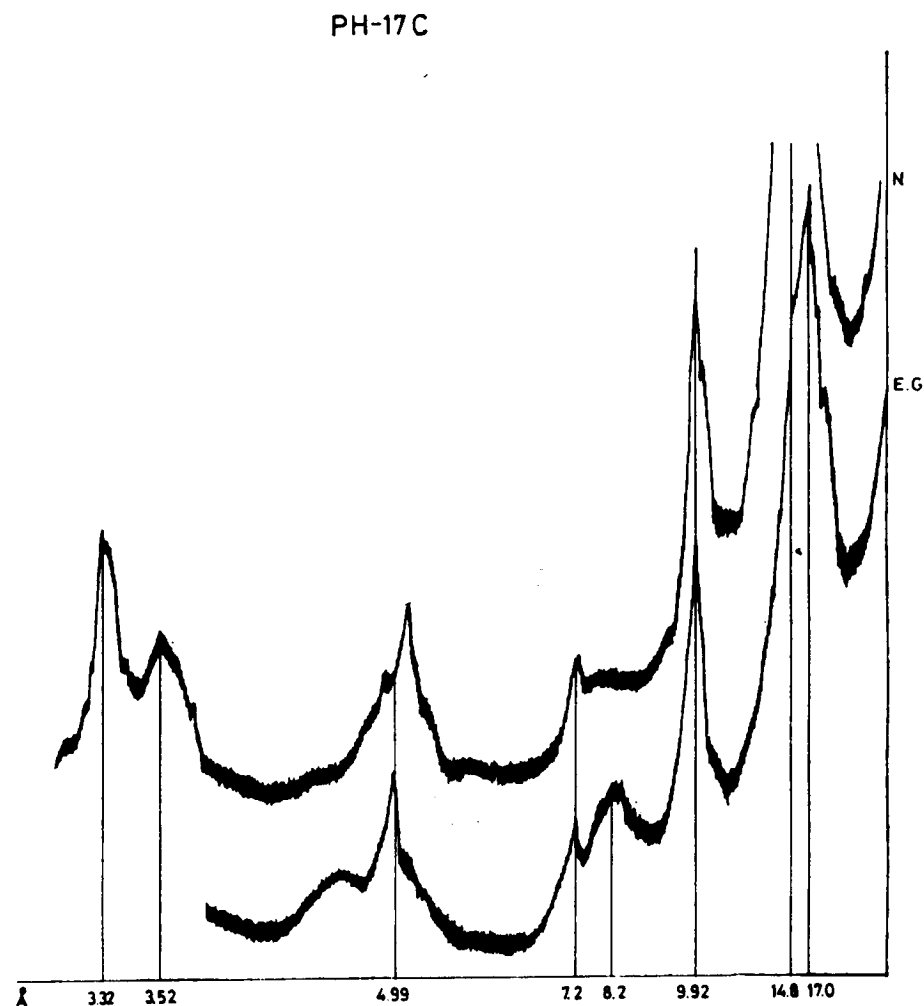


Fig. 10

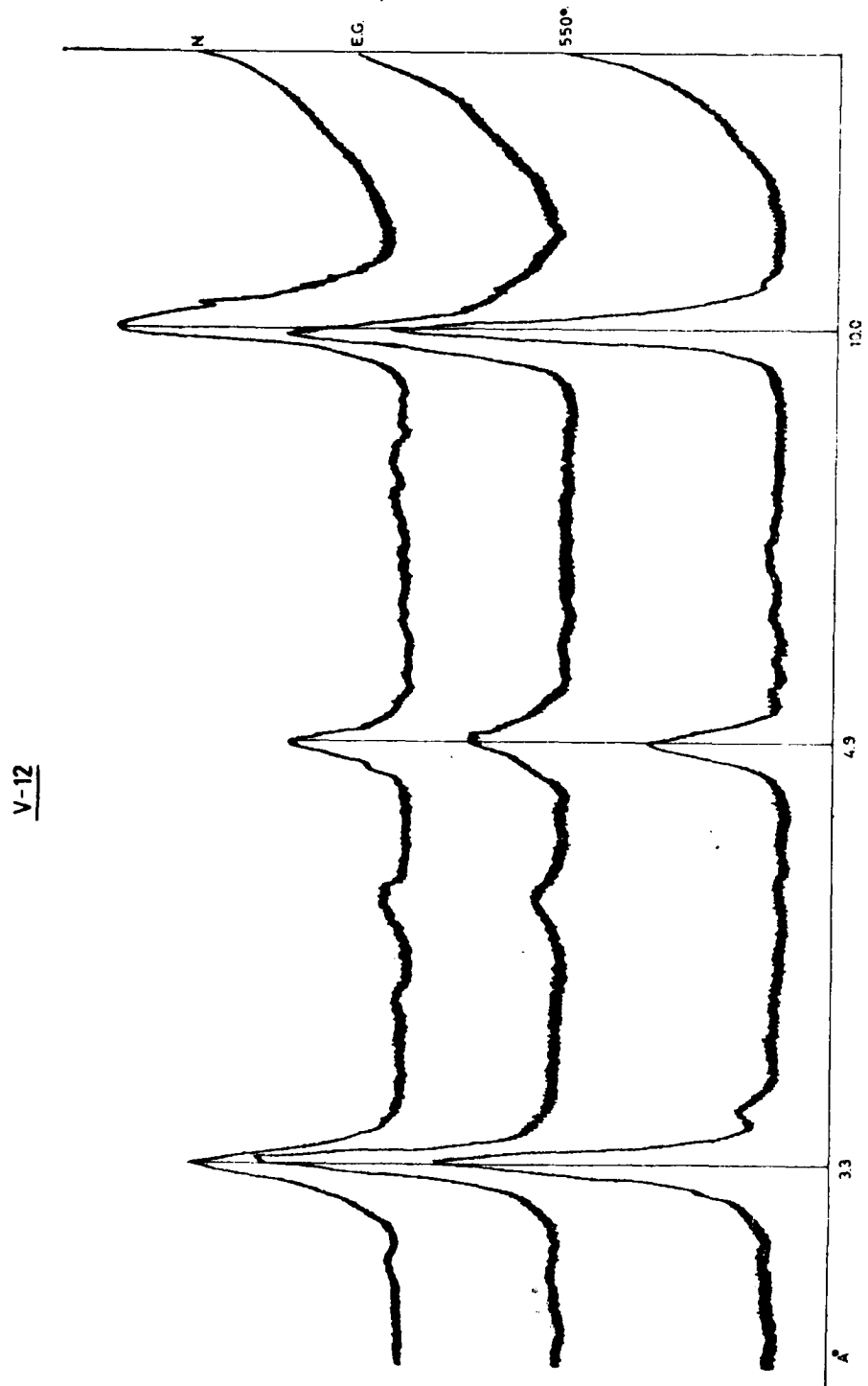


Fig. 11

## II. Illita

Tres diagramas han sido seleccionados para ilustrar el comportamiento de los minerales micáceos triásicos frente a los diferentes tratamientos.

Muestra V-12.—Serie Viñon. Permotrias. (fig. 11).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo (N) presenta un ancho pico a 10.0 Å dentado y algo abierto hacia pequeños ángulos, bastante más irregular que los picos a 4,99 Å y 3,33 Å.

En el tratamiento con etilen-glicol (EG) puede observarse cómo el pico a 10,0 Å se abre aún más hacia los pequeños ángulos, mientras los restantes permanecen invariables.

En el calentamiento a 550° C el pico a 10,0 Å aparece con una gran simetría, estrechándose y perdiendo las indentaciones y abertura hacia los pequeños ángulos.

Este tipo de illita, que en su comportamiento frente al etilen-glicol y calentamiento recuerda en cierto modo a la montmorillonita, es determinado por LUCAS (1962)  $I_m$ . Nosotros preferimos emplear el término de illita "abierta".

Muestra CS-5.—Serie de Chiclana de Segura. Trias indeterminado. Posible Muschelkalk (fig. 12).

En esta muestra es fácil observar cómo las reflexiones a 10,0 Å, 5,0 Å y 3,33 Å no sufren ninguna variación visible frente a los diferentes tratamientos. No obstante, la indentación de la reflexión a 10,0 Å y la abertura hacia los pequeños ángulos nos confirma que se trata de una illita "abierta", aunque indudablemente con un grado de cristalinidad mayor que la descrita anteriormente. Esto está plenamente de acuerdo con las ideas de GRIM (1962) que señala la posibilidad de que existan todos los términos intermedios entre las illitas y las micas bien cristalizadas.

CS-5

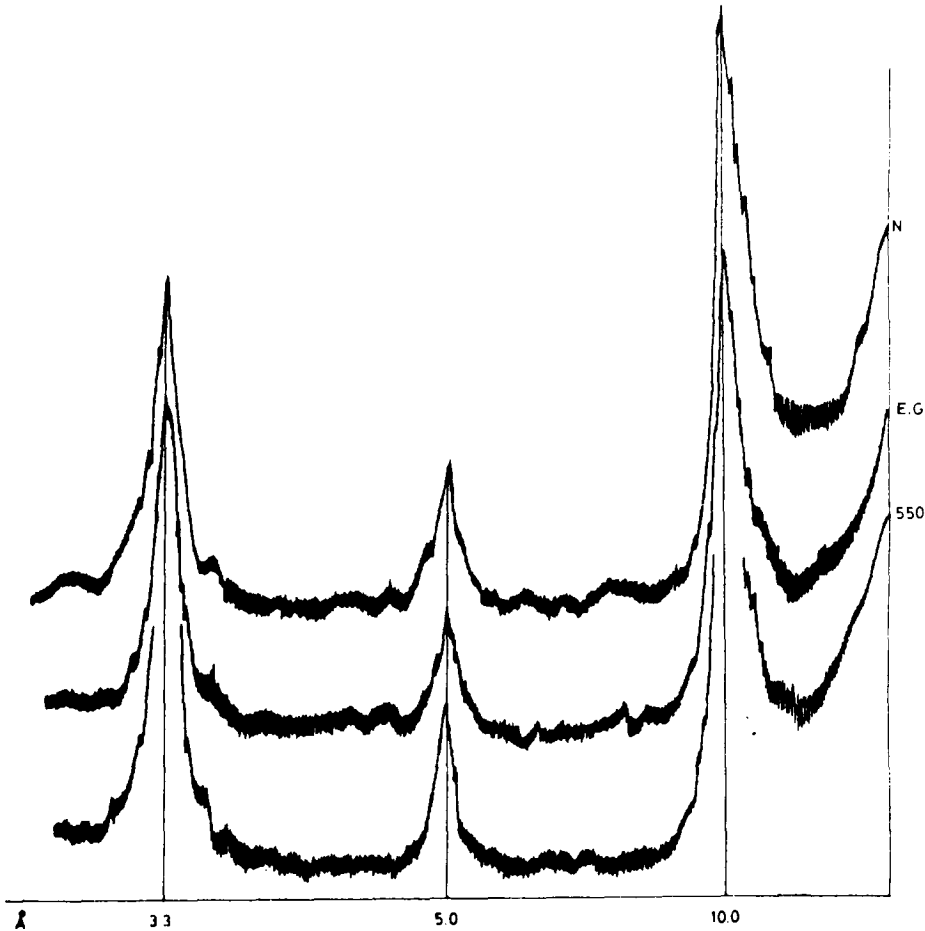


Fig. 12

Muestra C-1.—Serie Camoca. Permotrias (fig. 13).

En este ejemplo puede observarse cómo los picos a 10,0 Å, 4,9 Å y 3,33 Å son muy simétricos y no se abren hacia los pequeños ángulos, en especial el pico a 10,0 Å. Los tratamientos con etilen-glicol y calentamiento no afectan la simetría del pico.

Este tipo de mineral micáceo goza indudablemente de una cristalinidad superior a los de las illitas abiertas. Nosotros hemos de-

cido denominarlo con el apelativo de "ilita-mica". El estudio por microscopio electrónico ha revelado, como veremos más adelante, efectivamente un mayor tamaño de partículas para estos minerales, en comparación con las illitas propiamente dichas.

C-1

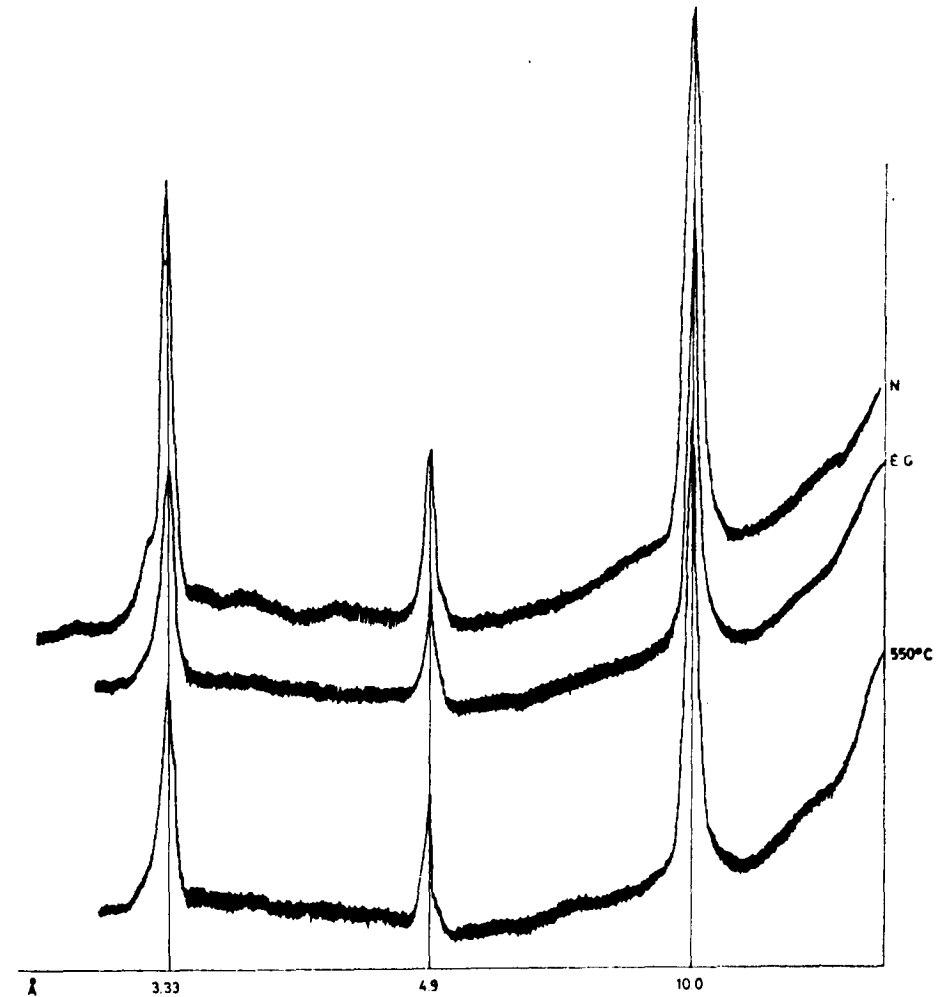


Fig. 13

### III. Sepiolita

Dos diagramas han sido escogidos para exponer el comportamiento de este mineral fibroso.



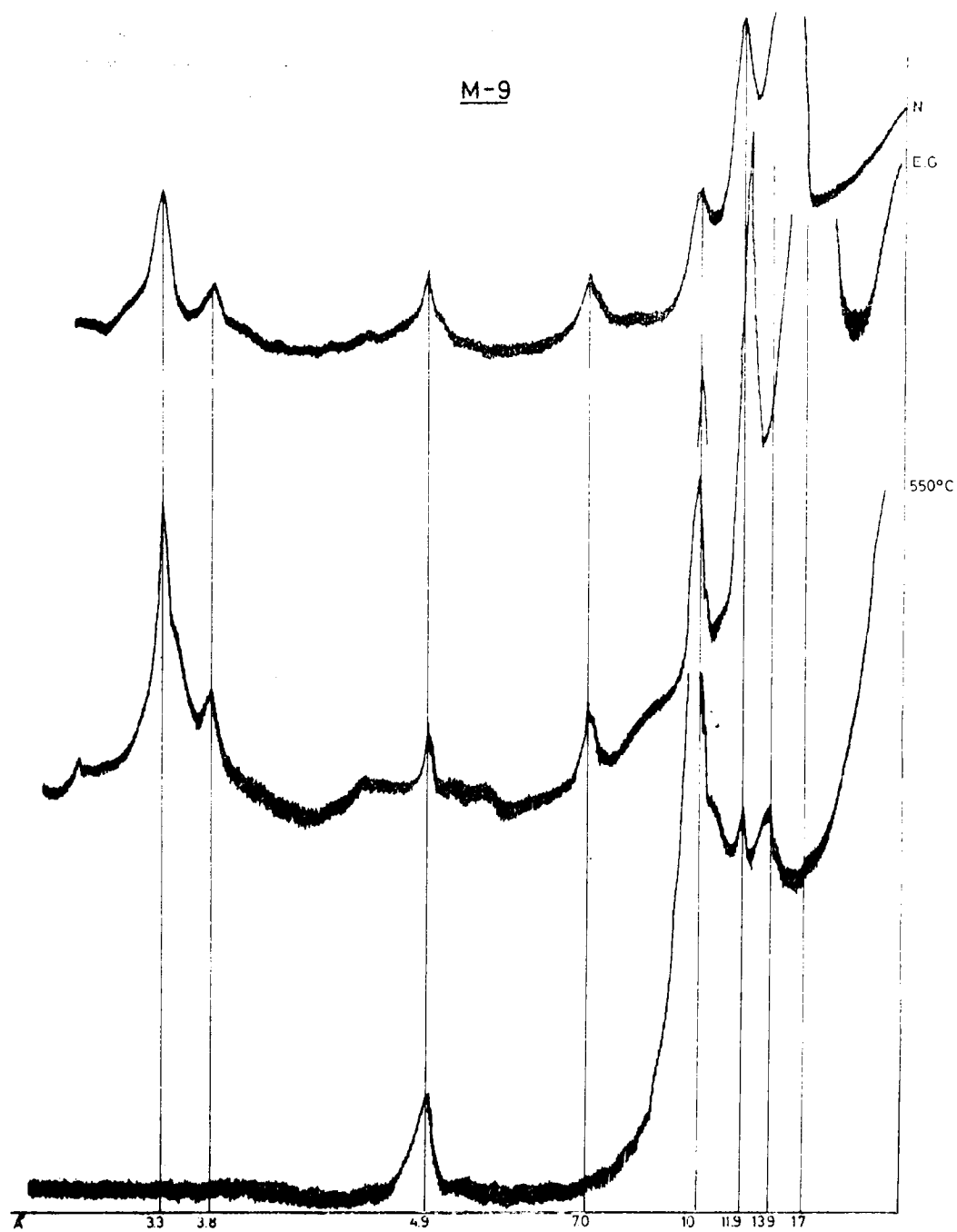


Fig. 14

Muestra M-9.—Serie Montaña. Keuper (fig. 14).

El diagrama de difracción de la muestra sin tratamiento previo presenta un pico neto a 11,9 Å junto con las reflexiones a 4,9 Å, 4,60 Å y 3,80 Å; la reflexión a 7,6 Å no aparece claramente, pero puede observarse que el pico a 7,0 Å está abierto hacia los pequeños ángulos.

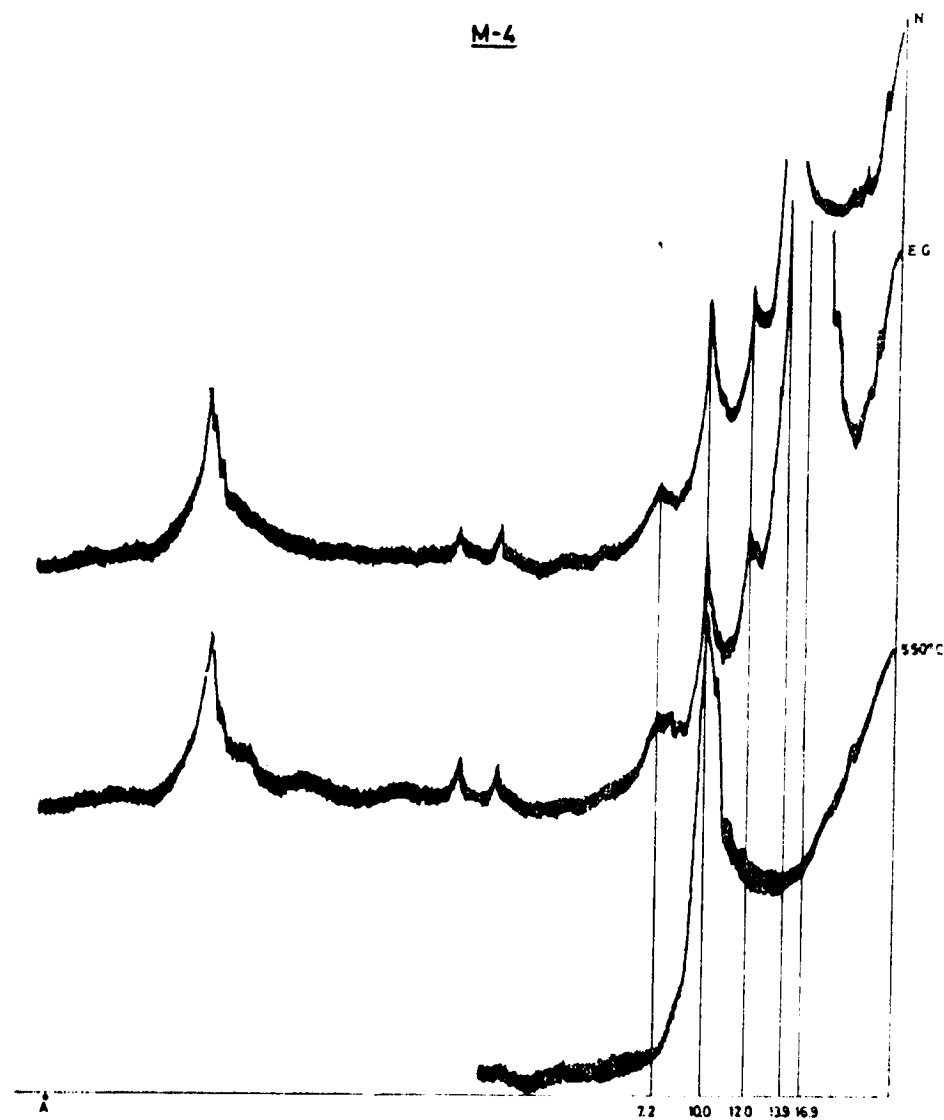


Fig. 15

En el diagrama tratado con etilen-glicol puede observarse que no existe ningún cambio notable en estas líneas.

En el calentamiento a 550° C se observa que desaparecen todas las reflexiones anteriores salvo la 4,9 Å (en este caso exclusivamente de la illita). La reflexión a 10 Å se ve reforzada debido al paso de la reflexión a 12 Å de la sepiolita a 10 Å y al mismo tiempo por el paso de la reflexión (001) de la montmorillonita a 10 Å.

En esta muestra existen junto a la sepiolita, illita, caolinita, clorita, montmorillonita y un interstratificado del tipo (10<sub>1</sub>-14<sub>0</sub>).

Muestra M-4.—Serie Montaña. Keuper (fig. 15).

En esta muestra puede observarse un comportamiento similar al descrito en los párrafos anteriores para las reflexiones que corresponden a la sepiolita (12,0 Å; 7,6 Å; 4,9 Å). Junto a este mineral se encuentra montmorillonita e illita.

#### IV. Clorita

Tres ejemplos han sido elegidos para mostrar los diferentes diagramas de difracción que puede presentar este mineral.

Muestra A-5.—Serie Ambas. Keuper (fig. 16).

La clorita de esta muestra presenta uno de los registros más claros y nítidos que hemos podido observar en las muestras triásicas estudiadas. Indudablemente se trata de un mineral que goza de una gran cristalinidad.

Puede observarse en el diagrama sin tratamiento previo cómo los picos que corresponden a las reflexiones basales son agudos y gozan de una gran simetría.

Después del tratamiento con etilen-glicol no se observa ningún cambio en el diagrama.

En la muestra calentada a 550° C puede observarse cómo las intensidades de las líneas a 14,1 Å (001) y 7,0 Å (002) se invierten, disminuyendo sensiblemente la intensidad de esta última, permaneciendo las restantes reflexiones invariables.

Esta muestra contiene junto a la clorita una pequeña cantidad de illita (9,9 Å; 4,9 Å englobada dentro de la 4,7 Å de la clorita y 3,3 Å).

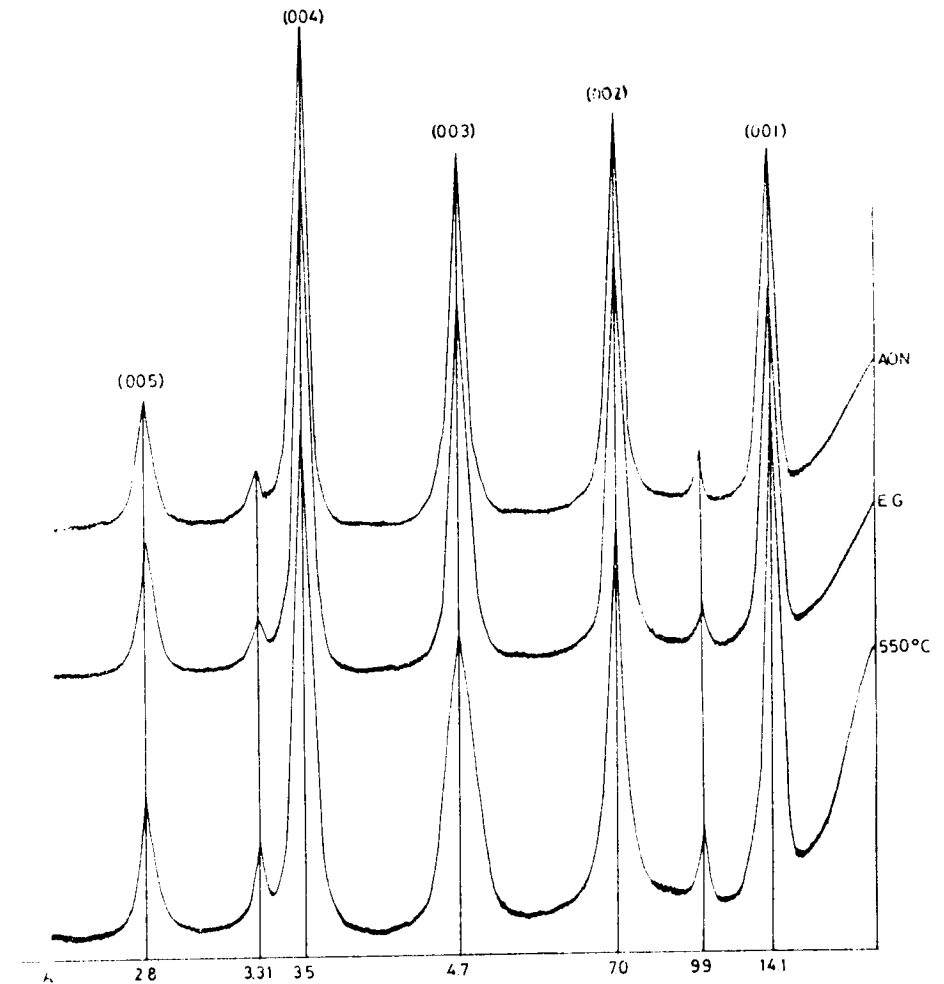


Fig. 16

Muestra C-4.—Serie Camoca. Permotrias (fig. 17).

Los diagramas de difracción de la clorita que se encuentra en esta muestra, presentan sensibles diferencias con los expuestos anteriormente.

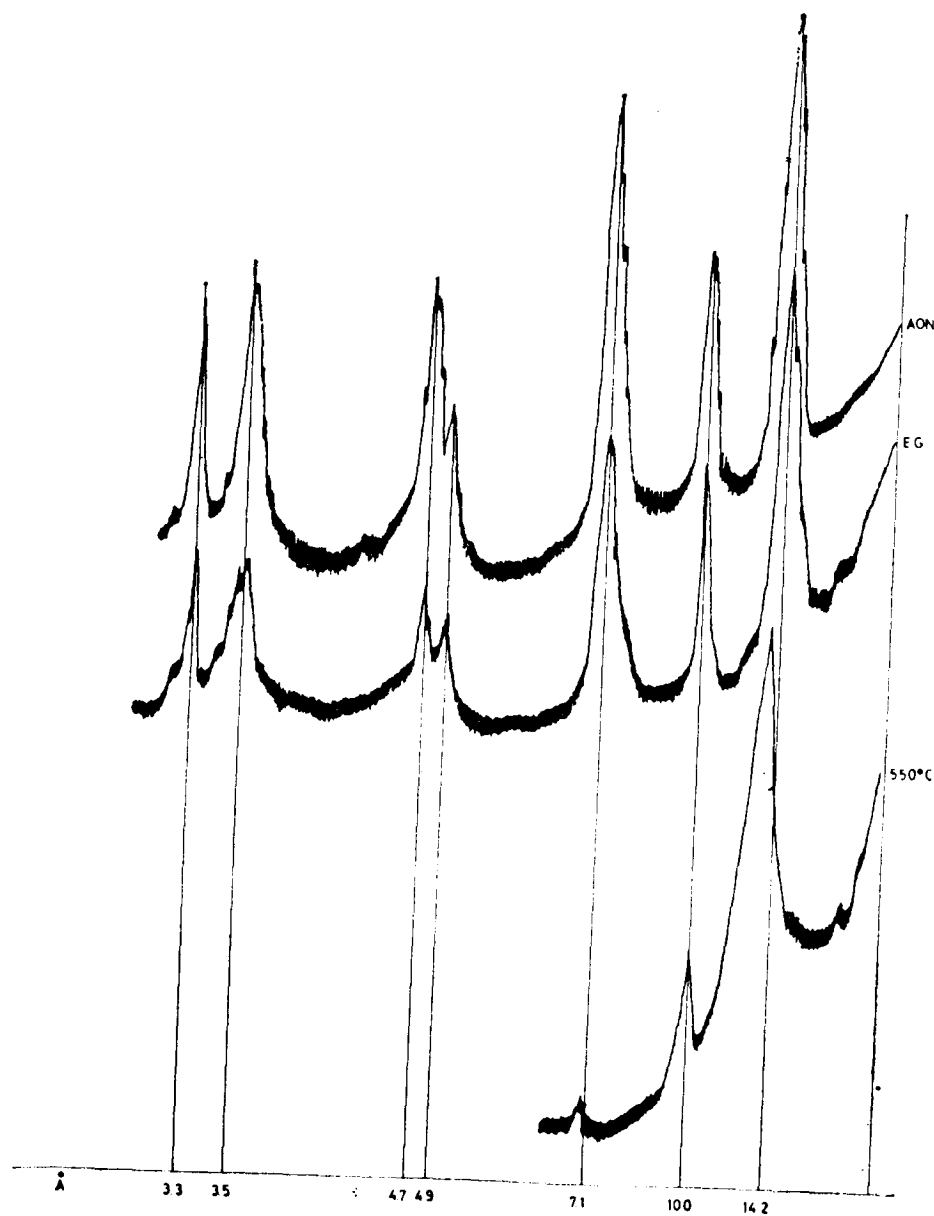


Fig. 17

En el diagrama sin tratamiento previo pueden indicarse como diferencias notables, la mayor intensidad de la reflexión a  $14,2 \text{ \AA}$  (001) frente a la de  $7,1 \text{ \AA}$  (002), al mismo tiempo pueden observarse cómo los picos de difracción de las reflexiones basales (001), (002), (003), etc... no gozan de la simetría y nitidez que los del diagrama anterior. Estos están ligeramente abiertos hacia los pequeños ángulos, y presentan indentaciones. No obstante los picos son en este caso, aún bastante agudos.

En el diagrama obtenido después del tratamiento con etilenglicol puede verse cómo la reflexión (001) ha experimentado un ligero cambio, las restantes reflexiones permanecen iguales excepto la de  $7,1 \text{ \AA}$ , que se abre ligeramente hacia pequeños ángulos.

Después del calentamiento a  $500^\circ \text{C}$  casi desaparece la reflexión a  $7,1 \text{ \AA}$  (002) y se refuerza la reflexión (001) que aparece a  $13,7 \text{ \AA}$ , al mismo tiempo que presenta una ligera asimetría abriéndose hacia la región de mayores ángulos.

Indudablemente en este caso nos encontramos ante una clorita cuya cristalinidad es inferior a la descrita en el ejemplo anterior; en su estructura deben existir láminas con tendencia a hinchar frente al etilenglicol y a colapsar cuando se calienta. Este tipo de cloritas deben poseer capas de montmorillonita interlaminares.

Muestra H-6.—Serie de Hornos. Keuper (fig. 18).

En esta muestra puede apreciarse en el  $\text{\AA}$ . O. sin tratamiento previo como la reflexión a  $14,1 \text{ \AA}$  se presenta muy dentada y ligeramente abierta hacia los pequeños ángulos.

El tratamiento con etilenglicol determina el paso de la reflexión anterior a  $14,2 \text{ \AA}$  al mismo tiempo que se abre ligeramente hacia los pequeños ángulos.

Después del calentamiento a  $550^\circ \text{C}$  puede observarse cómo la reflexión desciende a  $13,8 \text{ \AA}$  y se abre hacia los grandes ángulos, aumentando ligeramente en intensidad, por el contrario, la reflexión (002) a  $7 \text{ \AA}$  desaparece.

A la vista de este ejemplo y comparándolo con los anteriores, hemos de suponer que se trata en este caso de una clorita labil en la que la capa brucítica no está completa.

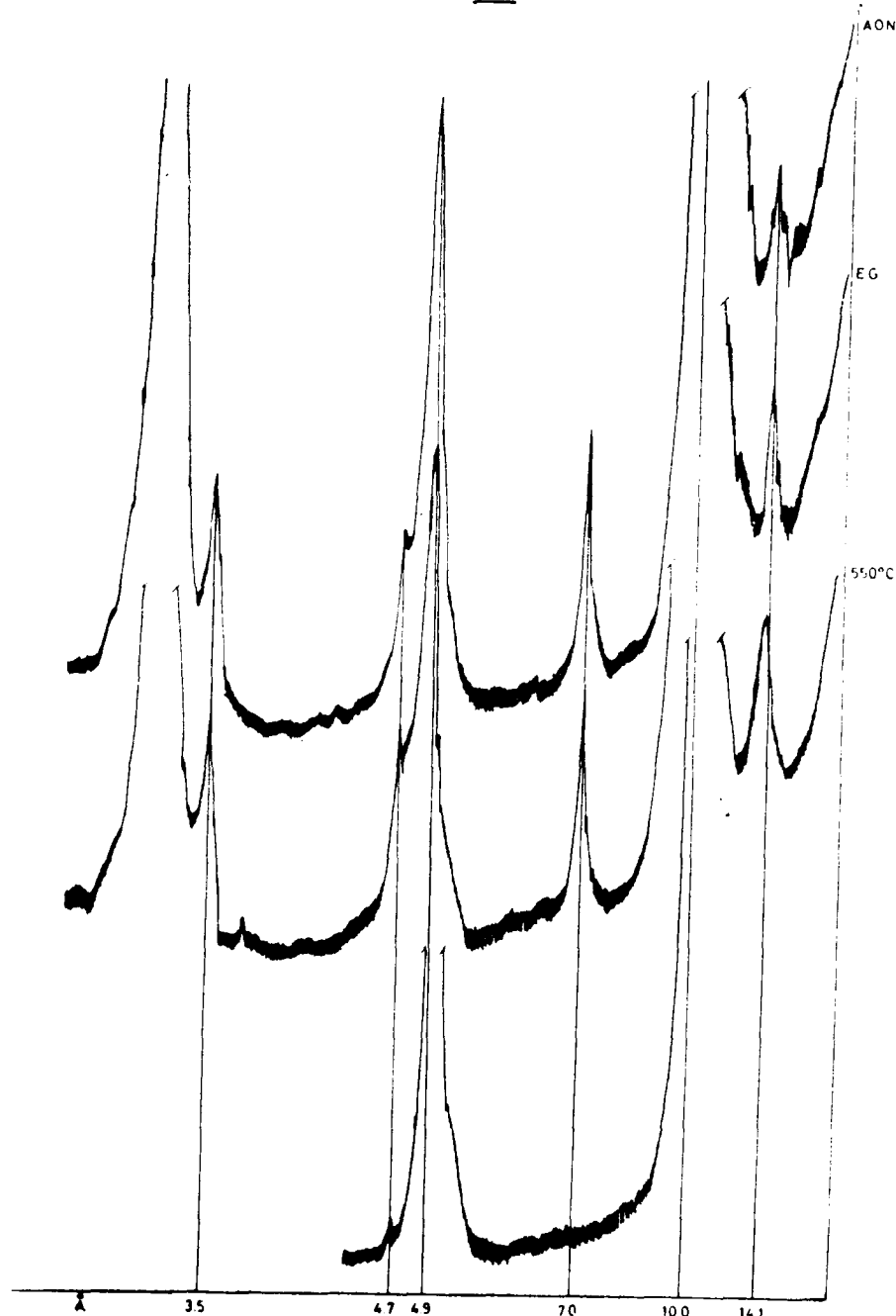
H-6

Fig. 18

**V. Clorita hinchable**

Un ejemplo ha sido seleccionado para mostrar el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra M-3.—Serie Monteana. Keuper (fig. 19).

En el diagrama obtenido sin tratamiento previo, puede observarse un pico simétrico pero muy dentado a 14,2 Å.

En el tratamiento con etilen-glicol este pico de 14,2 Å pasa a 17,0 Å, dando un pico ancho y muy dentado.

En el calentamiento a 550° C después de dos horas, puede observarse cómo el pico 17,0 Å ha desaparecido pasando a 10,0 Å (aumenta su intensidad) salvo un pequeño pico que permanece a 14,2 Å.

En el diagrama sin tratamiento previo en el espaciado de 14,2 Å, coinciden las reflexiones (001) de la montmorillonita y de la clorita hinchable, igual ocurre en el pico a 17,0 Å después de tratar la muestra con etilen-glicol. Sólo cuando se calienta a 550° C se separan las reflexiones (001) de ambos minerales, ya que la montmorillonita colapsa a 10,0 Å y la clorita hinchable a 14,2 Å.

Junto a la clorita hinchable aparecen en esta muestra montmorillonita, illita y un interestratificado (10<sub>i</sub> - 14<sub>c</sub>).

**VI. Vermiculita**

En el ejemplo que se expone a continuación aparece el comportamiento de este mineral frente a los diferentes tratamientos.

Muestra A-7.—Serie Ambas; Keuper (fig. 20).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo presenta un gran pico muy simétrico a 14,1 Å seguido de picos, también muy netos a 10,0 Å; 7,0 Å; 4,9 Å y 4,7 Å.

En el tratado con etilen-glicol no se observa ninguna variación sensible en cuanto a las intensidades y espaciados de las líneas de difracción citadas anteriormente.

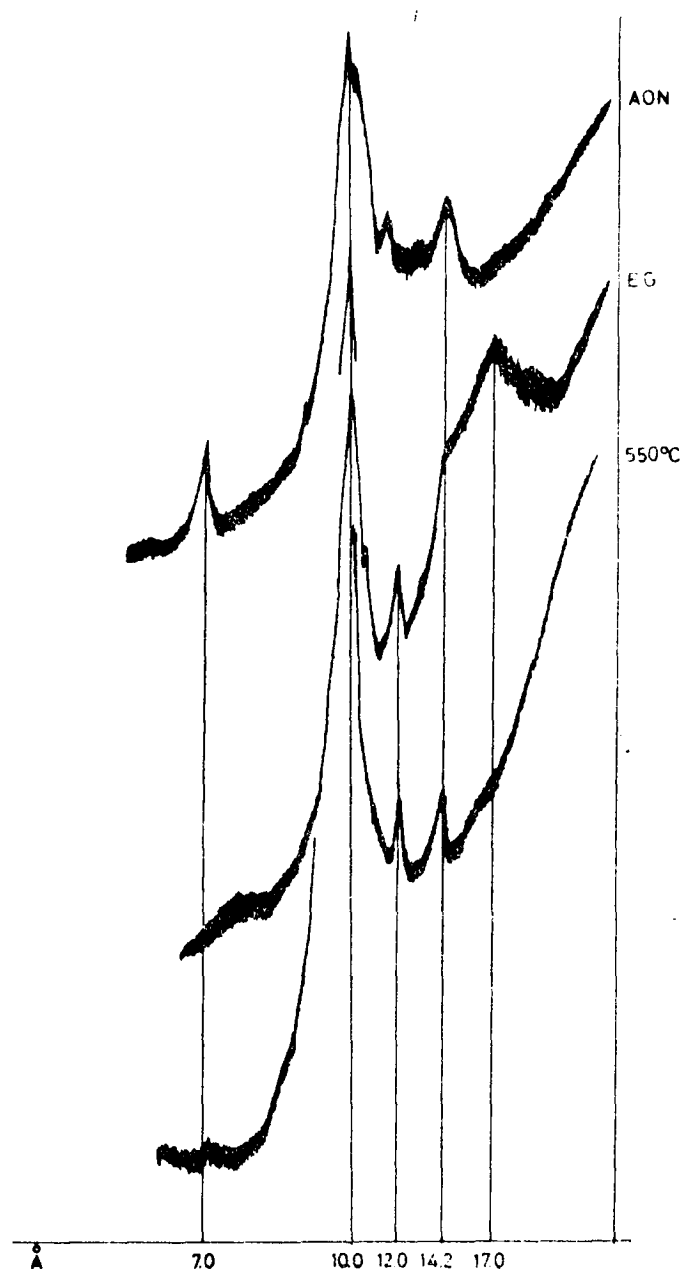
M-3

Fig. 19

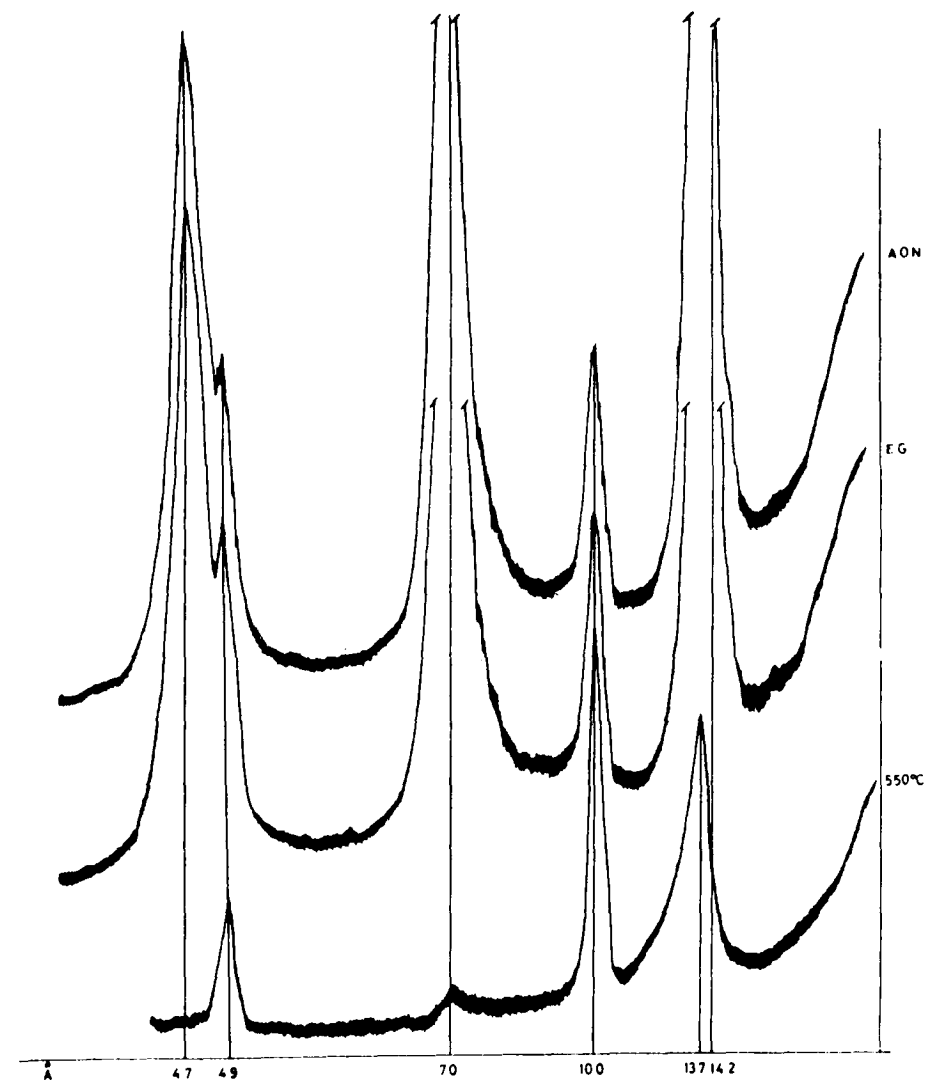
A-7

Fig. 20

Por el contrario, después del tratamiento a 550° C puede observarse cómo la línea que existía en torno a los 14 Å desciende a 13,7 Å al mismo tiempo que disminuye de intensidad, y aumenta sensiblemente la intensidad de la línea a 10,0 Å desapareciendo la reflexión a 7,0 Å.

En el diagrama sin tratamiento previo, la reflexión a 14,0 Å pertenece a las reflexiones (001) de la clorita y (002) de la vermiculita, así como la 7,0 Å pertenece a la (002) de la clorita y (004) de la vermiculita; la reflexión a 4,7 Å pertenece a la (003) de la clorita y a la (006) de la vermiculita.

El tratamiento con etilen-glicol no afecta las reflexiones de los minerales presentes. Al calentar a 550° C la reflexión en torno a los 14 Å disminuye en intensidad y al mismo tiempo la reflexión en torno a los 10 Å aumenta debido al colapso que sufre la vermiculita al calentar su estructura, pasando su reflexión (002) de 14 Å a 10 Å. La reflexión a 7 Å desaparece después del calentamiento de la clorita y al colapsamiento de la vermiculita.

Acompañan a la vermiculita en esta muestra, clorita e illita.

## VII. Montmorillonita

Dos ejemplos han sido seleccionados para exponer el comportamiento de este mineral.

Muestra M-4.—Serie Montañana. Keuper (fig. 21).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo presenta un gran pico simétrico, pero muy dentado a 13,9 Å seguido de picos que pertenecen a sepiolita (12,1 Å) y a illita (10,0 Å). Después del tratamiento con etilenglicol el pico a 13,9 Å pasa a 16,9 Å. Espaciado que desciende a 9,9 Å al colapsar el mineral después del calentamiento a 550° C.

Muestra CM-8.—Serie Cerro Mortero. Keuper inferior (fig. 22).

Comportamiento similar al descrito en el apartado anterior, presenta la primera reflexión de la montmorillonita. En este caso se encuentran acompañándola caolinita e illita.

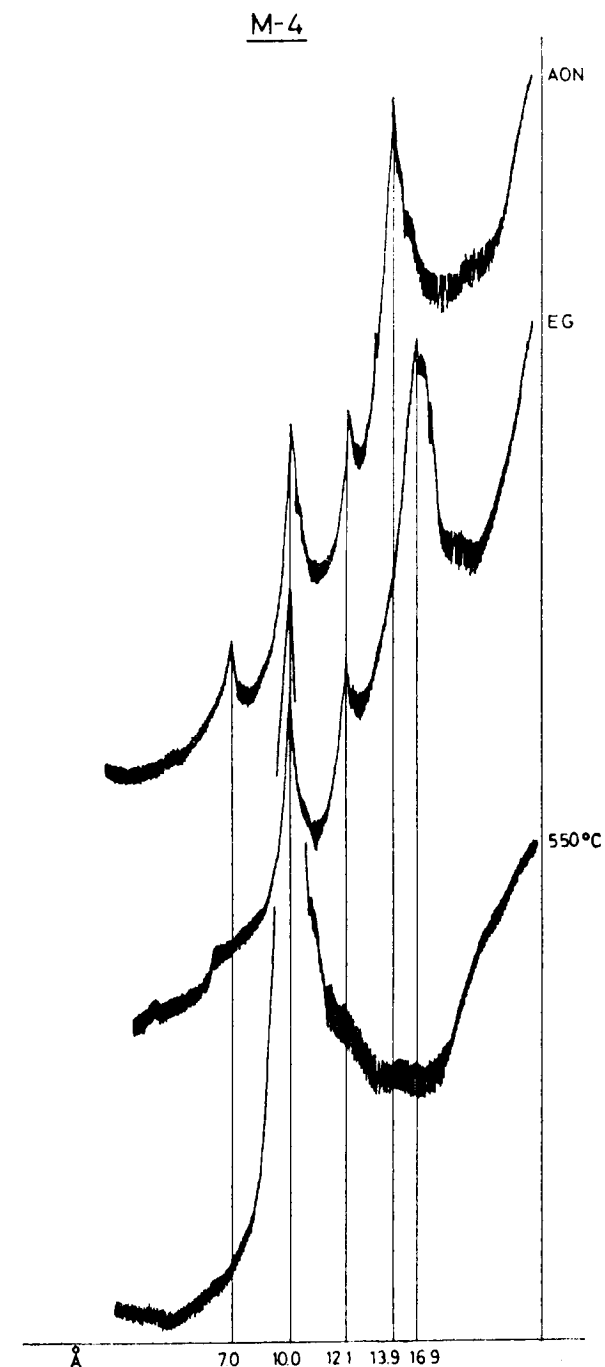


Fig. 21

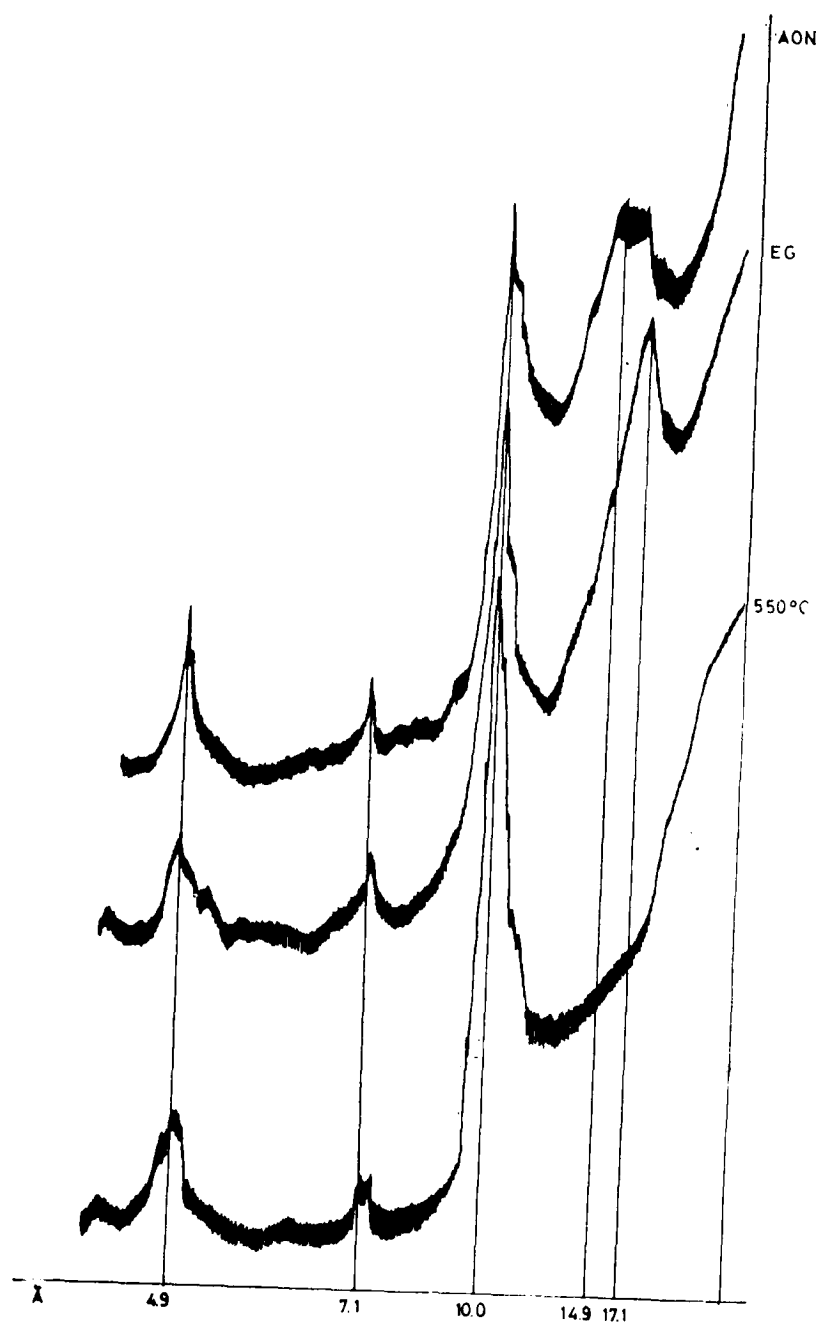
**CM-8**

Fig. 22



### VIII. Interestratificado ( $10_i - 14_c$ )

Un ejemplo ha sido seleccionado para mostrar el comportamiento de este interestratificado frente a los diferentes tratamientos.

Muestra M-7.—Serie Manteana. Keuper (fig. 23).

El diagrama sin tratamiento previo puede observarse cómo en la región de los 12 Å aparece un pequeño pico que está incluido en casi su totalidad en el de 14,8 Å.

Después del tratamiento con etilenglicol este pico no varía su espaciado sensiblemente y se resuelve un pico a 23,6 Å.

El diagrama obtenido después de calentar a 550° C muestra espaciados a 24,2 Å y a 12,0 Å.

El comportamiento de los picos en torno a 12 Å y a 24 Å indica que el mineral está formado por láminas de dos tipos diferentes, unos a 10 Å tipo mica y otros a 14 Å tipo clorita, ambos estables frente al etilenglicol y al calentamiento.

Junto al interestratificado ( $10_i - 14_c$ ) aparecen en esta muestra illita, montmorillonita y caolinita.

### IX. Interestratificado ( $10_i - 14_m$ )

Muestra pH-12.—Serie Puerto de Horna. Keuper (fig. 24).

El diagrama sin tratamiento previo presenta un pequeño pico a 11,6 Å.

Después del tratamiento con etilenglicol desaparece el pico de 11,6 Å y aparece un pequeño pico a 8,4 Å.

El diagrama correspondiente al calentamiento a 550° C presenta un pico neto a 20,0 Å.

Esto nos indica que el mineral está formado por láminas estables frente al etilenglicol y al calentamiento, y láminas inestables al etilenglicol y al calentamiento.

Muchas de las líneas de difracción de este interestratificado quedan englobadas dentro de las líneas de difracción de los minerales que lo acompañan, como son: clorita, illita y un interestratificado de tipo ( $14_c - 14_m$ ).

M-7

PH-12

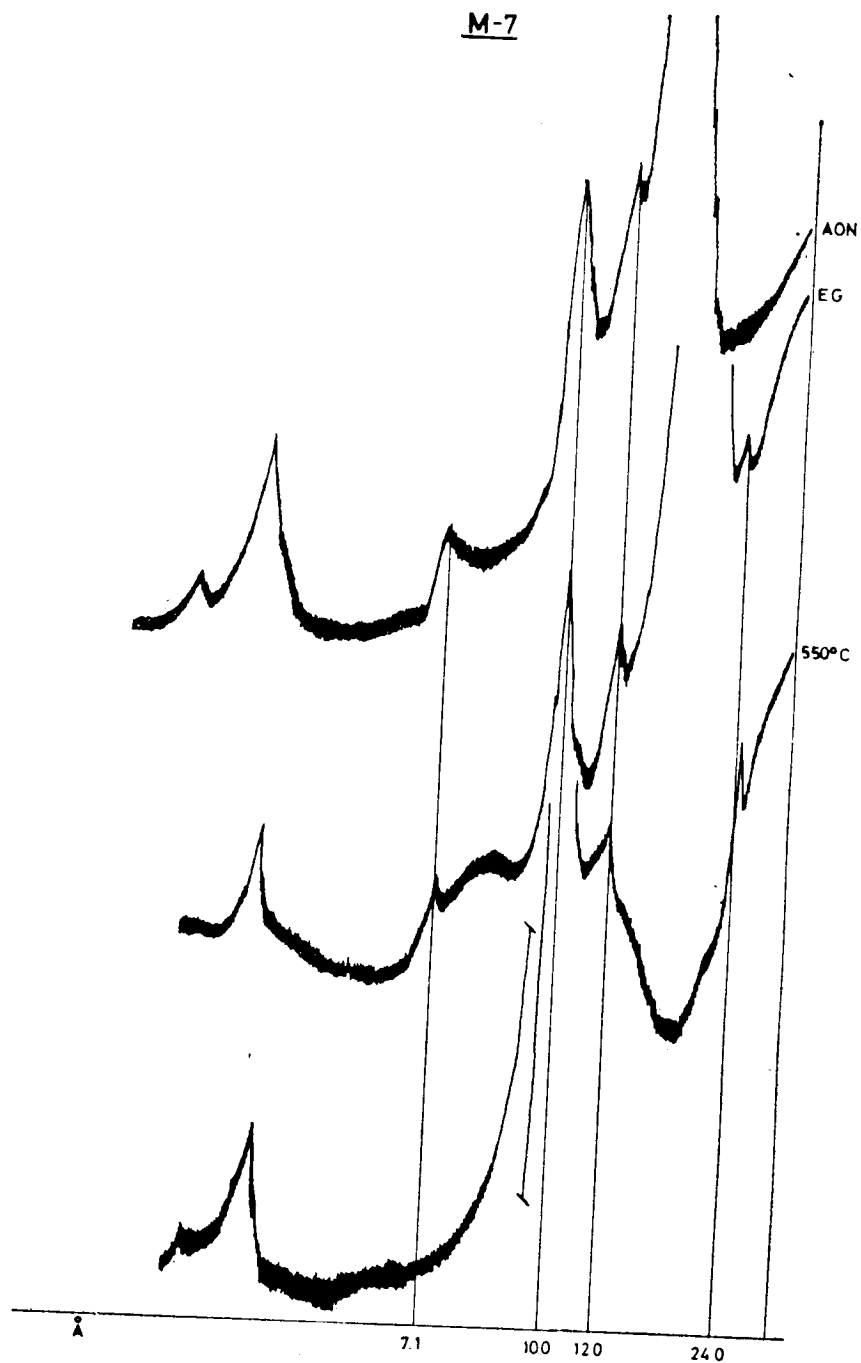


Fig. 23

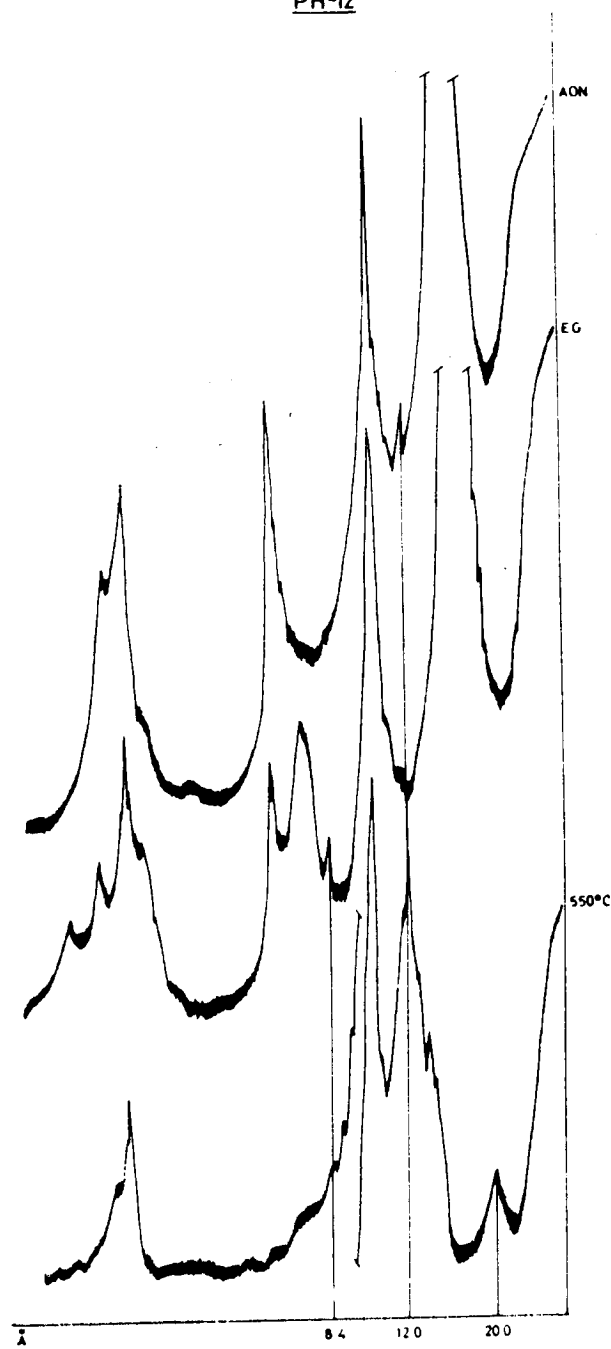


Fig. 24



### X. Interestratificado (14<sub>c</sub> - 14<sub>m</sub>)

Dos ejemplos han sido seleccionados para exponer el comportamiento de este interestratificado frente a los diferentes tratamientos.

Muestra C-7.—Serie Camoca. Permotrias (fig. 25).

El diagrama de difracción sin tratamiento previo presenta un pequeño pico a 25,9 Å, seguido de un gran pico a 14,4 Å y a 7,3 Å.

Después del tratamiento con etilen-glicol el pico a 14,4 Å pasa a 15,4 Å y el de a 7,3 pasa a 7,6 Å, haciéndose más dentado y abierto hacia menores ángulos.

El diagrama de difracción calentado a 550° C muestra un pico pequeño a 23,8 Å seguido de un gran pico a 12,3, a la vez que aparece un pico a 8,2 Å.

Este edificio interestratificado está formado indudablemente por láminas con espaciados de 14 Å estables al etilen-glicol y al calentamiento, y por láminas a 14 Å inestables al etilen-glicol y al calentamiento. Dados los espaciados que aparecen, por ejemplo, en el diagrama calentado a 550° C (23,8 Å, 12,3 Å, 8,2 Å) hemos de suponer que se trata de un interestratificado bastante regular.

Junto a este mineral aparece en esta muestra ilita (10 Å, 5 Å).

Muestra EV-4.—Serie Este de Villaviciosa. Permotrias (fig. 26).

El diagrama natural, sin tratamiento previo, presenta un pico neto a 14,2 Å ligeramente abierto hacia los pequeños ángulos, seguido de picos a 9,8 Å y 7,0 Å, este último también abierto hacia los pequeños ángulos.

Después de tratada la muestra con etilen-glicol, el diagrama presenta un primer pico compuesto, dentro del cual se pueden distinguir la reflexión de 15,1 Å y la reflexión a 14,2 Å, este pico es seguido del de 9,9 Å igual en intensidad y simetría al del diagrama sin tratamiento previo, y de un pico también compuesto en el que se pueden observar reflexiones a 7,6 Å y a 7,0 Å.

Tras el calentamiento a 550° C el primer pico continúa siendo compuesto, permaneciendo un espaciado en torno a 14 Å mientras que el espaciado a 15,1 Å del diagrama anterior desaparece

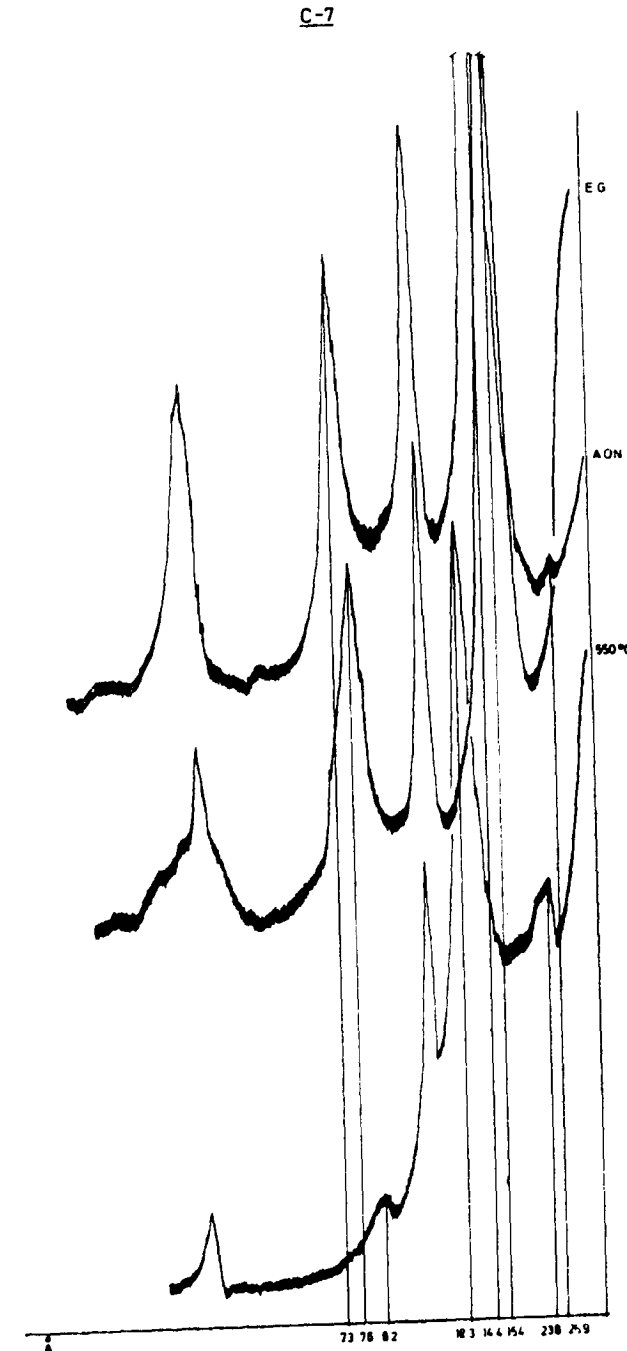


Fig. 25

y aparece uno a 12,5 Å, el de 9,8 Å permanece invariable, prácticamente, y el pico compuesto de 7,6 Å - 7,0 Å se resuelve en un pico muy complejo y asimétrico con menos intensidad. Siendo máxima a 7,0 Å.

Indudablemente el mineral interestratificado estará formado por láminas estables al calentamiento y al glicol y láminas inestables al calentamiento y al glicol, siendo su proporción posiblemente diferente al 50 por 100 y al mismo tiempo distribuidas no regularmente.

Se trata de un interestratificado ( $14_c - 14_m$ ), similar al del ejemplo anterior, pero no regular.

EV-4

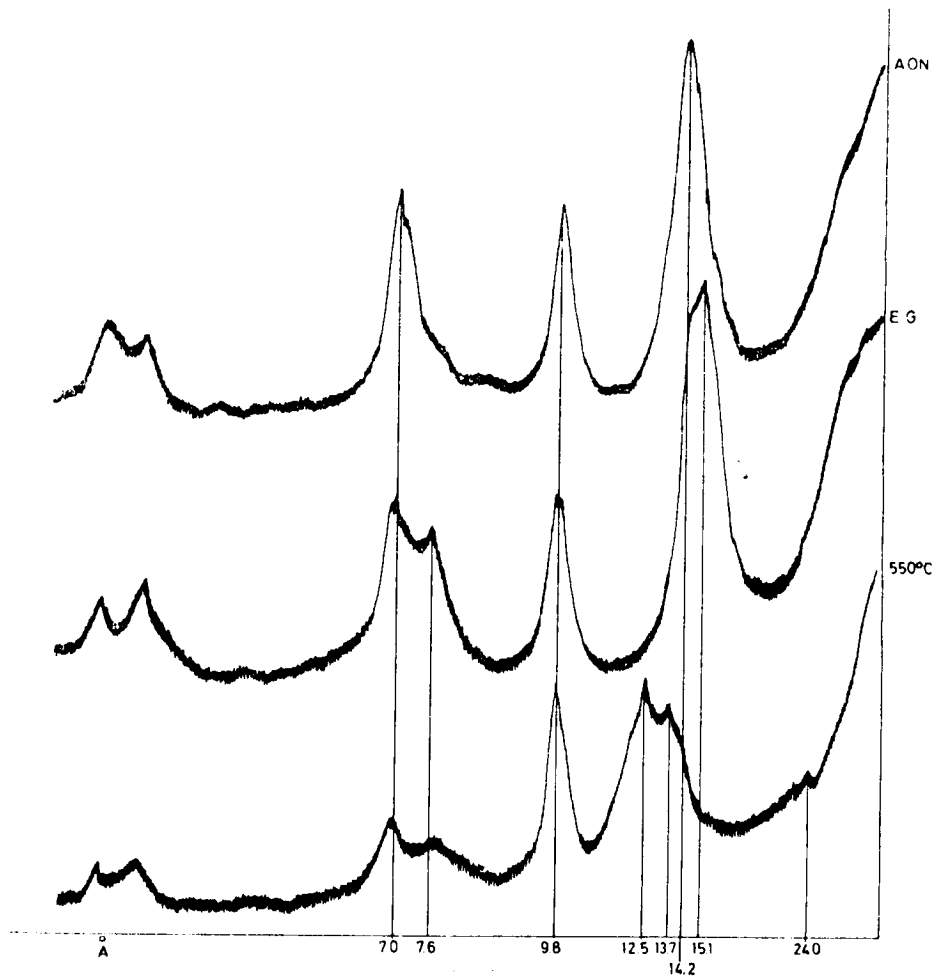


Fig. 26

### XI. Interestratificado ( $14_c - 14_{ch}$ )

Un ejemplo se ha seleccionado para exponer el comportamiento de este interestratificado.

Muestra SC-5.—Serie de Cabra de St. Cristo. Keuper (fig. 27).

SC-5

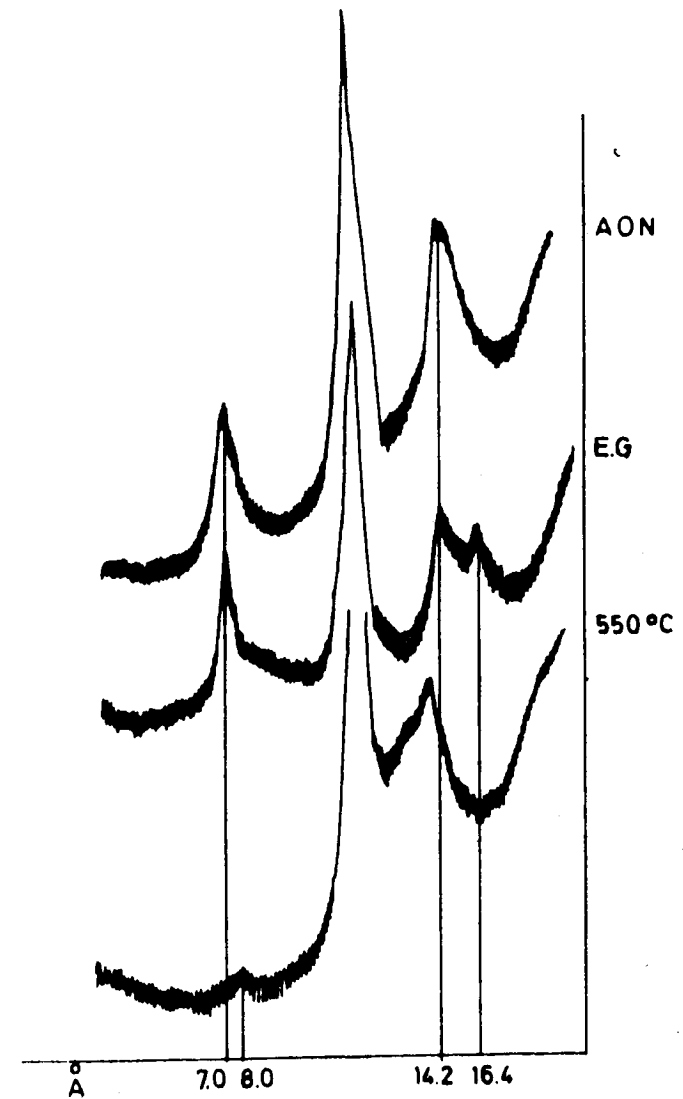


Fig. 27

El diagrama de la muestra sin tratamiento previo presenta una reflexión a 14,2 Å seguida de otra, aguda y simétrica a 10,0 Å. Tras el tratamiento con etilen-glicol la reflexión a 14,2 Å decrece en intensidad y aparece una nueva reflexión a 16,4 Å.

En el diagrama obtenido después del calentamiento de la muestra durante dos horas, la reflexión de 16,4 Å ha desaparecido, apareciendo una reflexión a 14 Å. La reflexión a 10 Å no ha variado en intensidad en ninguno de los tratamientos.

El interstratificado estará formado por láminas estables al calor y al etilen-glicol y láminas estables al calor e inestables al etilen-glicol, éstas últimas en mayor proporción. Junto al interstratificado aparecen en esta muestra illita y clorita. La presencia de montmorillonita debe ser desechada, ya que tras el calentamiento a 550°C, la reflexión a 10 Å no aumenta en intensidad.

## XII. Interstratificado (14<sub>v</sub> - 14<sub>m</sub>)

Muestra pH-5.—Serie Puerto de Horna. Keuper inferior (fig. 28).

El diagrama sin tratamiento previo presenta un pequeño pico asimétrico y muy dentado a 14,1 Å seguido de un gran pico a 10 Å ligeramente abierto hacia los pequeños ángulos.

Después del tratamiento con etilen-glicol, aparece un pico a 15,01 Å dentado e irregular, al mismo tiempo que en la zona de los 30 Å aparecen fuertes indentaciones. Este pico de 15,01 Å, es seguido de un pico de 10 Å similar en intensidad y simetría al del diagrama sin tratamiento previo.

El diagrama obtenido tras el tratamiento a 550°C presenta un pequeño pico en la región de 20 Å seguido de un gran pico a 10 Å de mayor intensidad y simetría que los que aparecen en los diagramas sin tratamiento previo y tratado con etilen-glicol.

El desplazamiento del pico de 14,1 Å a 15,01 Å indica que el mineral que lo produce está formado por láminas estables al etilenglicol y por láminas inestables, en proporciones diferentes al 50 por 100.

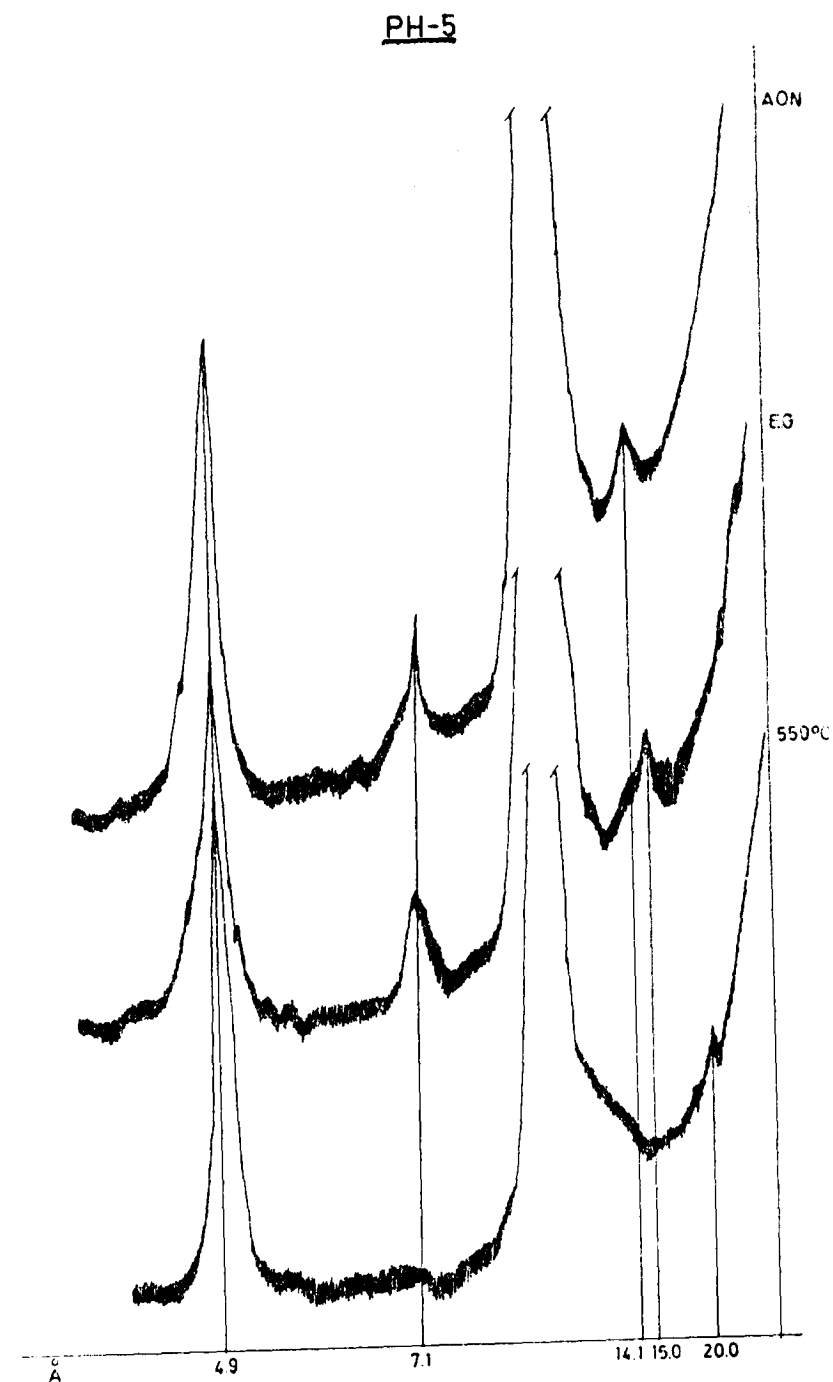


Fig. 28

El colapso producido después del calentamiento a 550° C (15,01 Å a 10,0 Å) indica al mismo tiempo que el mineral está formado por láminas inestables frente al tratamiento térmico.

Por tanto la interestratificación debe ser de vermiculita con montmorillonita en proporciones diferentes a 1:1, ya que una interestratificación de este tipo es la única que cumple los espaciados indicados.

## II

# MATERIAL Y METODOS EXPERIMENTALES

## **2.1. DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS Y LAS MUESTRAS ESTUDIADAS**

En el presente apartado, realizaremos una descripción somera de las características estratigráficas y litológicas del Trías en cada una de las cuencas sedimentarias estudiadas, así como una detallada descripción de las series y muestras elegidas para su estudio.

### **2.1.1. EL TRIASICO DE LA CUENCA ASTURIANA**

Entre el Carbonífero y el Trias de la Cuenca Asturiana se suceden una serie de materiales generalmente margoareniscosos, en los que no siempre se puede llegar a discernir con claridad el nivel estratigráfico a que pertenecen, debido a la gran escasez de restos paleontológicos. Los términos superiores poseen indudablemente facies Keuper, mientras que los inferiores no siempre pueden atribuirse, con suficientes garantías, al Pérmico. Así al E. de Villaviciosa, sobre el Carbonífero se apoya un conglomerado poligénico al que siguen areniscas con cantos síliceos y pizarras rojizas, la serie termina con un tramo de margas y arcillas de color rojo y verde. Los términos inferiores son asimilados por unos autores al Pérmico (PATAC, 1956) y por otros al Muschelkalk (ALMELA Y RIOS, 1962). Los términos superiores infratriásicos, con abundantes jacintos de Compostela, son indudablemente asimilables al Keuper. Por eso nosotros hemos decidido nombrar a esos términos de difícil asimilación, como Permotriásicos.

La serie claramente triásica se inicia con un Buntsandstein integrado por areniscas, conglomerados y margas, bien representado al S. de Villaviciosa (JULIVERT, TRUYOLS y GARCIA-ALCALDE, 1971), y con una potencia incluso de 100 m. (KARRENBERG, 1934). Sobre este tramo se disponen unos pocos metros de margas, calizas margosas y arcillas margosas que quizá correspondan a un posible Muschelkalk (KARRENBERG, 1934). Los materiales superiores de la serie son margas

rojas, a veces irisadas con vetas y filoncillos de yeso y con cuarzos bipiramidados, de facies Keuper con una potencia media de 200 m. (JULIVERT, TRUYOLS y GARCIA-ALCALDE, 1971), pero que en determinados puntos como en Peon, al W. de Villaviciosa pueden alcanzar los 700 m. (ALMELA Y RIOS, 1962).

SERIE DE AMBAS

En la figura 29 se muestra la situación geográfica de esta serie y su emplazamiento con respecto a las otras series asturianas estudiadas. En la tabla IV se expone la latitud y longitud del punto muestral junto a las de las restantes series.

En la figura 30 se muestra la columna litológica y la situación de los materiales recogidos. Comprende unos 64 metros de materiales, arcillosos con intercalaciones de yesos, asimilables al Keuper, cuyo techo son las calizas liásicas, en ella se han recogido las siguientes muestras de muro a techo.

TABLA IV

LONGITUD Y LATITUD DE LAS SERIES TRIASICAS ESTUDIADAS EN LA CUENCA ASTURIANA

SERIE	LONGITUD W	LATITUD N	PISO
Ambas ... ..	1°48'00"	43°26'00"	Keuper.
Bazanes ... ..	1°46'00"	43°28'35"	Permotrias.
Camoca ... ..	1°46'40"	43°27'35"	Permotrias.
E. de Villaviciosa ... ..	1°44'30"	43°28'45"	Permotrias y Keuper.
Monteana ... ..	2°03'32"	43°31'30"	Keuper.
Viñón ... ..	1°44'15"	43°25'33"	Permotrias.

Muestra A-1.—Arcillas rojas y grises pertenecientes al nivel inferior de la serie, de aproximadamente 22 metros de potencia. Tomada a 57 m. del techo.

Muestra A-2.—Pertenciente al mismo nivel que la anterior. Tomada a 57 m. del techo.

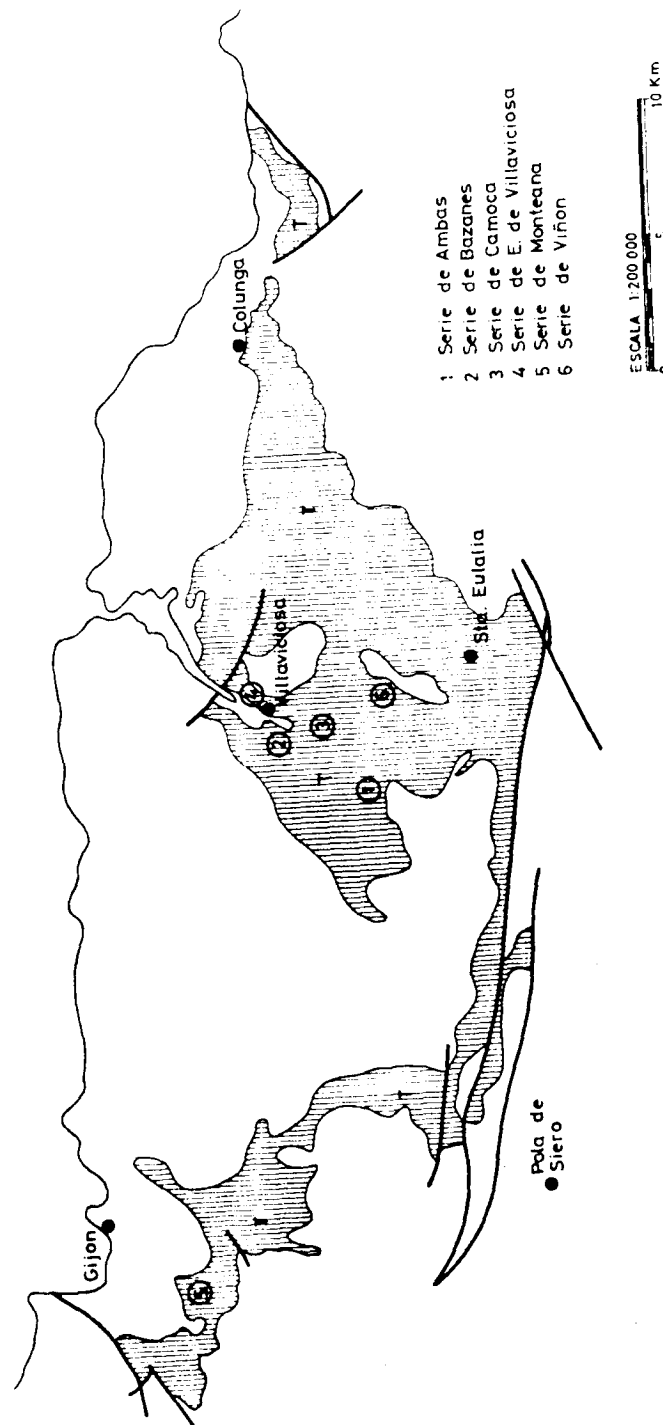


Fig. 29

Muestra A-3.—Idem a las anteriores. Tomada a 55 m. del techo.

Muestra A-4.—Arcillas blanquecinas pertenecientes a un nivel de 6 m. de potencia. Muestra tomada a 45 m. del techo.

Muestra A-5.—Pertenece a un nivel de arcillas rojas con manchas azules, de 4,50 m. de potencia, situado encima de un nivel de yesos masivos de 3 m. de potencia. Muestra tomada a 28 m. del techo.

Muestra A-6.—Arcillas rojas y blancas con abundantes yesos, pertenecientes a un nivel de unos 10 m. de potencia. Muestra tomada a 23 m. del techo.

Muestra A-7.—Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Tomada a 19 m. del techo.

Muestra A-8.—Corresponde al tramo superior de la serie, formado por arcillas rojizas sin yesos, con una potencia de 15 m. Muestra tomada a 6 m. del techo.

#### SERIE DE BAZANES

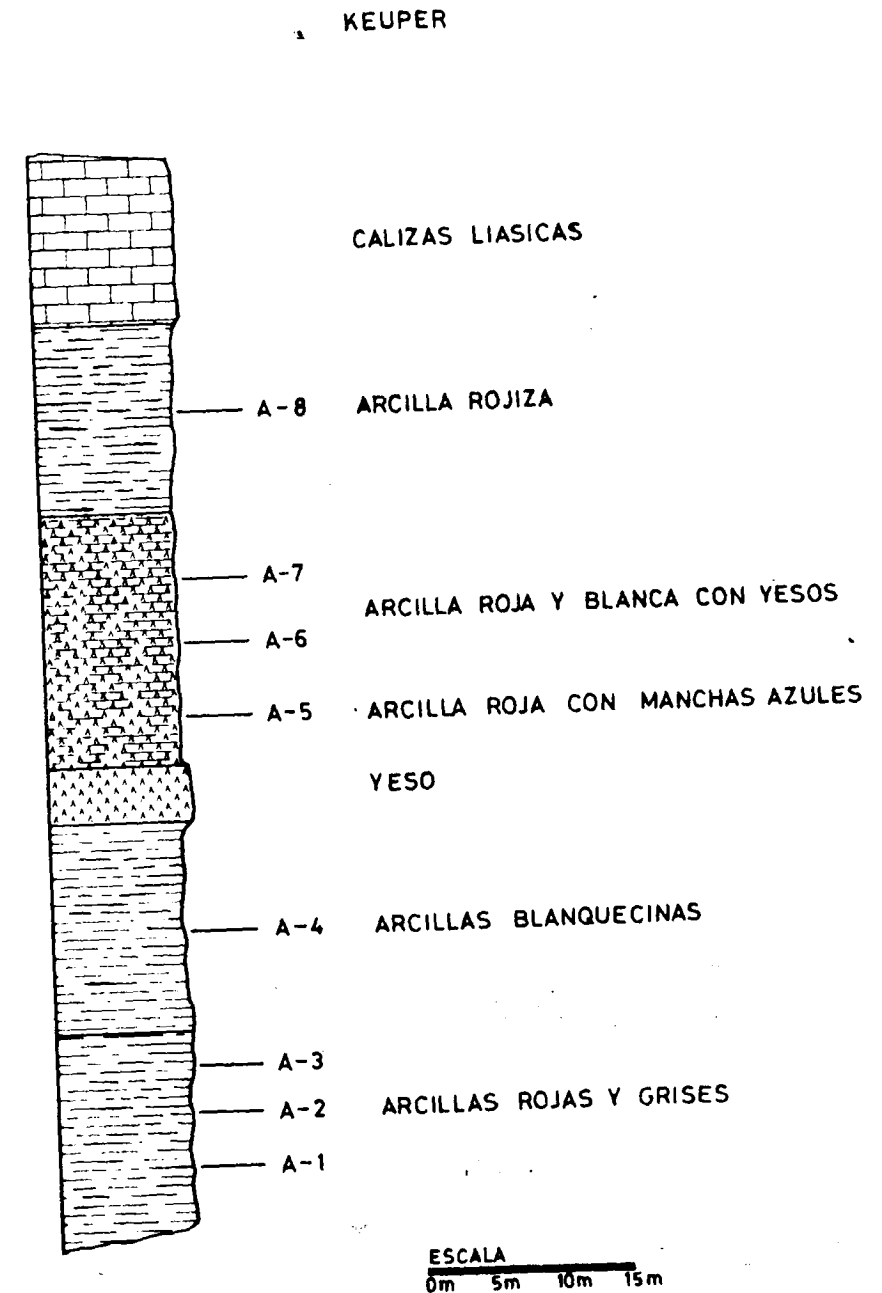
Comprende un tramo, de aproximadamente 46 m. de potencia, integrado por materiales muy detríticos de difícil asimilación cronológica, por lo que son denominados Permotriásicos, aunque por su litología pudieran ser Buntsandstein. En la figura 29 se muestra su situación geográfica y en la tabla IV sus coordenadas, y en la figura 31 la columna litológica y la ubicación de las muestras dentro de ella.

Muestra B-1.—Nivel inferior de 20 m. de potencia integrada por un conglomerado de cantos calizos con abundante matriz arcillosa. Muestra tomada a 39 m. del límite superior de la formación.

Muestra B-2.—Nivel intermedio, constituido por una arenisca con abundante matriz arcillosa roja, con una potencia de 25 m. Muestra tomada a 25 m. del límite superior de la formación.

Muestra B-3.—Nivel superior de la formación, de unos 15 m. de potencia, constituido por areniscas rojas muy compactas y con poca matriz arcillosa. Muestra tomada a 10 m. del límite superior de la formación.

Muestra B-3.—Nivel superior de la formación, de unos 15 m. de poten-



#### SERIE DE AMBAS

Fig. 30

cia, constituido por areniscas rojas muy compactas y con poca matriz arcillosa. Muestra tomada a 10 m. del límite superior de la formación.

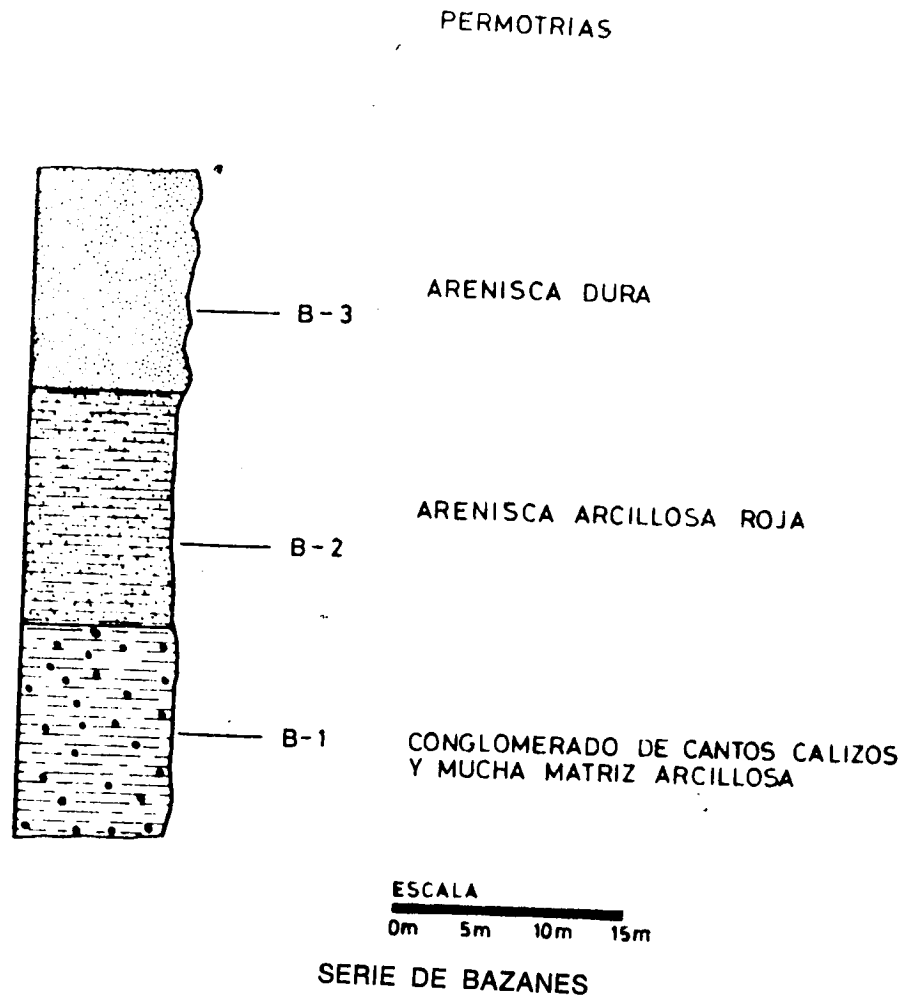


Fig. 31

### SERIE DE CAMOCA

Esta serie está integrada por 70 m. de materiales arcillosos con elevadas cantidades de material detritico. Su asimilación cronológica, al igual que la serie anterior, es difícil, por lo que es denominada Permo-

triásica. Por su litología puede asimilarse posiblemente a un término aún más inferior del Buntsandstein que al que pertenece la serie de Bazanes, ya que el conglomerado de cantos calizos que constituye el término inferior de la serie de Bazanes, es asimilable al término superior de esta serie. La figura 29 muestra la ubicación geográfica de la serie, la tabla IV sus coordenadas y la figura 32 la columna litológica y la situación de las muestras recogidas en ella.

Muestra C-1.—Tramo inferior de la serie constituida por una arcilla rojiza con abundante arena, de 20 m. de potencia. Muestra tomada a 65 m. del límite superior de la formación.

Muestra C-2.—Pertenece al mismo tramo que la muestra anterior, sólo que tomada a 53 m. del límite de la formación superior.

Muestra C-3.—Tramo de unos 9 m. de potencia de arenas con arcillas rojas. Muestra tomada a 43 m. del límite superior de la formación.

Muestra C-4.—Tramo de arcilla arenosa, muy similar al tramo inferior, de 15 m. de potencia. Muestra tomada a 33 m. del límite superior de la formación.

Muestra C-5.—Tramo de areniscas rojas con abundante matriz arcillosa, de 13 m. de potencia. Muestra tomada a 20 m. del límite superior.

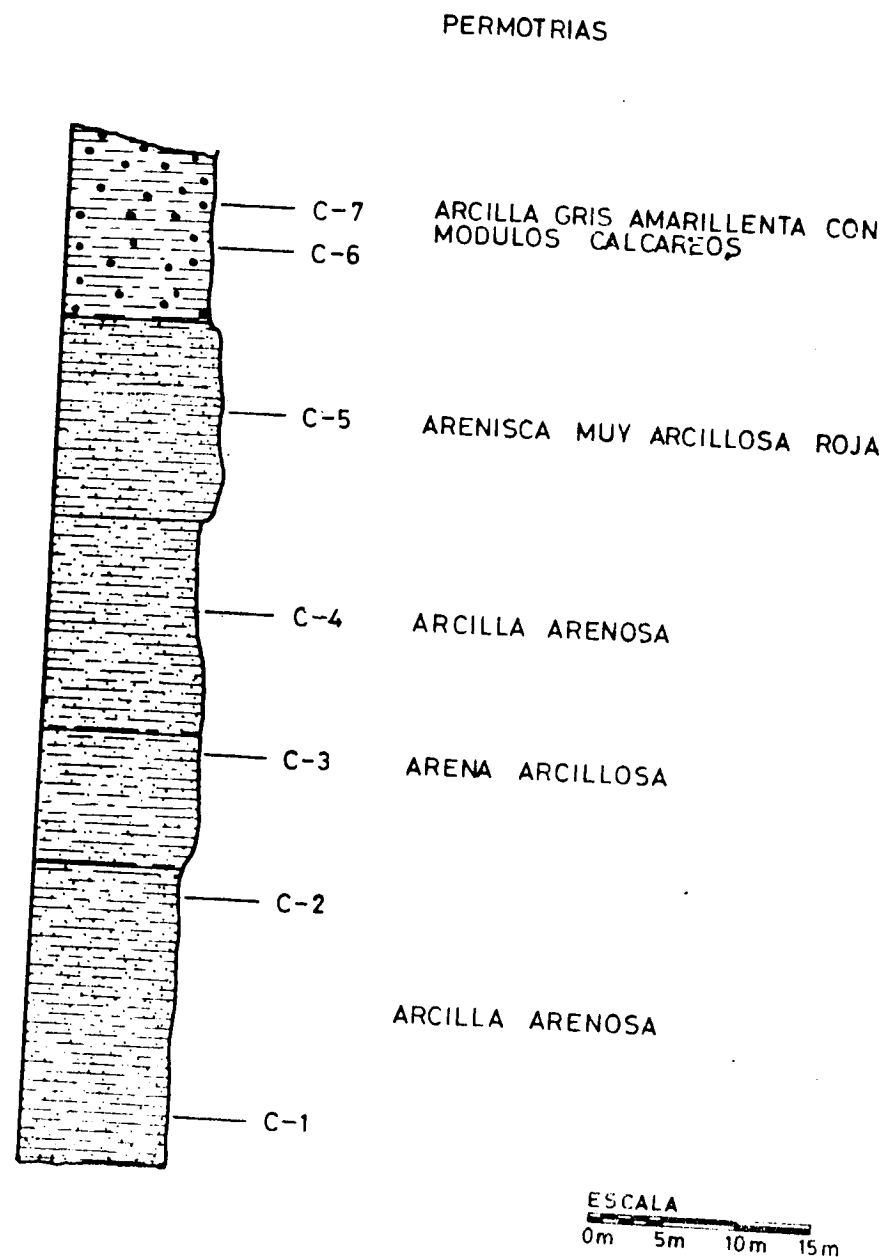
Muestra C-6.—Tramo superior de la formación constituido por arcillas gris amarillentas con abundantes nódulos calcáreos, de unos 13 m. de potencia. Muestra tomada a 8 m. del límite superior.

Muestra C-7.—Pertenece al mismo tramo que la muestra anterior, salvo que ha sido tomada a 5 m. del límite superior.

### SERIE ESTE DE VILLAVICIOSA

Posee 78 m. de potencia y su techo está constituido por calizas liásicas, por lo que los términos superiores son asimilables al Keuper y los inferiores son denominados Permotriásicos, aunque nosotros estimamos, en virtud de los resultados obtenidos y que exponemos en capítulos posteriores, que pueden tratarse de un Keuper inferior o un Buntsandstein superior. En la figura 29 se expone la situación geográfica de esta serie, así como en la tabla IV sus coordenadas y en la figura 33 la columna litológica y situación de las muestras.





C-7  
C-6  
ARCILLA GRIS AMARILLENTO CON  
MODULOS CALCAREOS

C-5  
ARENISCA MUY ARCILLOSA ROJA

C-4  
ARCILLA ARENOSA

C-3  
ARENA ARCILLOSA

C-2  
ARCILLA ARENOSA

C-1

Muestra EV-1.—Tramo de areniscas rojas de 15 m. de potencia. Muestra tomada a 74 m. del techo de la formación.

Muestra EV-2.—Idéntico al anterior. Muestra tomada a 60 m. del techo de la formación.

Muestra EV-3.—Tramo de 20 m. de potencia, formado por margas rojizas y abigarradas. Muestra tomada a 55 m. del techo de la formación.

Muestra EV-4.—Pertenece al mismo tramo que la anterior. Tomada a 55 m. del techo de la formación.

Muestra EV-5.—Idem a las dos anteriores. Tomada a 40 m. del techo.

Muestra EV-6.—Pertenece a un posible nivel de rocas volcánicas interestratificadas, muy alteradas, de 5,5 m. de potencia. Muestra tomada a 33 m. del techo.

Muestra EV-7.—Tramo de areniscas muy finas de color rojo y de 6 m. de potencia. Tomada a 28 m. del techo.

Muestra EV-8.—Pertenece al tramo superior de la serie, constituido por un nivel de 25 m. de arcillas rojas y abigarradas. Tomada a 25 m. del techo.

Muestra EV-9.—Idem a la anterior. Tomada a 12 m. del techo de la formación.

Muestra EV-10.—Idem a las dos anteriores. Tomada a 3 m. del techo de la formación.

#### SERIE MONTEANA

Está constituida por unos 70 m. de arcillas y margas de colores abigarrados con cuarzós bipiramidados e intercalaciones de yesos, siendo éstos más abundantes en la zona inferior de la formación. De ella se han tomado 10 muestras de muro a techo, que han sido denominadas desde la M-1 a la M-10.

#### SERIE DE VIÑON

En la figura 29 se indica la situación geográfica de esta serie. En la tabla IV se muestran sus coordenadas geográficas. Comprende unos 100

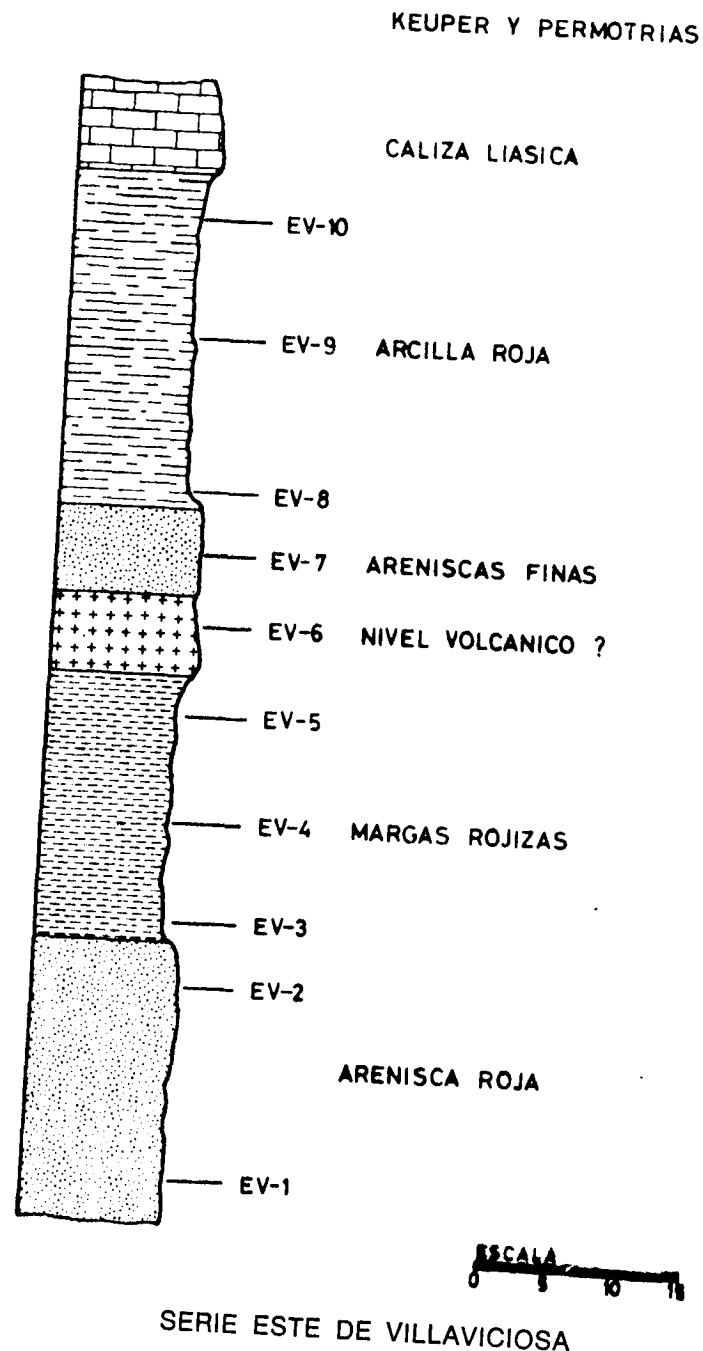


Fig. 33

metros de materiales, constituidos en la zona inferior por un tramo de 36 m. de potencia, formado por una alternancia de pizarras grises y calizas, del cual se han tomado las muestras V-1, V-2, V-3, V-4 y V-5 a 96 m., 92 m., 75 m., 72 m., y 65 m., respectivamente, del límite superior de la formación.

Inmediatamente encima de este tramo se encuentra una capa de rocas volcánicas que lo separan de un nivel de arcillas rojas con 22 m. aproximadamente de potencia, del que se han recogido las muestras V-6, V-7 y V-8 a 52 m., 39 m. y 36 m. del límite superior de la formación, respectivamente.

Por último, el conjunto anterior es coronado por 32 m. de areniscas más o menos arcillosas, de las que se han tomado las muestras V-9, V-10, V-11 y V-12 a 27 m., 9 m., 5 m. y 1 m. respectivamente, del límite superior.

En la figura 34 se expone la columna litológica de estos materiales, así como la situación de las muestras dentro de ella.

La asimilación cronológica de estos materiales es dudosa, por lo que han sido denominados Permotriásicos.

### 2.1.2 EL TRIASICO DE LA CORDILLERA IBERICA

La Cordillera Ibérica constituye, indudablemente, el conjunto geológico, en el que el Triásico alcanza mayor desarrollo y al mismo tiempo se encuentra mejor representado, de toda la Península Ibérica.

El sistema se suele presentar completo, en facies germánica, con su clásica separación en tres pisos, siendo muy pocos los lugares en donde aparecen estos pisos agrupados y bajo la denominación única de Triás.

El Buntsandstein está constituido por una serie detrítica en la que casi siempre pueden distinguirse dos unidades. Los conglomerados basales de carácter brechoide con un gran porcentaje de matriz rojiza, con mala clasificación y litología variable y la serie superior de conglomerados y areniscas con intercalaciones arcillosas en el techo, donde llegan a individualizarse. La separación entre ambos conjuntos está lejos de ser una isocrona, aproximándose a grandes rasgos a una superficie transgresiva.

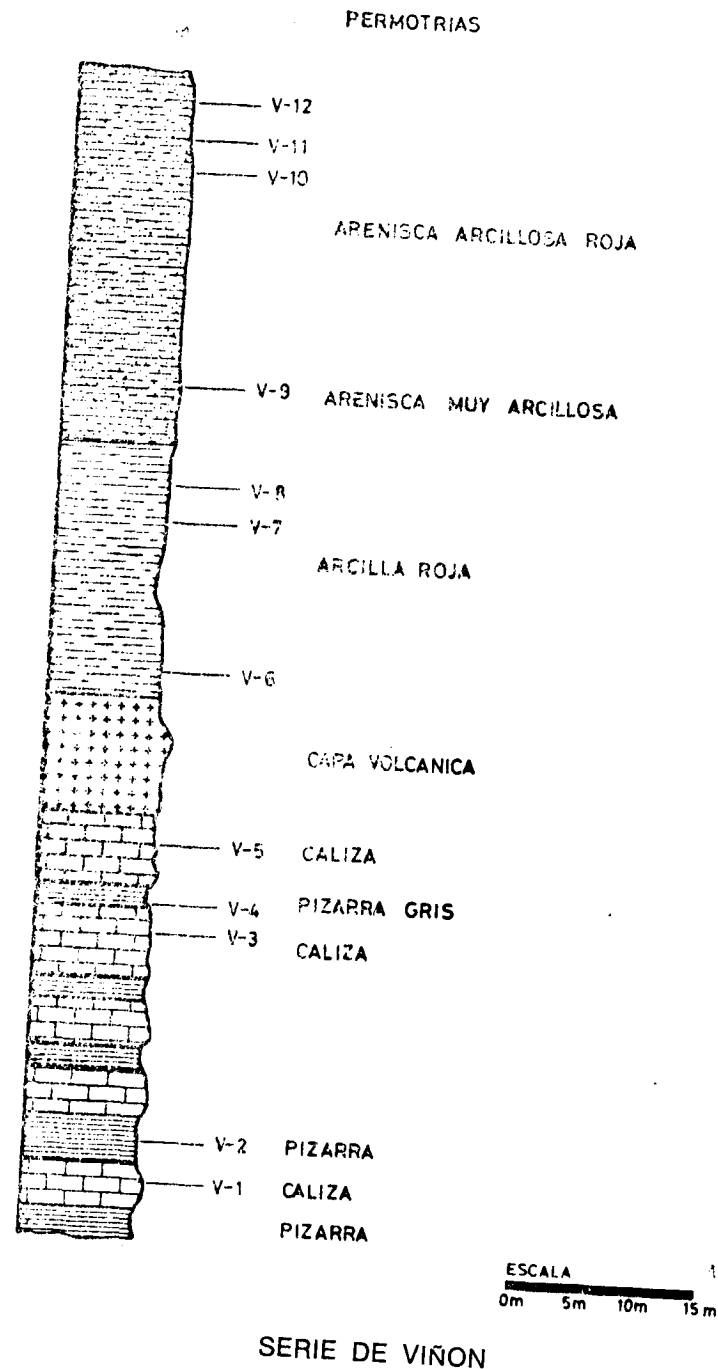


Fig. 34

La potencia del Buntsandstein es muy variable según los puntos, aunque en general se observa una disminución de la potencia hacia el W. VILLENA (Tes. doc. ined.) estima que la potencia oscila entre 60 y 420 m.

El Muschelkalk aparece bastante bien desarrollado, con frecuentes variaciones laterales de facies y espesores. Las series son abundantes a pesar de que accidentes tectónicos rompen frecuentemente su continuidad.

VILLENA (Tes. doc. ined.) diferencia dos tramos, uno inferior, constituido por margas y arcillas de tonos rojos y verdes que en la zona superior pasan a dolomias masivas o cavernosas y a dolomias bien estratificadas; y otro superior constituido por dolomias tableadas, calizas y dolomias arcillosas y margas azuladas o blanquecinas como término más alto.

La potencia, como ya se dijo anteriormente, es muy variable, oscilando entre los 110 a 150 m., como ocurre en la zona de Molina de Aragón y 10 a 20 m. como ocurre en zonas más al W.

El Keuper está constituido por su facies típica de arcillas y margas abigarradas vivamente coloreadas, con yesos rojos, a veces fibrosos o masivos, jacintos de Compostela y sales.

Su potencia es en ocasiones considerable, llegando incluso a los 250 m., aunque frecuentemente se encuentra adelgazado, dada su plasticidad, por influencias tectónicas. Al igual que en los dos pisos anteriores, su potencia disminuye hacia el W.

SERIE DE PUERTO DE HORNA

Esta serie ha sido tomada en un perfil que se extiende desde el pueblo de Torralba al Puerto de Horna. Las coordenadas geográficas de este último punto son: 1° 08' 50" E. y 41° 08' 00" N.

La potencia de la serie es en este punto de 223 m., de los cuales los 8 metros inferiores corresponden al Muschelkalk y los restantes al Keuper. En la figura 35 se indica la situación geográfica de la serie. En la figura 36 se muestra la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas, dentro de ella. La secuencia de materiales según CATALA y SANCHEZ DE LA TORRE (1968), es la siguiente:

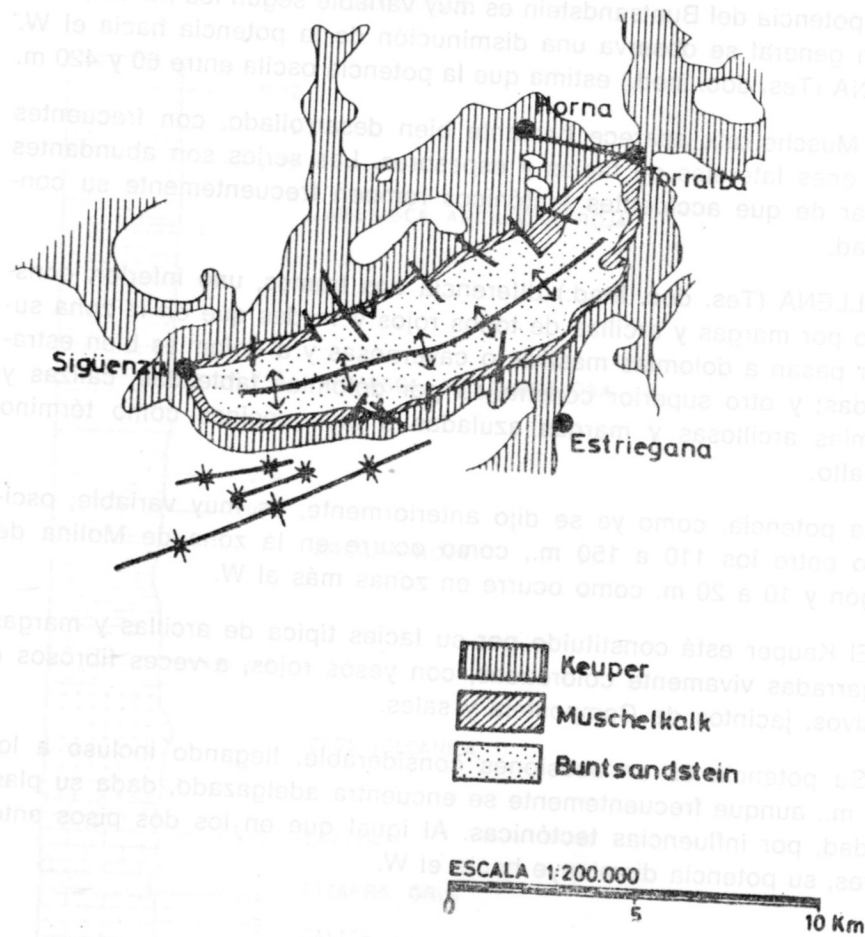


Fig. 35

**Muschelkalk**

- Muestra PH-1.—Calizas acintadas, margosas. Nivel de 0,15 a 0,20 m. de potencia.
- Muestra PH-2.—Pizarras margosas, verdoso-amarillentas, muy fisibles. Nivel de 1,40 m. de potencia.
- Muestra PH-3.—Calizas margosas dolomíticas, pardo amarillentas, compactas y algo brechoides. Nivel de 0,10 m. de potencia.
- Muestra PH-4.—Pizarras margosas muy fisibles de color gris. 1,50 m. de potencia.

**Keuper**

- Muestra PH-5.—Pizarras margosas abigarradas. Nivel de 1,50 m. de potencia.
- Muestra PH-6.—Margas pizarrosas acintadas con tramos verdosos y rojo vinosos. Nivel de 5,50 m. de potencia.
- Muestra PH-7.—Calizas margosas. Nivel de 0,20 m. de potencia.
- Muestra PH-8.—Margas rojovinosas, ligeramente pizarrosas. Nivel de 6 m. de potencia.
- Muestra PH-9.—Margas vinosas con intercalaciones de yesos. Nivel de 1,20 m. de potencia.
- Muestra PH-10.—Margas algo pizarrosas, abigarradas, de color verde grisáceo y vinosas. Nivel de 4,5 m. de potencia.
- Muestra PH-11.—Yesos acintados con delgados niveles dolomíticos. Nivel de 0,90 m. de potencia.
- Muestra PH-12.—Margas abigarradas y vinosas, pizarras con disyunción en pequeñas escamas. Aparecen niveles muy delgados de yesos verdosos. Nivel de 22 m. de potencia.
- Muestra PH-13.—Yesos y margas rojas, abundantes yesos estratificados. Nivel de 25 m. de potencia.
- Muestra PH-14.—Margas rojo vinosas, abigarradas con niveles verdosos y delgadas capas de dolomias. Nivel de Mioforias 8 m. de potencia.
- Muestra PH-15.—Margas abigarradas con yesos en letejones sin dar niveles masivos. Nivel de 6 m. de potencia.
- Muestra PH-16.—Yesos con margas intercaladas. Nivel de 15 m. de potencia.
- Muestra PH-17.—Nivel de 55 m. de potencia de margas abigarradas. Dentro de él se han tomado ocho muestras cuya localización aparece en la figura 36.
- Techo de la formación.—Calizas compactas del Retiense.

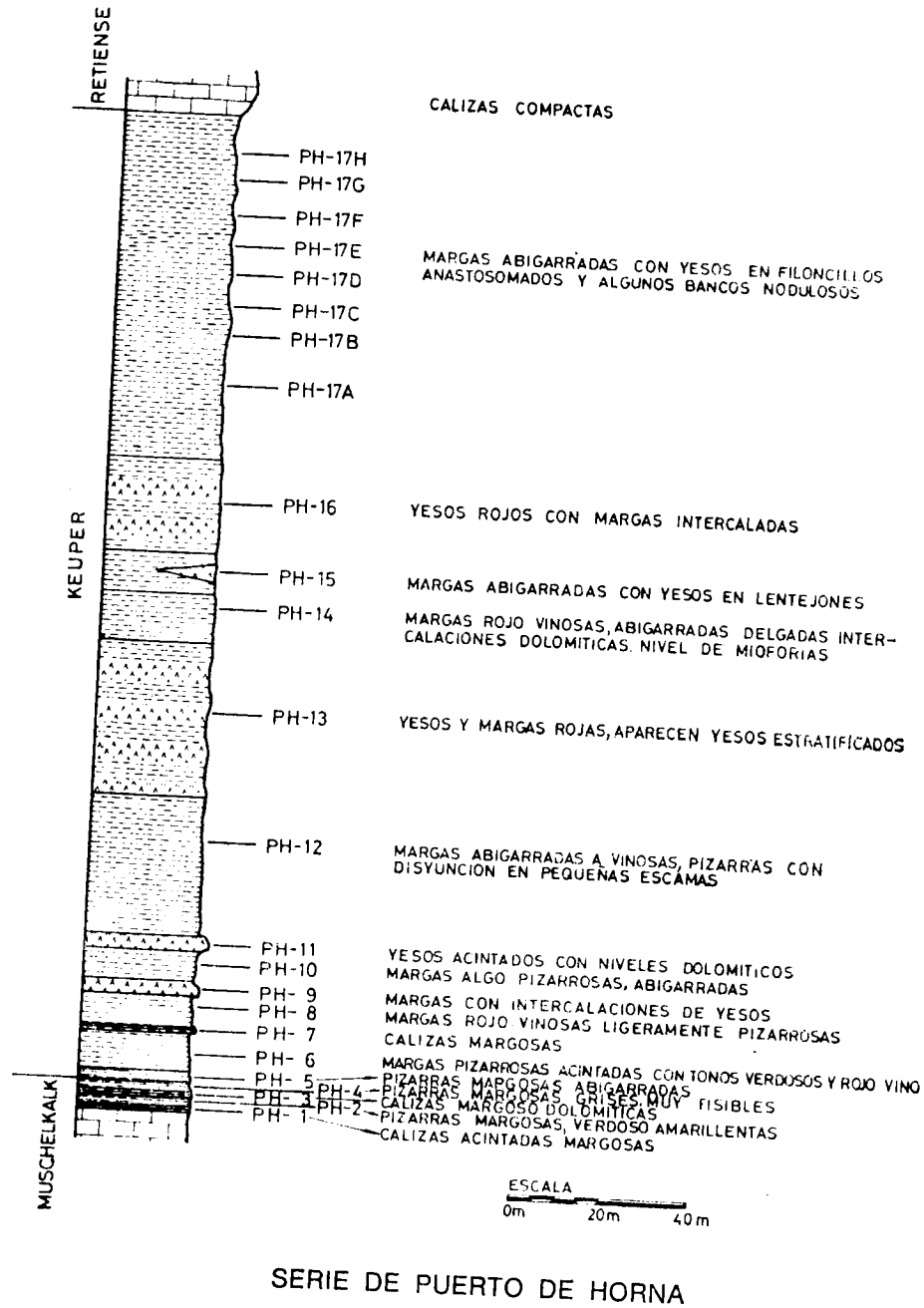


Fig. 36

2.1.3. EL TRIASICO DE LA ZONA PREBETICA

Los afloramientos triásicos de la zona Prebética son los más septentrionales de las cordilleras Béticas. La existencia en esta zona de los tres pisos triásicos ha sido muy discutida, tanto a favor de su existencia como en contra. (MALLADA, 1883; FALLOT, 1934 y 1948). No obstante, y después de los recientes estudios de SANCHEZ CELA (1971) y LOPEZ GARRIDO (1971), la existencia de los tres pisos ha quedado suficientemente demostrada.

El Buntsandstein está constituido por un conglomerado basal con cantos silíceos y angulares, cementados por material calcáreo, con intercalaciones de areniscas rojas. Su potencia oscila entre 90 y 210 m., decreciendo ésta hacia el W.

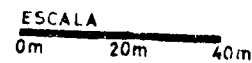
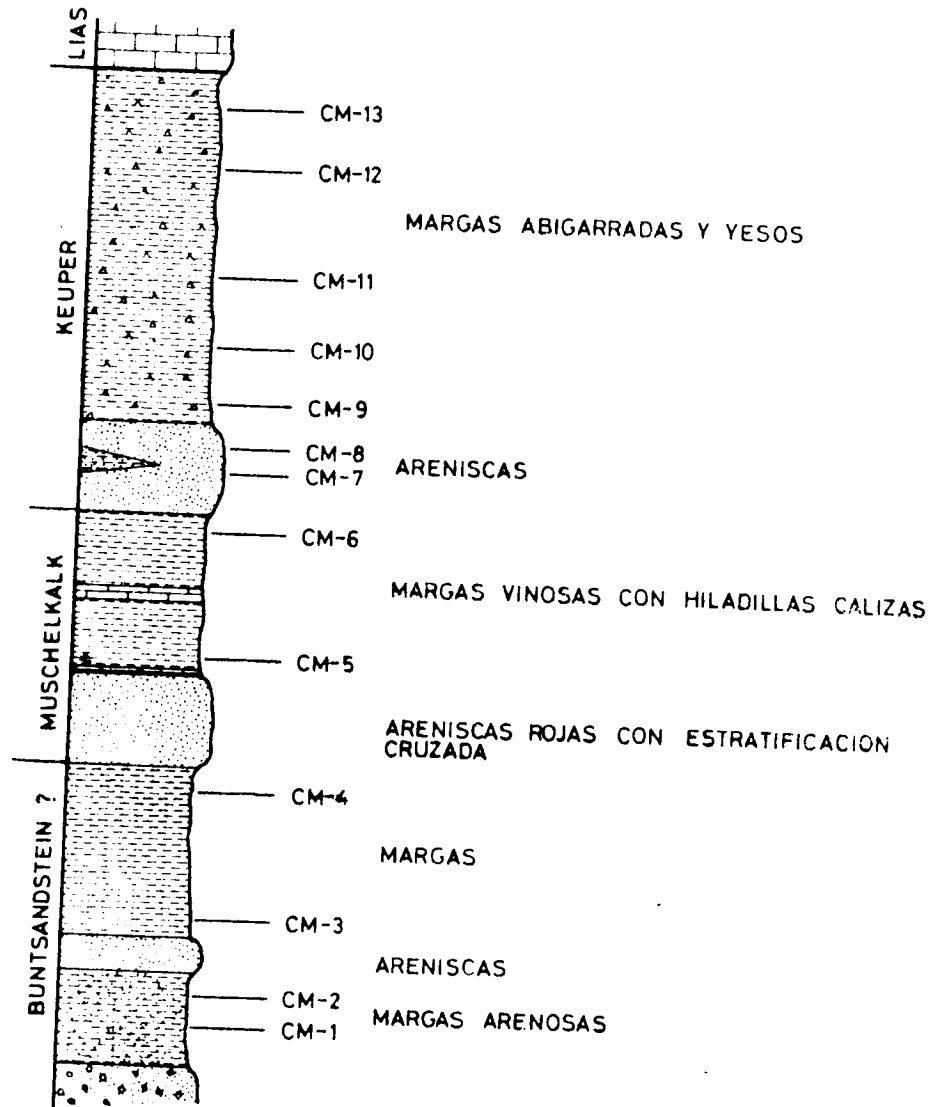
El Muschelkalk es el único piso que ha podido ser datado con criterios paleontológicos, está constituido por calizas dolomíticas con intercalaciones de margas irisadas e incluso arenas compactas. Su potencia es muy variable según los puntos, oscilando entre 70 y 130 m.

El Keuper está constituido por margas y arcillas rojizas en las que existen frecuentes intercalaciones de yesos y arenas rojas. La potencia de este piso oscila entre los 60 y 120 m.

SERIE DE CERRO MORTERO

Está constituida por, aproximadamente, 200 m. de materiales fundamentalmente detríticos, dentro de los cuales es posible diferenciar tres tramos, los dos inferiores asimilables al Buntsandstein y al Muschelkalk y el superior claramente asimilable al Keuper.

En la tabla V se indican las coordenadas geográficas de la serie y en la figura 37 se expone la columna litológica con la situación de las muestras recogidas. En la figura 38 se muestra la situación geográfica de la serie.



SERIE DE CERRO MORTERO

Fig. 37

TABLA V  
LONGITUD Y LATITUD DE LAS SERIES TRIASICAS ESTUDIADAS  
EN LA ZONA PREBETICA

SERIE	LONGITUD E	LATITUD N	PISO
Cerro Mortero ... ..	0°10'10"	38°11'45"	Bunts-Muschl-Keuper.
Chiclana de Segura ...	0°38'40"	38°18'40"	Triás indeterminado.
Hornos ... ..	0°58'00"	38°13'00"	Muschelkalk-Keuper.

**Buntsandstein**

Muestra CM-1.—Margas arenosas de color rojo. Nivel de 20 m. de potencia.

Muestra CM-2.—Pertenece al mismo nivel anterior. Tomada a 8 m. por encima de la anterior.

Muestra CM-3.—Margas rojas. Nivel de 34 m. de potencia.

Muestra CM-4.—Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Tomada a 25 m. por encima de la anterior.

**Muschelkalk**

Muestra CM-6.—Nivel de margas vinosas con calizas intercaladas. Con una potencia aproximada de 38 m.

Muestra CM-6.—Pertenece al mismo nivel que la muestra anterior. Muestra tomada a 22 m. por encima de la anterior.

**Keuper**

Muestra CM-7.—Nivel de areniscas rojas con intercalaciones margoso areniscosas. Nivel de 21 m. de potencia.

Muestra CM-8.—Pertenece al nivel anterior. Tomada a 4 m. por encima de la anterior.

Muestra CM-9.—Nivel de margas abigarradas, con intercalaciones de yesos rojos y verdes. Nivel de 69 m. de potencia.

- Muestra CM-10.—Idem. Tomada a 9 m. por encima de la anterior.
- Muestra CM-11.—Idem. Tomada a 25 m. por encima de la CM-9.
- Muestra CM-12.—Idem. Tomada a 46 m. por encima de la CM-9.
- Muestra CM-13.—Idem. Tomada a 59 m. por encima de la CM-9.

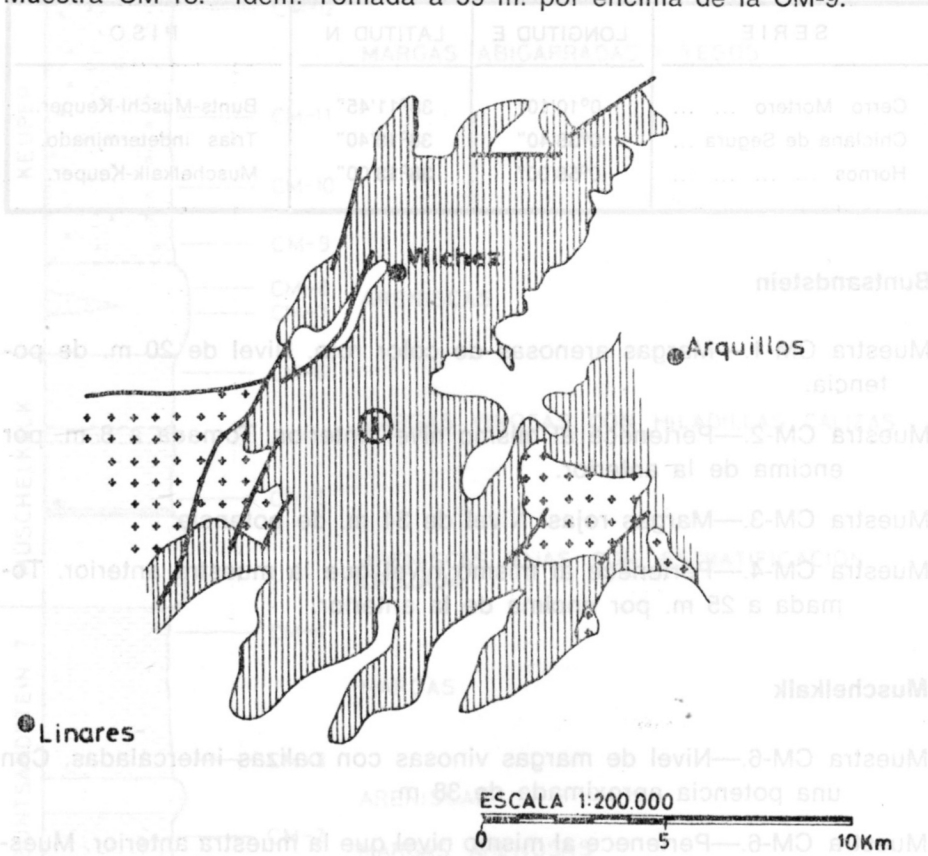


Fig. 38

SERIE DE CHICLANA DE SEGURA

La serie fue descrita por LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ ESTELLA (1970) y posteriormente por LOPEZ-GARRIDO (1971). Las muestras fueron recogidas a SW. del pueblo de Chiclana de Segura y en la ladera S. de la loma del mismo nombre. En la tabla V se indican las coordenadas geográficas de la serie así como en la figura 39 se muestra su situación

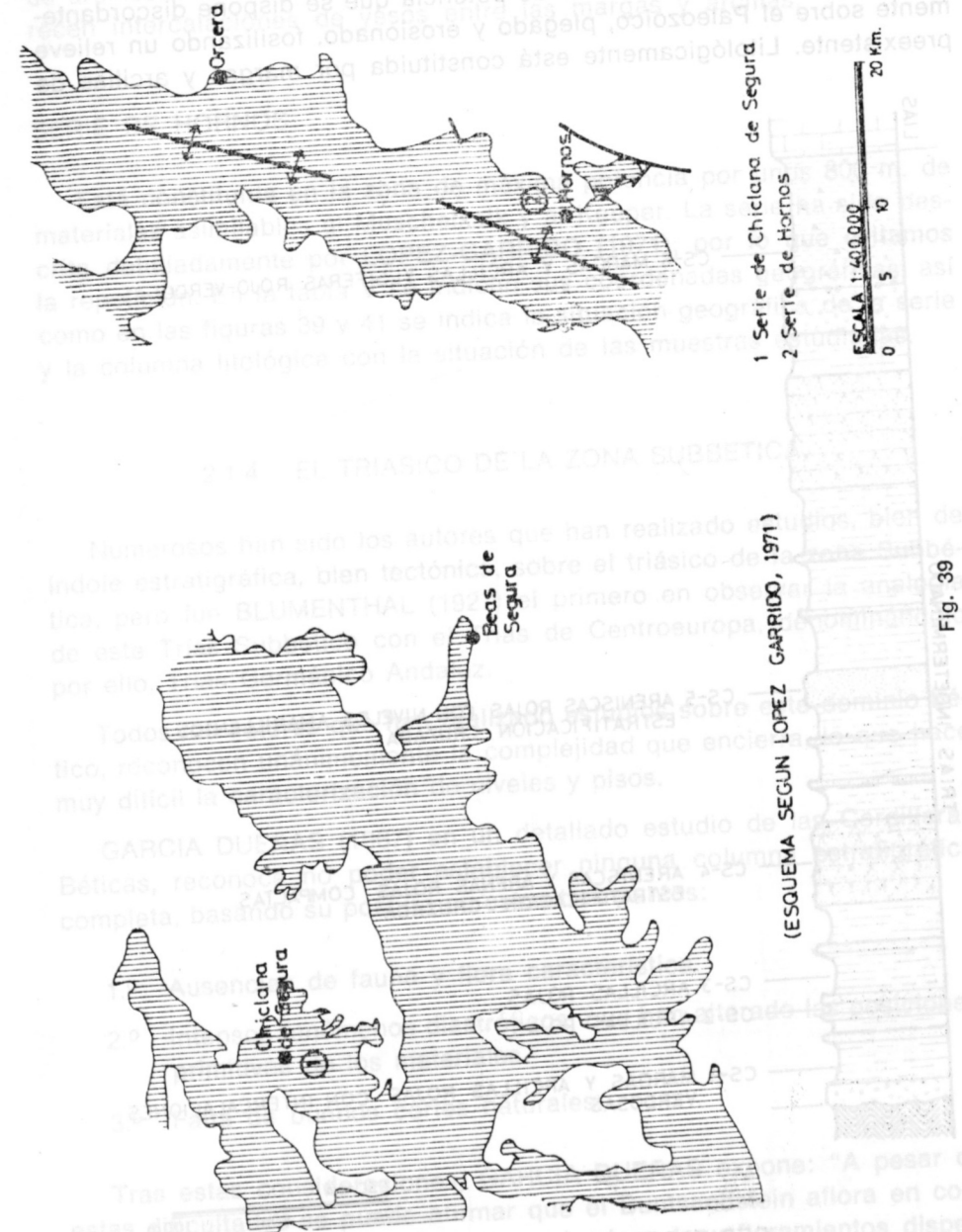
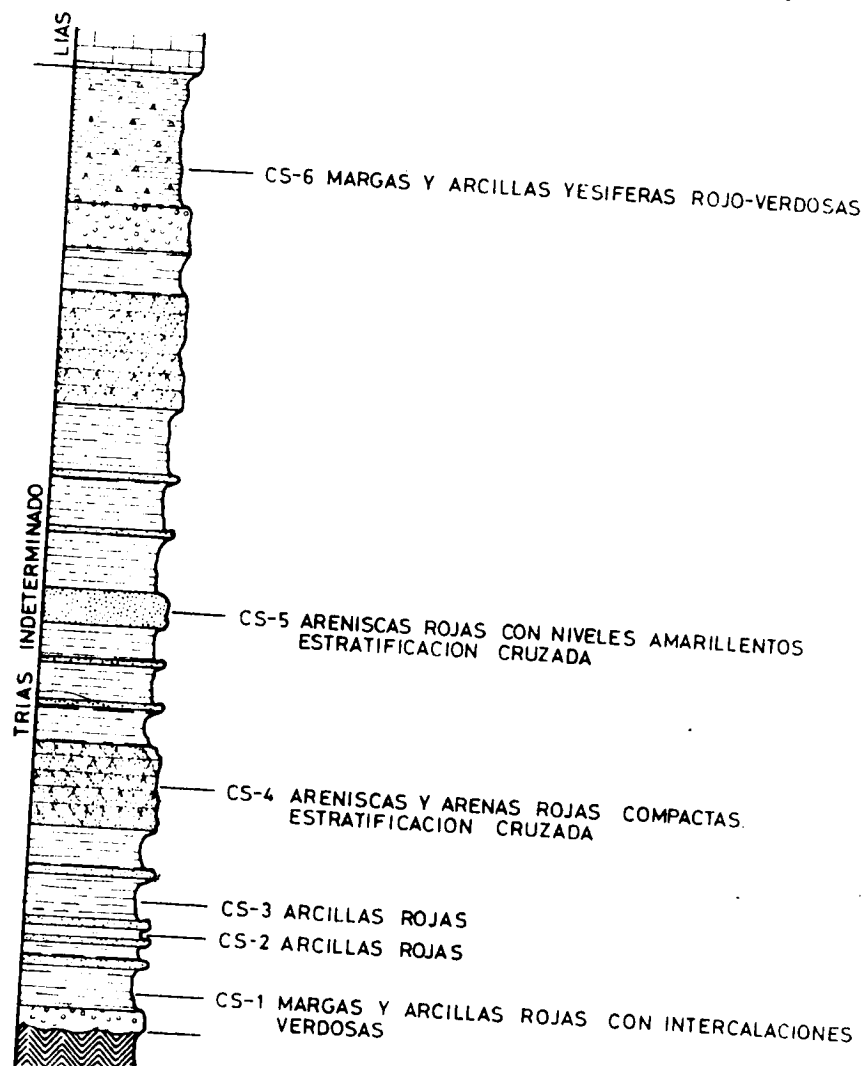


Fig. 39

geográfica. En la figura 40 aparece la columna litológica con la situación de las muestras. Tal como indican los autores precedentes, se trata de una serie de unos 500 m. de potencia que se dispone discordantemente sobre el Paleozoico, plegado y erosionado, fosilizando un relieve preexistente. Litológicamente está constituida por margas y arcillas de



SERIE DE CHICLANA DE SEGURA

Fig. 40

colores abigarrados con frecuentes, y a veces potentes, intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada. En los niveles superiores aparecen intercalaciones de yesos entre las margas y arcillas.

#### SERIE DE HORNOS

Está constituida en la zona de máxima potencia por unos 800 m. de materiales asimilables al Muschelkalk y al Keuper. La serie ha sido descrita detalladamente por LOPEZ-GARRIDO (1971), por lo que evitamos la repetición. En la tabla V se indican sus coordenadas geográficas, así como en las figuras 39 y 41 se indica la situación geográfica de la serie y la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas.

#### 2.1.4. EL TRIASICO DE LA ZONA SUBBETICA

Numerosos han sido los autores que han realizado estudios, bien de índole estratigráfica, bien tectónica, sobre el triásico de la zona Subbética, pero fue BLUMENTHAL (1927) el primero en observar la analogía de este Triás Subbético con el Trias de Centroeuropa, denominándolo por ello, Triás Germánico Andaluz.

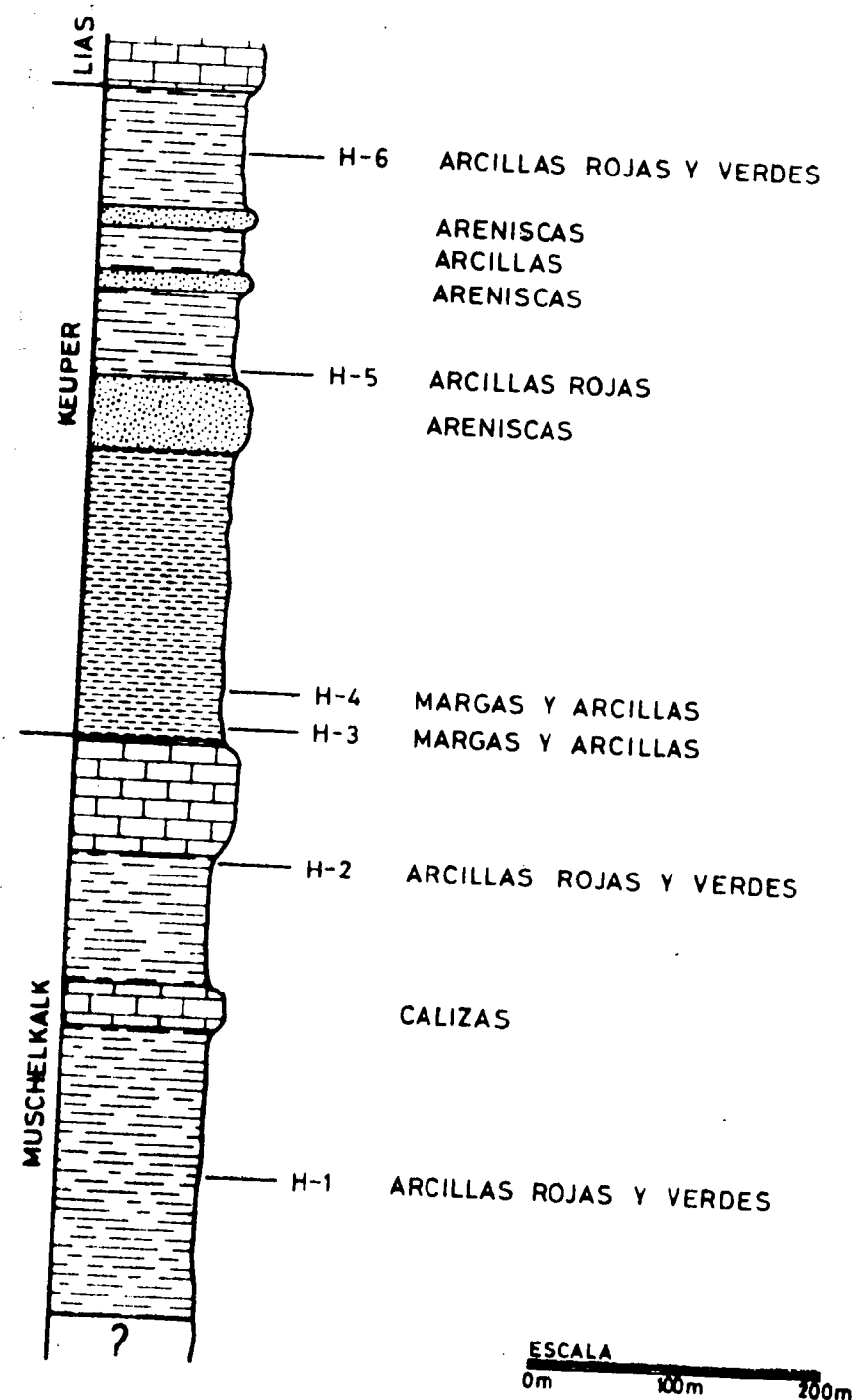
Todos los autores que han realizado estudios sobre este dominio bético, reconocen unánimemente la complejidad que encierra, lo que hace muy difícil la caracterización de niveles y pisos.

GARCIA DUEÑAS (1967) en un detallado estudio de las Cordilleras Béticas, reconoce no poder establecer ninguna columna estratigráfica completa, basando su postura en estos tres puntos:

- 1.º Ausencias de fauna y flora característica.
- 2.º Intensos fenómenos diastróficos, que han alterado las posiciones primitivas de los materiales.
- 3.º Falta de buenos cortes naturales.

Tras estas consideraciones, GARCIA DUEÑAS expone: "A pesar de estas dificultades se puede afirmar que el Buntsandstein aflora en contadas ocasiones. Del Muschelkalk predominan los afloramientos dispersos, y se atribuyen al Keuper la mayor parte de los terrenos triásicos que afloran".





SERIE DE HORNOS

Fig. 41

En líneas generales todos los autores reconocen que el Trias superior se presenta en unos niveles con facies muy característica, constituidos principalmente por unas margas irisadas de colores abigarrados, entre las que se intercalan areniscas y limolitas con colores y tonos similares, siendo también abundantes los cuarzos bipiramidados.

Establecer la potencia del Keuper en esta zona es un problema arduo y de difícil solución, ya que los intensos fenómenos diastróficos que lo han afectado, han producido en unos puntos fuertes laminaciones, dejándolo reducido a pocos metros; y en otros, duplicaciones que le dan potencias incluso superiores a los 2.000 m.

Al mismo tiempo, en la mayoría de los casos las posiciones actuales de los afloramientos no corresponden a los puntos originales de depósito, ya que una gran parte de estos materiales poseen carácter alóctono, generalmente han sido el nivel de lubricación de los materiales superiores que constituyen los mantos de corrimiento de la zona Subbética.

SERIE DE SANTA LUCIA

Pertenece esta serie al gran afloramiento de Trias, que ocupa la zona comprendida entre los pueblos de Cambriel, Huelma, Arbuniel y Carchalejo. En la figura 42 se indica la situación geográfica de la serie. Sus coordenadas geográficas son: 0° 23' 10" E. y 37° 40' 50" N.

En la figura 43 se expone la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas. Las observaciones de campo así como la sucesión de materiales parece indicar que en este punto la serie se encuentra invertida.

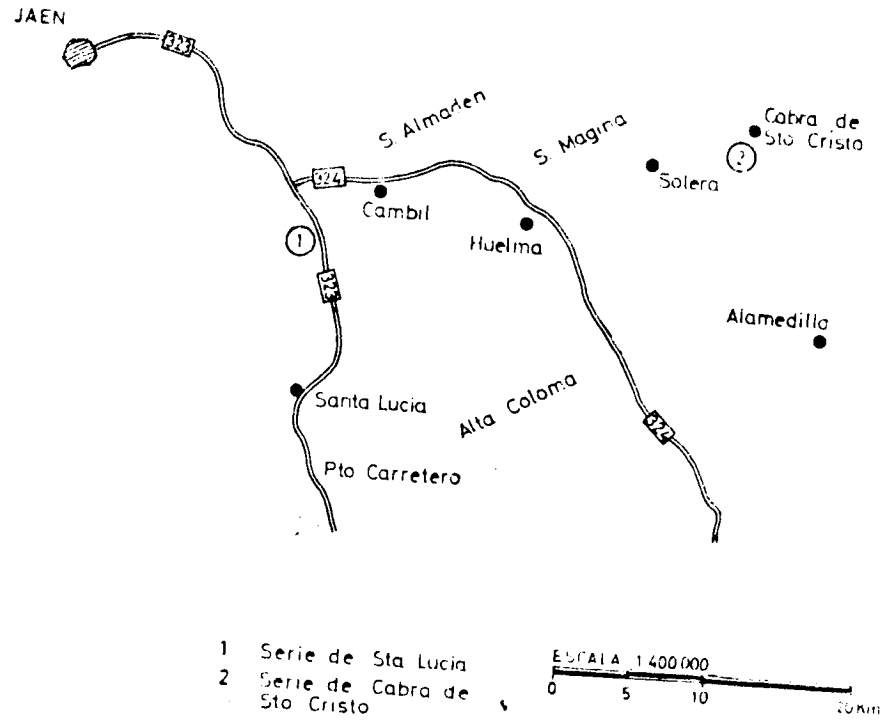
Las muestras estudiadas han sido las siguientes:

Muestra SL-1.—Nivel de 3 m. de potencia de margas amarillo grisáceas, situado encima de un banco de yesos de 4 m. de potencia.

Muestra SL-2.—Nivel de 1 m. de potencia de arcillas muy compactadas y duras de color rojo.

Muestra SL-3.—Nivel de 0,50 m. de potencia similar al de la muestra anterior, situado encima y perfectamente diferenciado.

Por encima de los niveles anteriormente descritos, aparecen 22 m. constituidos por una alternancia de arenas rojas, margas y arcillas abiga-



- 1 Serie de Sta Lucía
- 2 Serie de Cabra de Sto Cristo

Fig. 42

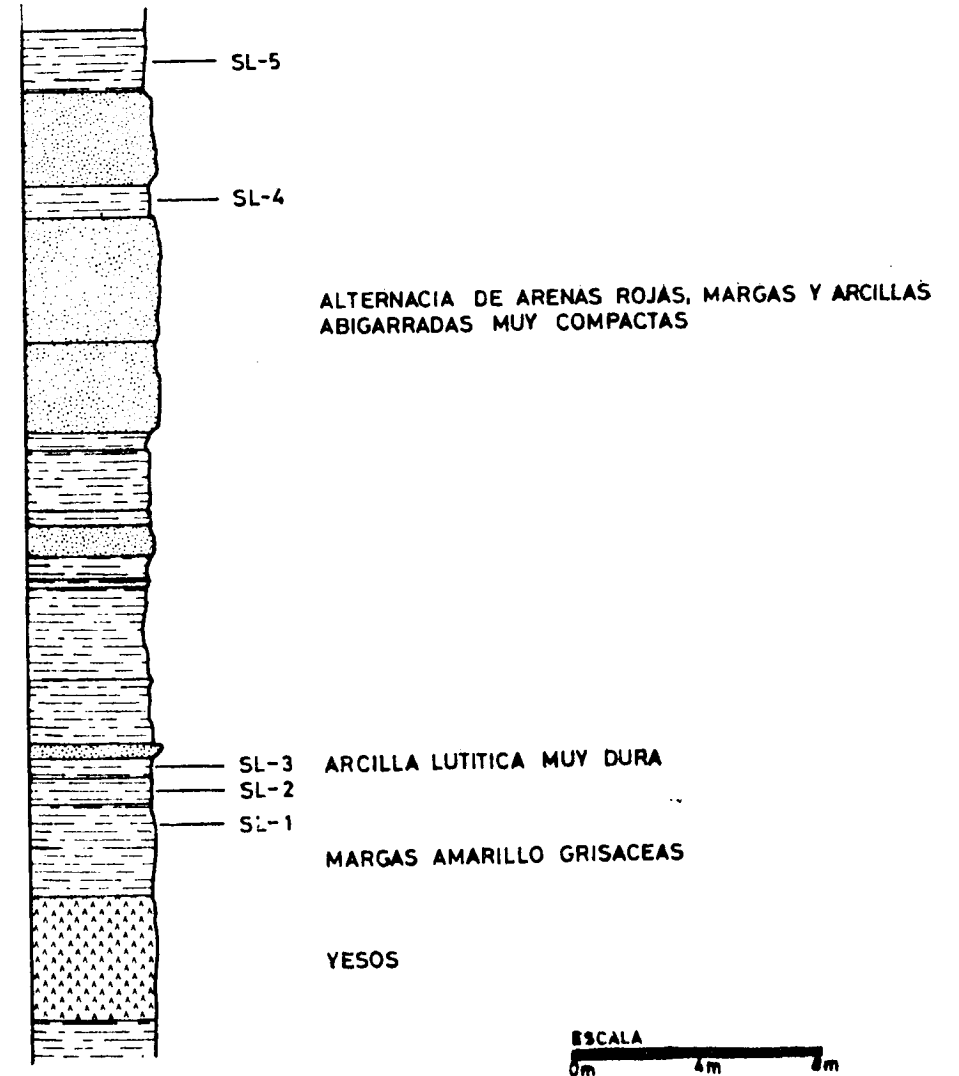
rradas muy compactas. De este tramo se han tomado las siguientes muestras:

Muestra SL-4.—Nivel de 0,5 m. de arcillas rojas compactas.

Muestra SL-5.—Nivel de 2 m. de margas rojas muy compactas.

**SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO**

Pertenece este afloramiento a la gran masa de Trias que aflora al NE. del pueblo de Huelma. Poseen estos materiales un claro carácter alóctono, perteneciendo según GARCIA DUEÑAS (1967) al denominado "Manto de Cambil". En la figura 42 se indica la situación geográfica de esta serie, siendo sus coordenadas: 0° 23' 10" E. y 37° 40' 50" N. En la figura 44 se muestra la columna litológica con la situación de las muestras estudiadas, siendo ésta la siguiente:



ALTERNANCIA DE ARENAS ROJAS, MARGAS Y ARCILLAS ABIGARRADAS MUY COMPACTAS

SL-3 ARCILLA LUTITICA MUY DURA

SL-2

SL-1

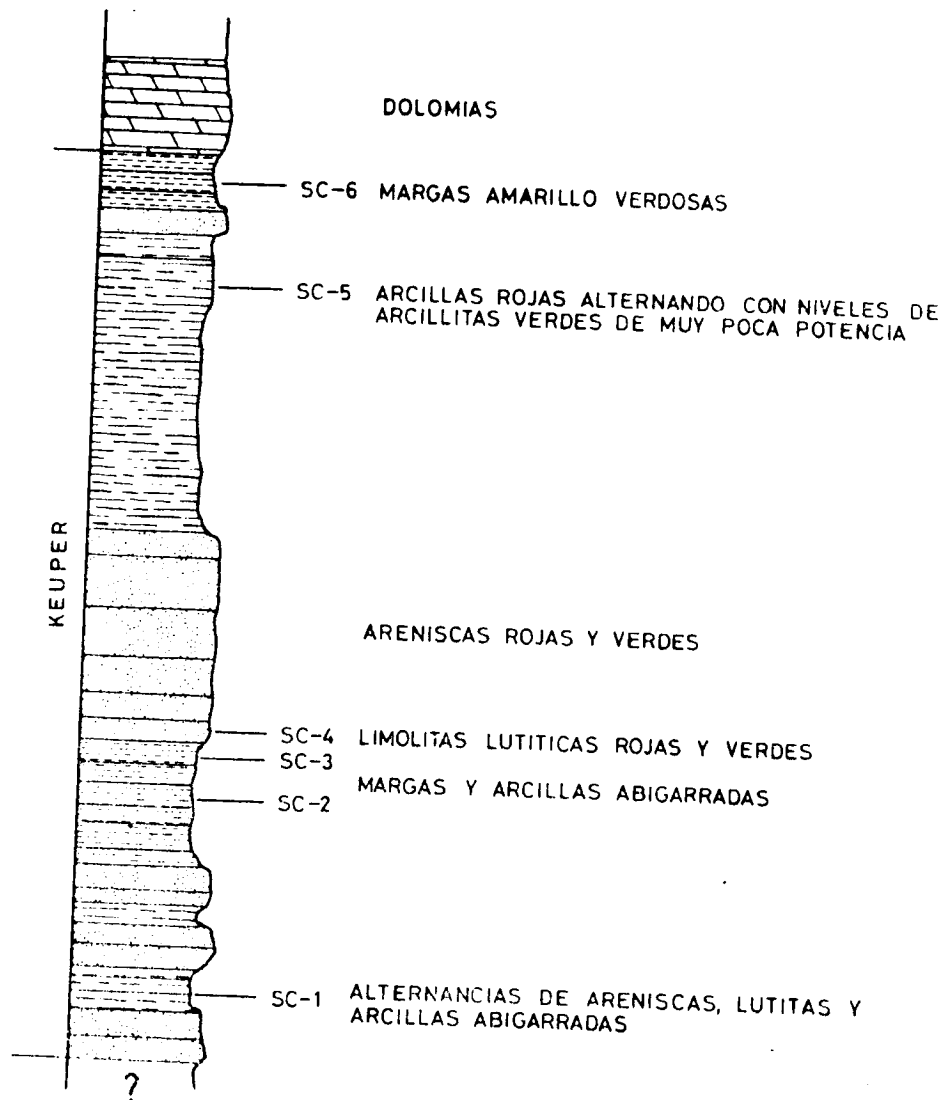
MARGAS AMARILLO GRISACEAS

YESOS

ESCALA  
0m 4m 8m

**SERIE DE SANTA LUCIA**

Fig. 43



SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO

Fig. 44

- Muestras SC-1.—Nivel de 3,50 m. de potencia de arcillas y margas abigarradas, intercalado entre niveles de areniscas.
- Muestra SC-2.—Nivel de 12 m. de potencia compuesto por margas y arcillas abigarradas.
- Muestra SC-3.—Nivel de 12 m. de potencia compuesto por margas y arcillas se encuentra cerca del contacto con el nivel superior constituido por:
- Muestra SC-4.—Nivel de 3,50 m. de potencia de arenas margosas rojas y verdes.
- Muestra SC-5.—Nivel de 24 m. de potencia, constituido por arcillas rojas alternando con delgados niveles de arcillitas de color verde.
- Muestra SC-6.—Nivel de 5 m. de potencia formado por margas amarillo verdosas, situado por debajo del techo de la formación constituido éste por dolomías posiblemente Retienses.

## 2.2. METODOS EXPERIMENTALES

### 2.2.1. TOMA DE MUESTRAS

Durante la recogida de las muestras en el campo, se ha procurado que ésta se realizase en zonas de pendiente acusada, con objeto de evitar las acumulaciones de derrubios de las zonas superiores, que podían impurificar el punto muestral. Al mismo tiempo y con objeto de evitar, en lo posible, las alteraciones de tipo edáfico y de aguas muy superficiales, se procuró recoger las muestras profundizando al menos unos 50 cm. por debajo de la superficie topográfica. En el caso de materiales consolidados, procuramos siempre obtener fracciones de la roca fresca.

### 2.2.2. PREPARACION DE LAS MUESTRAS

Una vez en el laboratorio, todas las muestras fueron secadas por medio de lámparas de infrarrojo, procurando que la temperatura no sobrepasase los 40° C. Una vez desecadas se trituraron groseramente y se pasaron por un tamiz de 2 mm. de diámetro con lo que se eliminaron gran parte de las raíces y restos vegetales que en algunas ocasiones poseían.

De la muestra así tratada, se tomaron 50 gr., a los que se le añadieron 1.000 cc. de agua destilada. Se agitó mecánicamente durante 15 minutos y se dejó reposar hasta el total depósito del material sólido. Posteriormente, y por decantación, se eliminó el líquido sobrenadante, el cual arrastró a los restos vegetales que pasaron por el tamiz de 2 mm.

### 2.2.3. ELIMINACION DE CARBONATOS

En aquellas muestras en las que existían carbonatos, previamente determinados con el calcímetro de Bernard, se procedió a una eliminación con el objeto de que no impidieran una buena dispersión de las partículas tamaño arcilla.

La eliminación de los carbonatos se realizó según el método propuesto por BREWER (1964), con CIH. 2N. lavando posteriormente con agua destilada y filtrando con bujías Chamberlain L-3.

### 2.2.4. ELIMINACION DE MATERIA ORGANICA

En aquellas muestras en las que por su color era previsible la presencia de materia orgánica, se procedió a la eliminación de la misma de la siguiente manera:

Se toman 50 gr. de muestra, libres de carbonatos si los poseían, se colocan en un vaso de litro y se agregan 50 cc. de agua destilada, calentando en baño maría. Se añade agua oxigenada al 6 por 100, a intervalos de 10-15 minutos, en fracciones de 20 cc. las dos primeras veces, y las restantes en fracciones de 10cc. hasta un total de 100 cc., dejando finalmente evaporar a sequedad.

### 2.2.5. EXTRACCION DE LA FRACCION FINA

Se tomaron 50 gr. de muestra, a la que previamente se le había eliminado la materia orgánica y los carbonatos si los poseían, se introdujeron en un vaso agregándoseles 1.000 cc. de agua destilada y 20 cc. de solución al 1 por 100 de "Calgon" (preparado industrial a base de polimetafosfato); este último producto fue empleado como agente dispersante.

A continuación se agitó mecánicamente durante 20 minutos y se dejó reposar durante 8 horas a 20° C, con lo que todas las partículas de tamaño superior a 2 micras, se encontrarían bien sedimentadas o bien por debajo de los 10 cm. superiores, procediendo posteriormente a la extracción hasta una profundidad de 10 cm. con ayuda de un sifón. Esta operación se repitió varias veces, hasta la total extracción de la fracción arcilla.

### 2.2.6. HOMOGENEIZACION DEL COMPLEJO DE CAMBIO

La fracción arcilla, una vez extraída, fue tratada con un exceso de solución 2N de  $Cl_2 M_g$ , con objeto de homogeneizar el catión de cambio.

El exceso de  $Cl_2 M_g$  fue eliminado por lavados sucesivos con agua destilada, filtrando con bujías Chamberlain del tipo L-3.

### 2.2.7. ESTUDIO POR DIFRACCION DE RAYOS X

Se realizaron estudios por esta técnica sobre preparados de polvo y sobre agregados orientados (A-O). En estos últimos se obtuvieron diagramas sobre muestras naturales, solvatadas con etilenglicol, calentadas a 550° C. y tratadas con solución ácida. A continuación se detallan cada una de estas operaciones.

#### Obtención de diagramas de polvo

Se tomó una parte alicuota de la fracción arcilla homiónica y se procedió a molerla hasta que toda ella pasó por un tamiz número 270 de la serie A.S.T.M. A continuación se procedió a rellenar una rendija de 1 x 2 cm. de un portamuestras metálico, ayudándonos de una espátula y un vidrio, aplastando el polvo hasta dejar completamente lisa la superficie que se había de exponer al haz de rayos X.

El rodaje se comenzó a 2° y se finalizó a 70°. La velocidad de barrido del goniómetro fue en principio de dos grados por minuto, variándose posteriormente a 1° e incluso a 1/2° si se consideraba necesario para una mayor seguridad en las determinaciones mineralógicas. En todos los casos la radiación empleada fue de Cu K $\alpha$ .

#### Obtención de diagramas de agregado orientado sin tratamiento previo

Con una fracción alicuota de la arcilla homiónica se preparó una suspensión al 1. por 100 de la muestra natural en agua destilada. Esta suspensión se depositó en unos anillos de plástico pegados sobre portamuestras de cristal, desecando posteriormente en estufa a 35° C. De esta manera se prepararon cuatro agregados orientados sin ningún tratamiento previo (A.O.N.).

De esos cuatro agregados orientados se tomó uno de ellos y se obtuvo su diagrama de difracción, rodándolo desde 2° a 60°, a una velocidad de barrido de 2° por minuto.

#### Obtención de diagramas de agregados orientados solvatados con etilenglicol

Uno de los agregados orientados obtenidos sin un tratamiento pre-

vio se saturó con etilenglicol (A. O. E. G.), siguiendo la técnica indicada por BRUNTON (1955).

La muestra se introduce durante 24 horas en una atmósfera saturada de etilenglicol, para lo cual se coloca en una caja Petri en la que hay una cápsula con algunas gotas de etilenglicol. Esta caja se introduce en una estufa a 60° C. con objeto de conseguir la atmósfera saturada de etilenglicol adecuada. Una vez solventada la muestra se procede a obtener su diagrama de difracción de rayos X.

#### Obtención de diagramas de agregados orientados calentados a 550° C

Un tercer agregado orientado de los obtenidos se calentó en un horno a 550° C. durante dos horas, obteniéndose inmediatamente su diagrama de difracción con objeto de evitar posibles rehidrataciones.

#### Obtención de diagramas de agregados orientados tratados con solución ácida

En aquellas muestras en las que existía clorita, se procedió a realizarles un ataque ácido con objeto de poder determinar la presencia de caolinita. Para ello se procedió de acuerdo con el método propuesto por MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961), tratando la muestra con SO<sub>2</sub>H<sub>2</sub> al 20 por 100, en proporción adecuada (0,5 gr. de muestra y 30 cc. de SO<sub>2</sub>H<sub>2</sub> al 20 por 100). La muestra se lavó posteriormente por filtrado, usando para ello filtros Millipore, hasta la total ausencia de sulfatos, y no por centrifugación como indican estos autores. Con la muestra atacada se procedió a preparar un agregado orientado tal como se ha expuesto anteriormente, obteniendo a continuación su diagrama de difracción de rayos X.

#### Estimación semicuantitativa de fases minerales

Uno de los problemas de más difícil solución que plantea el estudio mineralógico por difracción de rayos X de los minerales de la arcilla, es el análisis cuantitativo de las fases minerales que integran una muestra natural.

Los factores que afectan las intensidades de las reflexiones son numerosos: naturaleza del catión de cambio, sustituciones isomórficas, grado de orientación, grado de cristalinidad, etc. Todos estos factores

determinan que la estimación cuantitativa sea difícil de realizar y en algunos casos imposible, por ello los resultados obtenidos deben considerarse como una estimación semicuantitativa. MARTIN POZAS (1968) realiza un detallado estudio de los factores que afectan a las intensidades de los filosilicatos de la arcilla y determina el "poder reflectante" de varios de ellos, referidos a la línea (001) del la caolinita, a la que le asigna el valor de 1. De tal manera que cuando un mineral posea poder reflectante X para su línea (001), quiere esto decir que reflejará X veces más que la caolinita.

En la tabla VI se muestran los poderes reflectantes de algunos minerales de la arcilla. Estos datos han sido tomados de la bibliografía salvo el del interestratificado regular (14<sub>c</sub>—14<sub>m</sub>) que ha sido determinado por nosotros, preparando muestras con caolinita y calculando la relación entre las intensidades de las reflexiones (001) de la caolinita y la (002) del interestratificado, después de solvatado con etilenglicol. Se ha tomado la reflexión (002) solvatada con objeto de evitar las interferencias con la línea (001) de la clorita.

TABLA VI

PODERES REFLECTANTES DE ALGUNOS MINERALES DE LA ARCILLA EN AGREGADOS ORIENTADOS

Mineral	Poder reflectante	Autor
Caolinita	1 (001)	Martín Pozas (1968).
Illita	0,5 (001)	Martín Pozas (1968).
Clorita	0,6 (001)	Martín Pozas (1968).
Montmerillonita	2 (001 E. G.)	Martín Pozas (1968).
Vermiculita	2,9 (001)	Martín Pozas (1968).
Sepiolita	1,1 (110)	Dorronsorro (1969).
Talco	2 (001)	Galán Huertos (1972).
(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	0,2 (002 E. G.)	Caballero (1972).

Una vez conocidos los poderes reflectantes de cada uno de los minerales que integran la muestra, la estimación semicuantitativa se realizó dividiendo la intensidad de las líneas escogidas por su poder reflectante, refiriendo la suma de todos estos cocientes a 100 y recalculando cada uno de los cocientes. Es decir aplicando la siguiente ecuación:

$$P_x \% = \frac{I_x / P_x \cdot 100}{I_a / P_a + I_b / P_b + \dots + I_n / P_n}$$

en la que:

- P<sub>x</sub>% = tanto por ciento del mineral x.
- I<sub>x</sub> = intensidad de la reflexión (001) mineral x.
- P<sub>x</sub> = poder reflectante del mineral x para la línea (001).
- I<sub>n</sub> = intensidad del mineral n.
- P<sub>n</sub> = poder reflectante del mineral n. para la línea (001).

Nosotros hemos tomado como intensidad de las reflexiones las alturas de ellas, ya que en la mayoría de los casos los picos obtenidos están compuestos por reflexiones vecinas de especies minerales diferentes y la medida del área correspondiente a cada uno de ellas es muy difícil.

### 2.2.8. ESTUDIO POR A. T. D.

Las muestras fueron analizadas en un equipo Deltatherm, modelo D-2.000, de la firma Technical Equipment Corp.

Se utilizó portamuestras de inconel, termopares de cromel-alumel y una velocidad de calentamiento de 10° C/minuto. Todas las experiencias fueron realizadas bajo atmósfera natural. Las muestra antes de su empaquetamiento en el pocillo portamuestras fueron diluidas al 50 por 100 con alúmina calcinada. El tamaño de partícula utilizado fue el obtenido al hacer pasar las muestras por un tamiz número 270 de la serie A. S. T. M.

### 2.2.9. ESTUDIO POR MICROSCOPIA ELECTRONICA

Las muestras para estudio por microscopia electrónica fueron dispersadas por ultrasonido y posteriormente, una vez preparadas en los portamuestras, se observaron con un microscopio electrónico modelo M-300 de la casa Philips.

**III**

**RESULTADOS EXPERIMENTALES**

### 3.1. EL TRIASICO DE LA CUENCA ASTURIANA. RESULTADOS EXPERIMENTALES

#### 3.1.1. SERIE DE AMBAS. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla VII se recogen los valores en Å de las líneas de difracción más características de cada uno de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra A-1.—La composición mineralógica de esta muestra es la siguiente: clorita en el 66 por 100, illita en el 26 por 100 y talco en el 8 por 100.

La clorita presenta líneas de difracción muy netas y bastante simétricas, aunque frente a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento su espaciado a 14,1 Å, varía ligeramente, lo que indica se trata de una clorita lábil. La línea que aparece en torno a los 9,9 Å es compuesta y en ella es posible apreciar los picos 9,4 Å y 9,9 Å correspondientes al talco y a la illita.

Muestra A-2.—Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado del tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en un 80 por 100 e illita en un 20 por 100.

El interestratificado es bastante irregular como puede apreciarse por los valores de su línea de difracción (002). Prácticamente puede considerarse como una clorita con algunas capas de montmorillonita.

La illita presenta unas líneas de difracción bastante anchas que se abren hacia la región de los menores ángulos con el tratamiento con etilenglicol y hacia los mayores ángulos con el tratamiento por calentamiento lo que indica se trata de illita abierta.

Muestra A-3.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 74 por 100 e illita en un 26 por 100.



TABLA VII  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE AMBAS (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
A-1	14,1	14,4	13,5	—	Clorita Ilita Talco	66
	9,9	9,9	9,9	9,9		26
	9,4	9,4	9,3	9,3		8
A-2	14,1	14,6	13,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) Ilita	80
	9,9	9,8	9,8	9,9		20
A-3	14,1	14,7	13,8	—	Clorita Ilita	74
	9,9	10,0	9,9	9,9		26
A-4	14,1	14,2	13,7	—	Clorita Ilita	68
	9,9	9,9	9,9	9,9		32
A-5	14,1	14,1	14,1	—	Clorita Ilita	93
	9,8	9,8	9,9	9,9		7
A-6	14,1	14,0	13,9	—	Clorita Ilita	58
	9,8	9,8	9,8	9,9		42
A-7	14,0	14,0	13,8	—	Clorita Ilita Vermiculita	66
	10,0	10,0	9,9	9,9		31
	14,0	14,0	9,9	—		3
A-8	14,0	14,2	13,9	—	Clorita Ilita	81
	9,8	9,9	9,9	9,9		19

La clorita es muy similar a la de la muestra A-1, es decir, se trata de una clorita lábil. La ilita en esta muestra presenta un pico de difracción a 9,9 Å agudo y simétrico sin variaciones sensibles frente a los diferentes tratamientos, de lo que se deduce que se trata de una ilita bastante cristalina, posiblemente de una mezcla de ilita y verdadera mica.

Muestra A-4.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 68 por 100 e ilita en un 32 por 100.

La clorita de esta muestra goza de una gran cristalinidad, sus líneas de difracción son bastante agudas y muy simétricas. Frente a los diferentes tratamientos sus espaciados no sufre variaciones sensibles. La reflexión a 9,9 Å es por igual muy aguda y simétrica, lo que indica que pertenece a una verdadera mica más que a una ilita.

Muestra A-5.—Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 93 por 100 e ilita en un 7 por 100.

La clorita es el constituyente fundamental de esta muestra. Es, indudablemente, una de las de mayor grado de cristalinidad que hemos encontrado. Su diagrama de difracción aparece en la figura 16 y ha sido comentado en el apartado correspondiente a "Minerales arcillosos simples e interstratificados del Trias", del Capítulo I, por lo que omitimos su descripción.

La ilita, que acompaña en baja proporción a la clorita, posee, al igual que la de la muestra anterior, una buena cristalinidad, tratándose más de una mica que de una verdadera ilita.

Muestra A-6.—Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 58 por 100 e ilita en un 42 por 100.

Tanto la clorita como la ilita de esta muestra gozan de cristalinidad similar a las de la muestra anterior.

Muestra A-7.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 66 por 100, ilita en un 31 por 100 y vermiculita en un 3 por 100.

Su diagrama de difracción se muestra en la figura 20 y ha sido descrito en el apartado 1.3 del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otro comentario.

**Muestra A-8.**—Mineralógicamente está constituido por clorita en un 81 por 100 e illita en un 19 por 100.

Tanto la clorita como la illita son similares a las descritas en las muestras anteriores, es decir, ambas gozan de muy buena cristalinidad.

### 3.1.2. SERIE DE AMBAS. A. T. D.

Se han estudiado por A. T. D. las muestras A-1, A-2, A-3, A-4, A-5 y A-7. Sus registros aparecen representados en la figura 45.

**Muestra A-1.**—Su registro se caracteriza por presentar un pequeño pico endotérmico a 130° C. seguido de un gran pico endotérmico a 650° C., este pico se abre hacia la región de bajas temperaturas. Este gran endotérmico es seguido de otro efecto similar a 830° C. al cual le sigue inmediatamente un exotérmico a 840° C y por último un pequeño endotérmico a 850° C.

El primer endotérmico (130° C) es característico de la illita. El gran endotérmico a 650° C corresponde a la descomposición de la capa brucítica de la clorita. El efecto endo-exo que aparece entre 830° C y 840° C. se debe a la ruptura de la capa micácea y a la recristalización de nuevas fases. El pequeño endotérmico a 850° C. ha de ser atribuido al talco, ya que este mineral presenta un endotérmico entre 850° C y 1.050° C.

**Muestra A-2.**—La curva perteneciente a esta muestra es bastante similar a la de la muestra anterior, salvo que en ella no aparece el endotérmico correspondiente al talco.

**Muestra A-3.**—Registro muy similar también a los dos anteriores excepto que el endotérmico a 130° C. es más neto y que el efecto endo-exo de 830° C.-840° C. está formado por dos verdaderos picos y no por un pico endotérmico y un escalón exotérmico como en las muestras A-1 y A-2. Este último hecho podría indicar un aumento del grado de cristalinidad en la clorita.

**Muestra A-4.**—Este registro ha sido obtenido con menor sensibilidad que los anteriores, por ello el endotérmico de 130° C. correspondiente a la illita, ha casi desaparecido y los restantes efectos son menos llamativos que los de las muestras descritas anteriormen-

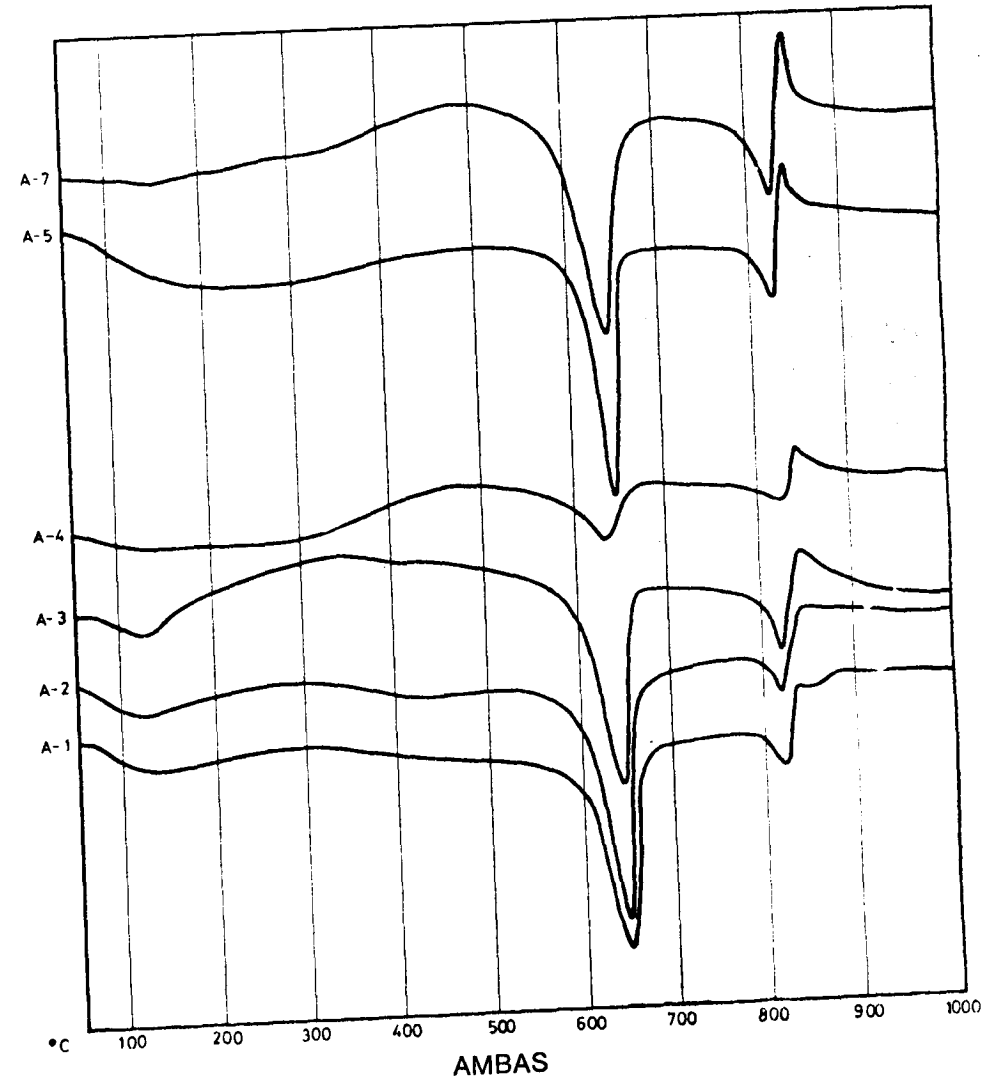


Fig. 45

te. No obstante, puede observarse cómo los efectos endo-exo finales son dos verdaderos picos y no un escalón.

**Muestra A-5.**—Su registro constituye uno de los más claros ejemplos de curva de A. T. D. para una clorita magnesiana. Se caracteriza por presentar un agudo y simétrico endotérmico a 650° C., y un efecto endotérmico también muy agudo —aunque de menor in-



Fig. 46.—Cristal de clorita junto a una masa de cristales de illita aglomerados ( $\times 31.920$ )



Fig. 47.—Cristal de mica junto a un cristal del interstratificado clorita - montmorillonita y pequeños cristales de illita. Serie de Ambas ( $\times 10.260$ )

tensidad que el de  $650^{\circ}\text{C}$ .—, a  $830^{\circ}\text{C}$ . De acuerdo con las curvas dadas por CAILLERE y HENIN (1957), para una clorita tipo Pennina, y la similitud que presenta este registro con ellos, hemos de admitir que se trata de tal especie.

Muestra A-7.—Registro muy similar al anterior, salvo que el endotérmico a  $650^{\circ}\text{C}$  es más ancho y abierto hacia la región de menores temperaturas, debiéndose posiblemente al aumento de la cantidad de illita con respecto a la muestra precedente.

En la región de  $150^{\circ}\text{C}$ . se observa un pequeño pico endotérmico que podría deberse a la presencia de vermiculita en la muestra.

### 3.1.3. SERIE DE AMBAS. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por microscopia electrónica las muestras A-1, A-2 y A-5.

Muestra A-1,—Presenta una gran abundancia de cristales de clorita alotriomorfos, entre los que se encuentran pequeños cristales de illita y algunos grandes cristales de mica. Los cristales de talco son poco abundantes y se presentan en forma de placas y listones.

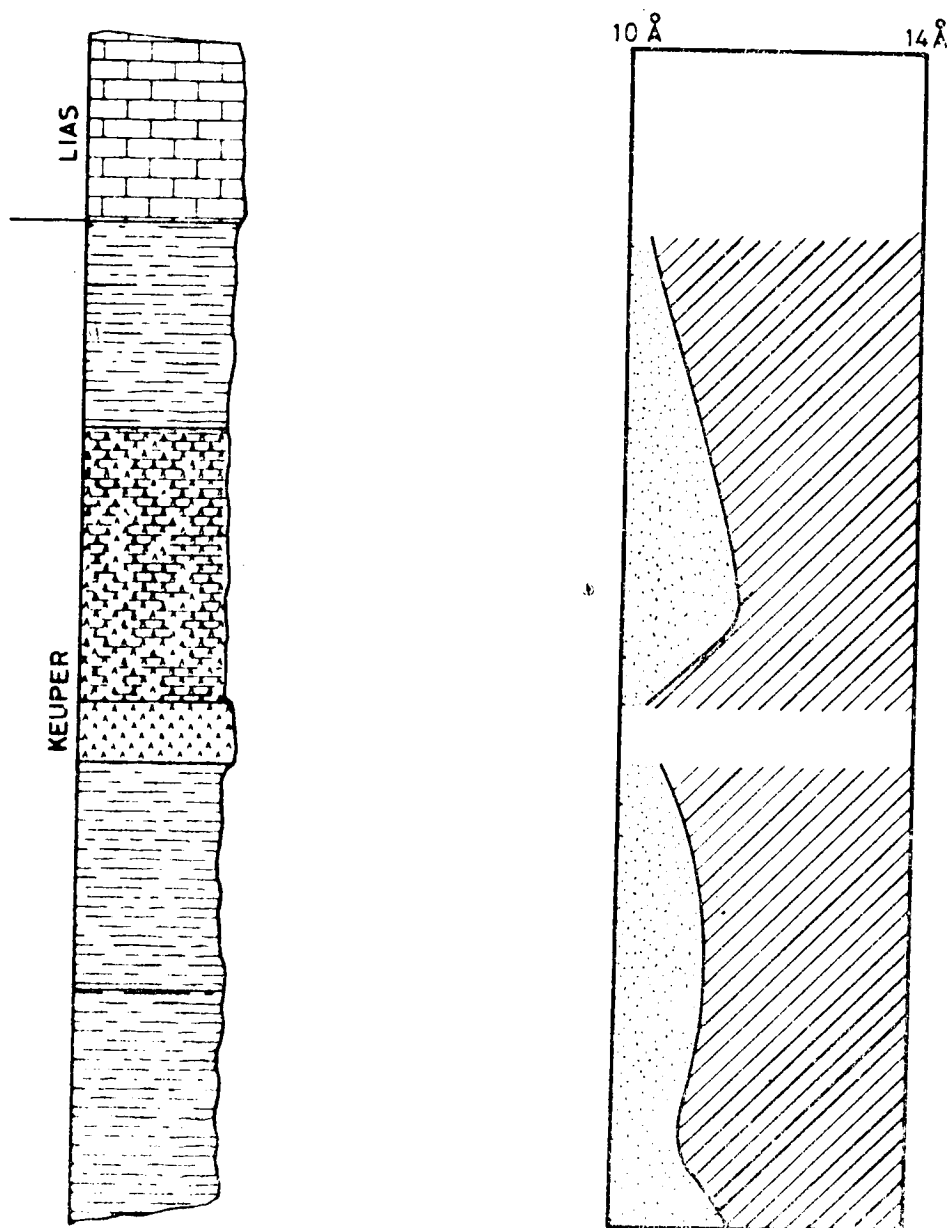
Muestra A-2.—La illita y la clorita son redondeadas, difíciles de diferenciar entre sí. Existen algunos cristales de clorita con hábitos rómbicos.

En la figura 47 aparece una mica con hábito pseudoexagonal y un cristal de interstratificado ( $14_c - 14_m$ ), junto a pequeños cristales de illita.

Muestra A-5.—Masa homogénea de cristales de clorita entre la que existen algunos cristales de mica. Muchos de estos cristales de clorita son idiomorfos pseudoexagonales como el que se muestra en la figura 46.

### 3.1.4. SERIE DE AMBAS. CONCLUSIONES

De los resultados expuestos anteriormente es posible deducir que la serie de Ambas es una serie en la que el mineral dominante es, en mucho, la clorita. En la figura 48 se expone la variación cuantitativa de



ESCALA  
0m 5m 10m 15m

SERIE DE AMBAS

Fig. 48

los minerales a 14 Å, en los que hemos incluido la vermiculita y los interestratificados y los minerales a 10 Å, en los que se encuentran la illita-mica y el talco. Puede apreciarse fácilmente cómo la clorita aumenta a medida que se asciende en la serie, incluso en algunas muestras tales como A-5 y A-7 alcanza valores superiores al 80 por 100.

Al mismo tiempo, la cristalinidad de las cloritas aumenta desde los niveles inferiores hasta los superiores, pasando desde cloritas lábiles en las muestras A-1 y A-2, hasta cloritas muy bien cristalizadas, e incluso idiomorfas con hábitos exagonales, de tipo Pennina. En un trabajo anterior (CABALLERO y MARTIN VIVALDI, 1972), señalábamos que aplicando los cálculos expuestos por PETRUK (1964) para determinar el grado de asimetría de estas cloritas, obteníamos un valor de 0,3, lo que indica prácticamente un contenido de 0 en átomos pesados de la capa octaédrica, hecho que confirma el carácter eminentemente magnesiano de estas cloritas.

No sólo es de hacer notar el aumento de cristalinidad en las cloritas, sino que al mismo tiempo la illita, aunque decrece en cantidad a medida que ascendemos en la serie, su cristalinidad aumenta; en los niveles inferiores existen illitas abiertas, en los intermedios encontramos una mezcla de cristales de illita y de mica y en los superiores encontramos una mezcla de cristales de illita y de mica y en los superiores encontramos verdaderas micas que presentan agudas líneas de difracción y sin variaciones sensibles frente a los diferentes tratamientos.

### 3.1.5. SERIE DE BAZANES. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla VIII se recogen los valores de las líneas de difracción más características de cada uno de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra B-1.—Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 30 por 100, illita en un 61 por 100 y caolinita en un 9 por 100.

La línea de difracción (001) de la clorita es ancha y muy dentada en el agregado orientado sin tratamiento previo. Tras la solvatación con etilenglicol esta línea se abre hacia la región de menores ángulos. Tras el tratamiento térmico el pico se agudiza y aumenta ligeramente en intensidad abriéndose, al mismo tiempo, hacia la región de mayores ángulos. Hemos, pues, de estimar que se trata de una clorita con poca cristalinidad.

TABLA VIII  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE BAZANES (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
B-1	14,2	14,4	14,1	—	Clorita Ilita Caolinita	30
	10,0	9,9	9,9	9,9		61
	7,0	7,0	—	7,1		9
B-2	14,2	14,2	13,7	—	Clorita Ilita	20
	9,9	10,0	9,9	9,9		80
B-3	13,9	14,2	13,8	—	Clorita Ilita	21
	9,9	10,0	9,9	9,9		79

La reflexión en torno a 10 Å es ligeramente abierta y dentada hacia las regiones de menores ángulos, su espaciado no varía sensiblemente con los diferentes tratamientos, por lo que hemos de suponer se trata de una ilita relativamente cristalina.

Muestra B-2.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 20 por 100 e ilita en un 70 por 100. Al igual que en la muestra anterior la clorita goza de baja cristalinidad y la ilita no es claramente abierta.

Muestra B-3.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en un 21 por 100 e ilita en un 79 por 100. También existen indicios de un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) pero en muy poca cantidad y es por lo que no se ha reflejado en la tabla VIII. La clorita, al igual que en las muestras anteriores, goza de muy baja cristalinidad, siendo sus picos anchos y dentados. Se trata, pues, de clorita lábil.

### 3.1.6. SERIE DE BAZANES. A. T. D.

Se ha estudiado por A. T. D. la muestra B-1. Su registro es bastante complejo y a partir de él es muy difícil determinar la composición mineralógica y, aún menos, cualquier otra información sobre características particulares de cada una de las especies. En la figura 49 se muestra el registro que, como se puede observar, presenta un primer endotérmico a 210° C muy ancho, seguido de un endotérmico a 620° C. que podemos atribuir a la descomposición de la capa brucítica de la clorita. En la región de 850° C. aparece un llamativo exotérmico que bien puede atribuirse a la recristalización de especies formadas a expensas de los productos originales calcinados.

La difícil interpretación de este registro está de acuerdo con lo expuesto por COLE y HOSKING (1957) sobre lo difícil que es, en muchos casos imposible, la interpretación de los diagramas de A. T. D. de mezclas naturales.

### 3.1.7. SERIE DE BAZANES. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Con objeto de obtener más información sobre la muestra B-1, se estudió por microscopía electrónica, encontrándose una baja cristalinidad en todos los minerales, especialmente en la clorita, la cual en algunos

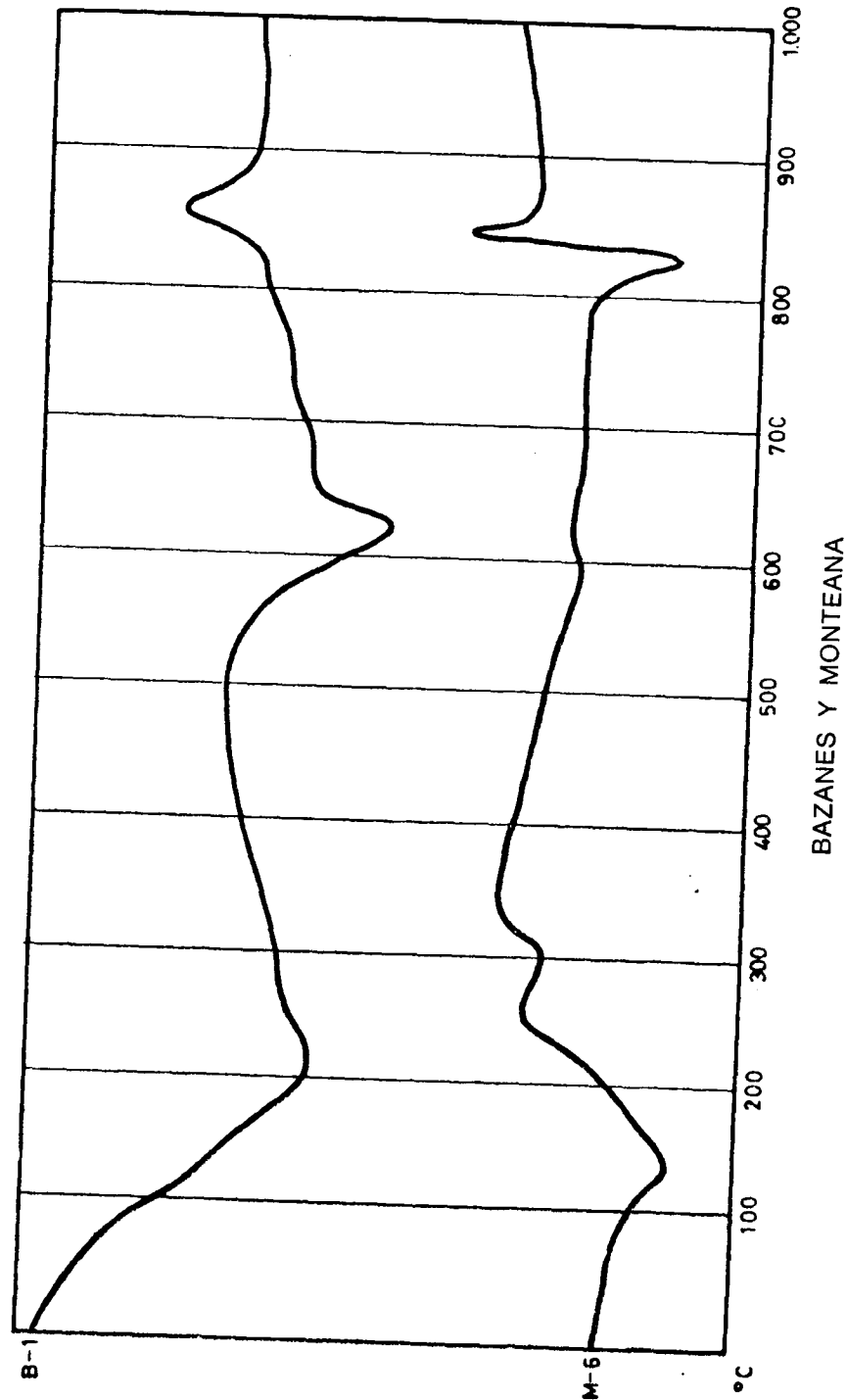


Fig. 49

cris-tales presentaba aspecto de esmectita. La caolinita es de pequeño tamaño, pero con muy buena morfología exagonal; en la figura 50 pueden observarse en la zona izquierda de la microfotografía pequeños cristales de caolinita junto a una masa aglomerada de cristales de illita.

Se han podido observar también pequeños cristales de carbonatos, sales y goetita, que indudablemente han contribuido a aumentar la complejidad de la curva de A. T. D.

### 3.1.8. SERIE DE BAZANES. CONCLUSIONES

En la figura 52-A se expone la variación de los minerales de 10 Å y 7 Å agrupados y los de 14 Å, a lo largo del perfil. En la figura 52-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies que integran cada una de las muestras. La presencia de interestratificados se ha señalado de una manera dispersa en la zona superior de la serie.

Puede deducirse de las figuras anteriormente citadas, así como de los resultados expuestos en la tabla VIII y de los comentarios realizados en los apartados de rayos X, A. T. D. y microscopía electrónica, que se trata de una serie fundamentalmente illítica, con bajo contenido en clorita, nunca superior al 30 por 100 y en la que la caolinita se presenta también en muy baja proporción y restringida al nivel inferior de conglomerados. Todos los minerales gozan, bien de baja cristalinidad como las cloritas (especialmente) y las illitas, o son de muy pequeño tamaño, como la caolinita.

### 3.1.9. SERIE DE CAMOCA. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

En la tabla IX se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de todos los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa de las mismas.

Muestra C-1.—La muestra está compuesta en su totalidad por illita. Su diagrama de difracción se expone en la figura 12 y ha sido comentado en el apartado correspondiente del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otro comentario, salvo el volver a indicar que se trata más de una verdadera mica que de una illita.

Muestra C-2.—Mineralógicamente está constituida por un interestrati-

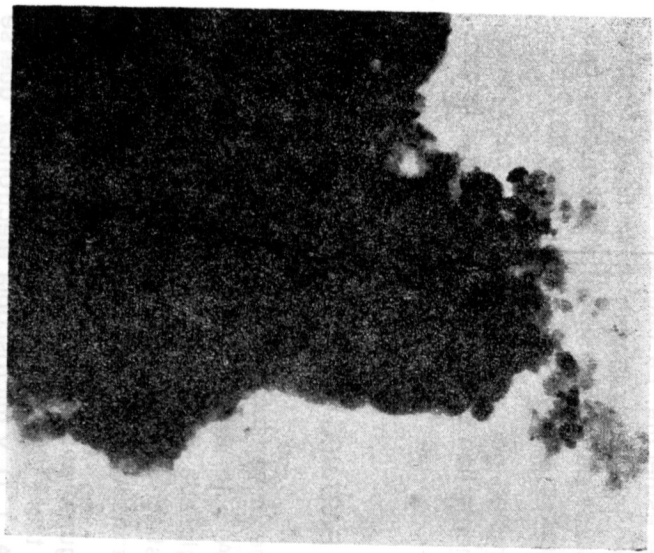


Fig. 50.—Pequeños cristales de caolinita (zona superior) junto a una masa aglomerada de cristales de illita. Serie de Bazanes ( $\times 20,520$ )

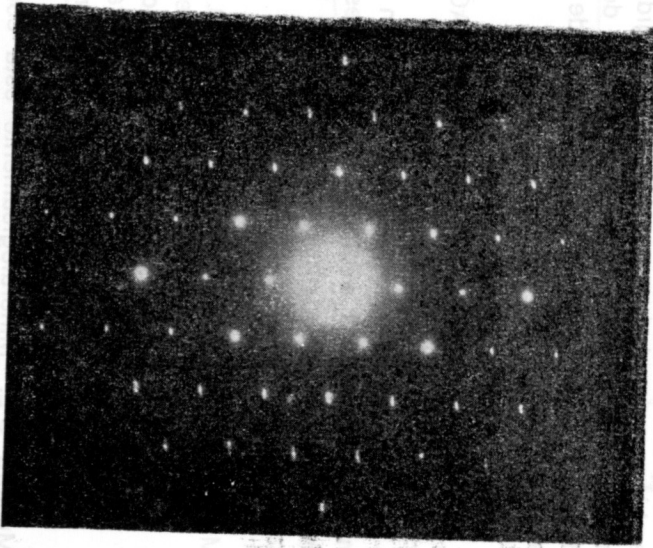
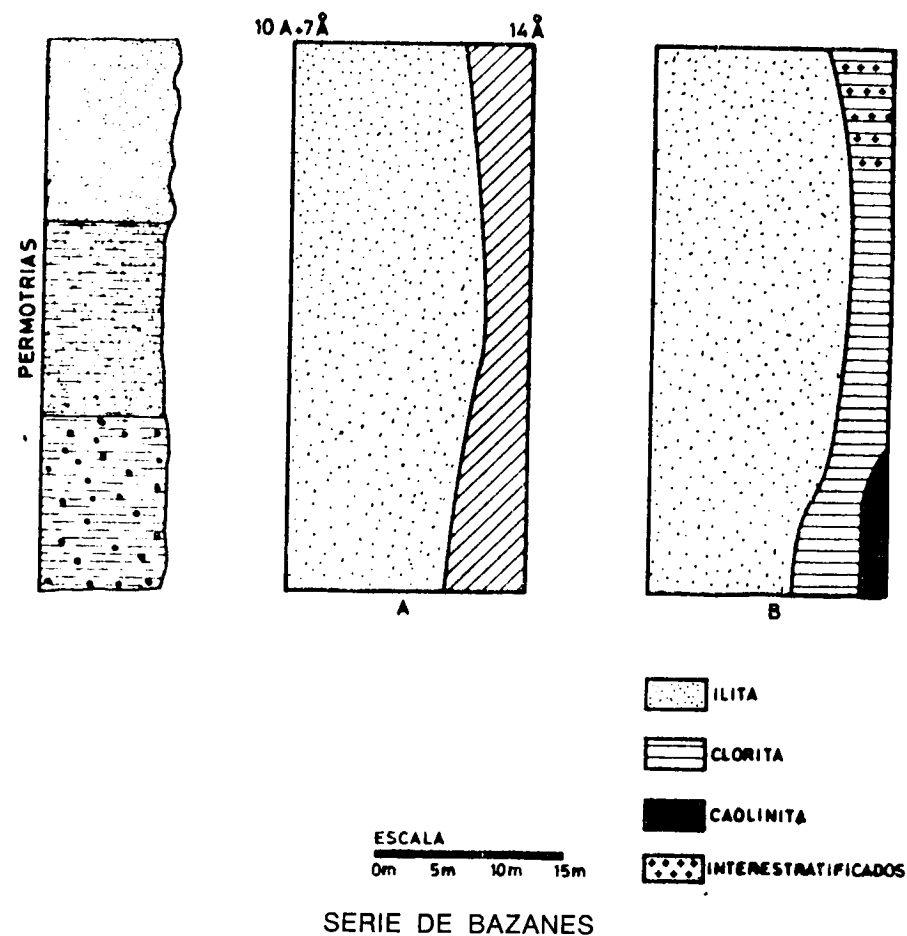


Fig. 51.—Diagrama de micro-difracción electrónica de un cristal de mica de la serie de Camoca

TABLA IX

ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES A LA SERIE DE CAMOCA (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
C-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
C-2	14,3	15,2	12,9	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) <sub>nr</sub>	43
	14,2	14,4	13,9	—	Clorita	21
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	36
C-3	14,2	15,0	13,5	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) <sub>nr</sub>	37
	13,9	14,4	14,1	—	Clorita	16
	9,9	9,9	9,2	9,9	Ilita	47
C-4	14,2	14,5	13,7	—	Clorita	57
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	43
C-5	27,4-14,4	15,2	12,8	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) <sub>nr</sub>	62
	14,2	14,4	13,7	—	Clorita	19
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	19
C-6	14,2	15,5	12,3	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	86
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	14
C-7	26,0-14,4	15,5	23,9-12,4	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) <sub>r</sub>	78
	(14,2)	14,2	13,9	—	Clorita	9
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	13



SERIE DE BAZANES

Fig. 52

ficado del tipo ( $14_c - 14_m$ ) en un 43 por 100, clorita en un 21 por 100 e illita en un 36 por 100.

El interestratificado es irregular, con mayor número de láminas de clorita que de montmorillonita, ya que tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, los espaciados de su línea (002) son inferiores a  $15,5 \text{ \AA}$  en el primer caso, y superiores a  $12 \text{ \AA}$  en el segundo. Al mismo tiempo, la reflexión (001) no aparece claramente en el diagrama, aunque en la región de  $28 \text{ \AA}$  (en el A. O. N.) aparecen algunas indentaciones pero sin resolverse en un verdadero pico.



La línea (001) de la clorita, muestra agudas indentaciones y su espaciado no permanece fijo frente a los diferentes tratamientos, lo que indica una no buena cristalinidad o bien que no es una clorita en sentido estricto. La reflexión de  $10 \text{ \AA}$  es aguda y simétrica, no sufriendo ninguna variación sensible con los diferentes tratamientos, perteneciendo por lo tanto a una mica.

Muestra C-3.—Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c - 14_m$ ) en un 43 por 100, clorita en un 21 por 100 e illita en un 36 por 100.

El interestratificado, al igual que en la muestra anterior, es irregular y con mayor número de capas de clorita que de montmorillonita. La clorita y la illita posee iguales características a las de la muestra anterior.

Muestra C-4.—Está compuesta por clorita en un 57 por 100 e illita en un 43 por 100. El diagrama de difracción perteneciente a esta muestra se encuentra representado en la figura 17 y ha sido comentado en el apartado correspondiente del Capítulo I.

Se trata, tal como se indicó, de una clorita lábil con láminas con tendencia a hichar y a colapsar tras los tratamientos adecuados.

La mica posee características similares a las de las muestras anteriores.

Muestra C-5.—Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c - 14_m$ ) en el 62 por 100, clorita en el 19 por 100 e illita en el 19 por 100.

El interestratificado sigue siendo irregular como en los casos anteriores, aunque parece acercarse más a la relación 1:1. La línea (001) se encuentra débilmente resuelta ( $27,4 \text{ \AA}$ ) y la línea (003) puede predecirse por las indentaciones que aparecen en la región de  $9,6 \text{ \AA}$ .

Illita y clorita son similares a las de muestras anteriores.

Muestra C-6.—Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo ( $14_c - 14_m$ ) en un 86 por 100 e illita en un 14 por 100. El interestratificado, al igual que en la muestra anterior, se aproxima a la relación 1:1 y es bastante regular. La illita goza de buena cristalinidad.



Muestra C-7.—Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado en el 78 por 100, clorita en el 9 por 100 e illita en el 13 por 100.

Su diagrama de difracción aparece en la figura 25 y ha sido comentado en el apartado correspondiente ("Minerales simples e interestratificados del Trias Español") del Capítulo I. Basta decir, pues, que se trata de un interestratificado bastante regular y cercano a la relación 1:1. Es preciso hacer notar que la clorita que acompaña al interestratificado y a la illita es dudosa, ya que su presencia se ha deducido de una pequeña indentación que existe en las líneas 14,4 Å y 15,5 Å del interestratificado.

### 3.1.10. SERIE DE CAMOCA. A. T. D.

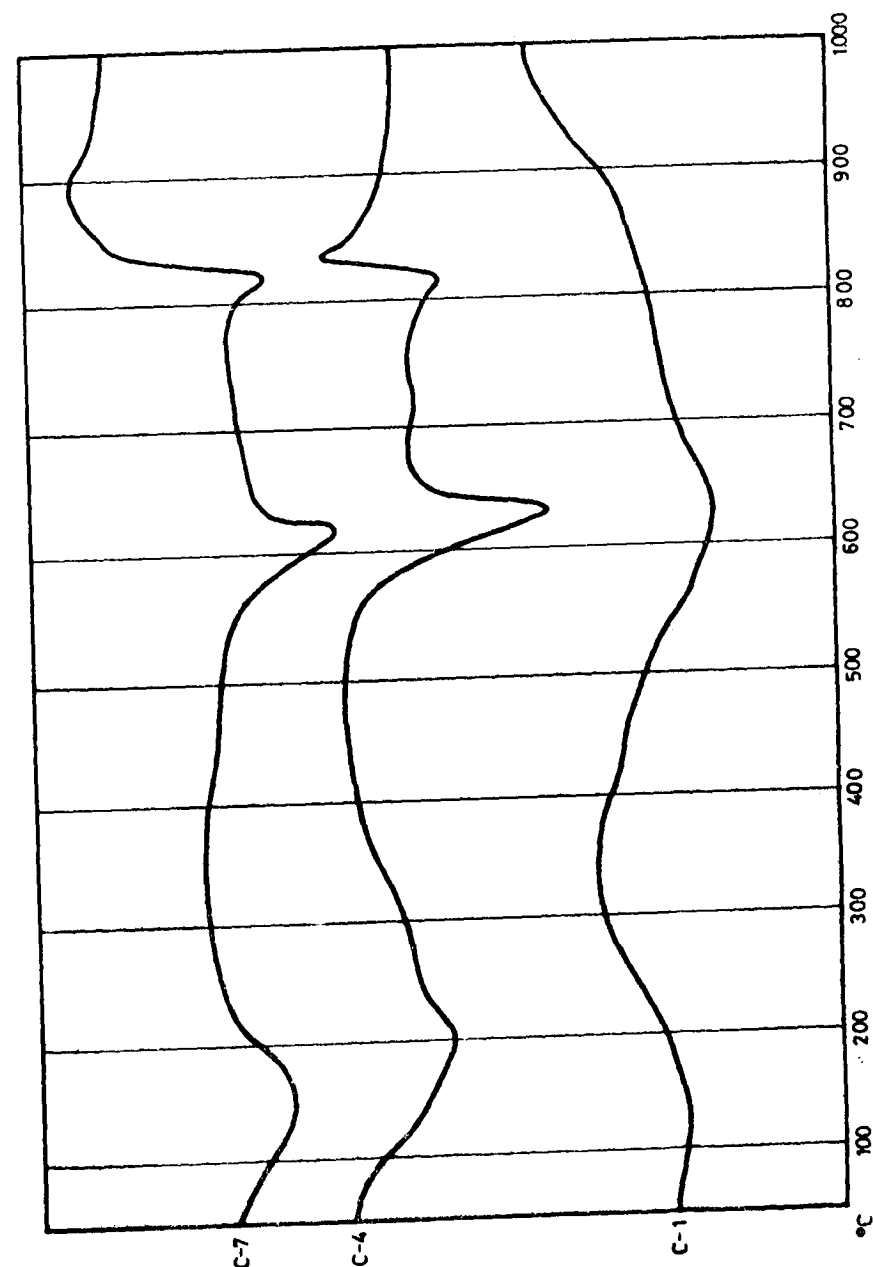
Se han estudiado por análisis térmico diferencial las siguientes muestras:

Muestra C-1.—En la figura 53 se muestra su registro; éste se caracteriza por presentar un endotérmico, en la región de bajas temperaturas, a 130° C, endotérmico ancho y poco agudo. A 630° C. presenta otro endotérmico también muy ancho y poco agudo y por último en la región de los 900° C. presenta un escalón exotérmico.

Esta curva se aleja bastante de las descritas en la bibliografía para micas e illitas, no obstante nosotros hemos podido observar que este registro es muy similar al de todas las muestras estudiadas por nosotros y que poseen contenidos elevados en micas o illitas. El efecto en escalón endo-exo que aparece en la región de los 900° C. puede deberse a que se trata de una mica en la que alrededor del 15 por 100 de las posiciones tetraédricas están ocupadas por  $Al^{III}$  y en cada una de cada tres posiciones octaédricas el  $Al^{III}$  es sustituido por  $Mg^{II}$  (MUÑOZ y ALEXAINDRE, 1957).

Muestra C-4.—En la figura 53 se muestra la curva obtenida; en ella puede observarse un gran endotérmico a 200° C. dentro del cual a 130° C. puede apreciarse una ligera inflexión.

A 630° C. aparece un agudo endotérmico debido a la descomposición de la capa brucítica de la clorita, y a 840° C. aparece el tipo efecto endo-exo de los materiales cloríticos.



CAMOCA  
Fig. 53

Muestra C-7.—Curva algo similar a la anterior. Sus diferencias esenciales consisten en que el primer endotérmico aparece a  $150^{\circ}\text{C}$ . y el exotérmico final no es agudo como en C-4, sino bastante romo y desplazado a  $880^{\circ}\text{C}$ .

Es necesario volver a hacer notar que en mezclas naturales y complejas como las que nos ocupan, los registros obtenidos distan bastante de los que cabría esperar a partir de los registros de minerales puros.

### 3.1.11. SERIE DE CAMOCA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por microscopía electrónica las siguientes muestras:

Muestra C-2.—Posee grandes cristales de mica con muy buena cristalinidad, como se puede observar en el diagrama de difracción electrónica de la figura 51. Entre estos grandes cristales de mica existen pequeños cristallitos que parecen illitas, pero que en realidad son producto de la degradación mecánica de estos grandes cristales de mica.

En la figura 55 se muestra el aspecto del interestratificado ( $14_c - 14_m$ ); obsérvese cómo su morfología recuerda a las de las esmectitas, esto es lógico, ya que un edificio interestratificado tiende a adoptar la morfología de la especie que posee en mayor cantidad o la que es más llamativa como ocurre en este caso.

Las cloritas son alotriomorfas y difíciles de distinguir del interestratificado.

Junto a los minerales descritos anteriormente existe geotita.

Muestra C-4.—Las cloritas no presentan hábito exagonal ni rómbico, sólo algunos cristales presentan hábitos pseudoexagonales o pseudorómbicos. En la figura 54 se muestra el aspecto de las micas y un cristal pseudoexagonal de clorita, junto a un listón de rutilo y un grano de carbonato. El hierro goético es frecuente en toda la muestra, presentándose muchas veces con su típica macla en asterisco.

Muestra C-7.—El interestratificado aparece en grandes cristales de aspecto montmorillonóide. La mica se presenta generalmente en

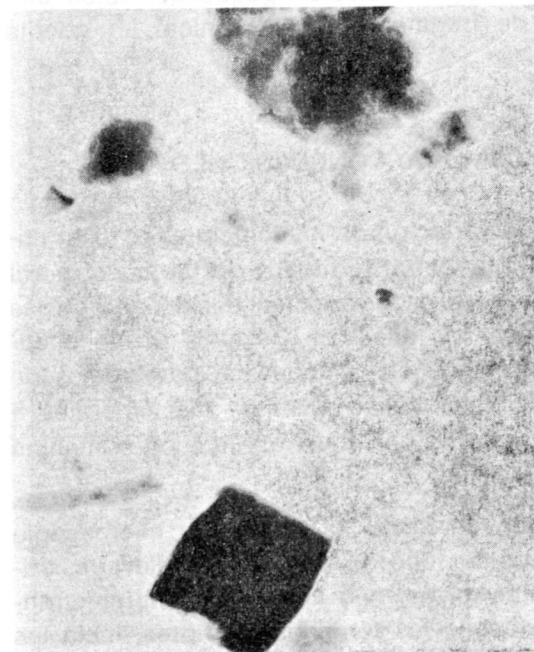


Fig. 54.—Cristales de clorita junto a cristales de mica. Cristal de carbonato y de rutilo. Serie de Camoca ( $\times 25.080$ )



Fig. 55. Cristales del interestratificado clorita-montmorillonita. Serie de Camoca ( $\times 20.520$ )

grandes cristales, aunque también existen pequeños, estos últimos son consecuencia de fragmentación mecánica. La goetita es muy abundante.

### 3.1.12. SERIE DE CAMOCA. CONCLUSIONES

En la figura 56-A se muestra la variación de los minerales a 10 Å (mica) y a 14 Å (clorita y edificios interestratificados) a lo largo del perfil de la serie. En la figura 56-B aparece esta variación desglosada en las diferentes especies que componen las muestras. De ellas puede deducirse cómo, a medida que se asciende en la serie, los porcentajes de minerales a 10 Å decrecen sensiblemente en favor de los minerales a 14 Å. Al mismo tiempo, los porcentajes de interestratificados aumentan en los términos superiores de la serie.

De los estudios por difracción de rayos X, A. T. D. y microscopía electrónica, se deduce que la cristalinidad de las illitas es elevada, tratándose en realidad de verdaderas micas, que los edificios interestratificados aumentan su porcentaje desde los términos inferiores hacia los superiores al mismo tiempo que pasan de interestratificaciones irregulares con predominio de las capas de clorita sobre las de montmorillonita, a edificios regulares en donde los por cientos de interestratificación son prácticamente del 50 por 100.

Las cloritas en general se encuentran en bajo porcentaje, y cuando éste es elevado (57 por 100) se trata en realidad de un mineral difícil de asimilar a una clorita en sentido estricto, pudiendo incluso tratarse de un edificio interestratificado con un pequeño por ciento de láminas de montmorillonita. En todos los casos, la clorita posee láminas inestables a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento.

### 3.1.13. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla X aparecen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.

Muestra EV-1.—Su composición mineralógica está limitada sólo y exclusivamente a la presencia de illita. Sus reflexiones basales son bastante simétricas y no sufren variaciones sensibles tras los diferentes tratamientos.

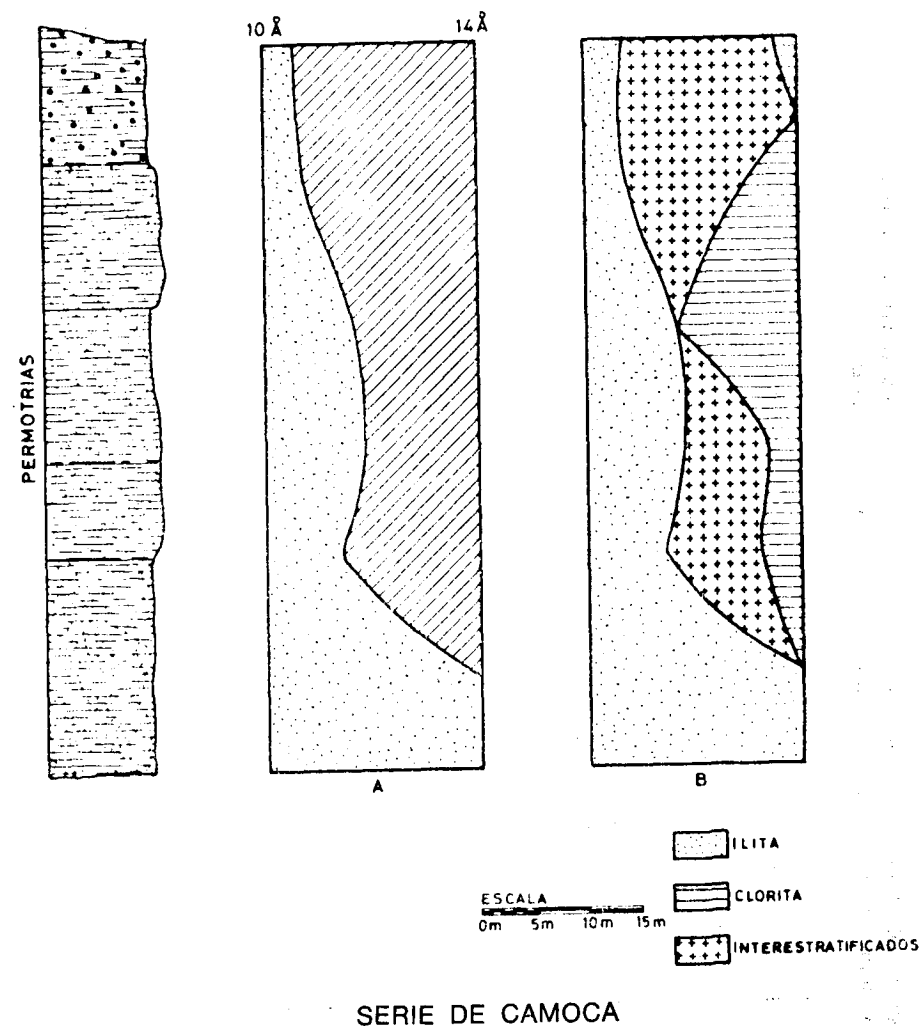


Fig. 56

Muestra EV-2.—Al igual que la muestra anterior su composición es exclusivamente illítica y con características similares a las descritas en el párrafo precedente.

Muestra EV-3.—Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 46 por 100, clorita en el 32 por 100 e illita en el 22 por 100.

El interestratificado es irregular, así como la clorita es lábil.

TABLA X  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE ESTE DE VILLAVICIOSA (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
EV-1	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
EV-2	10,0	10,0	9,9	—	Ilita	100
EV-3	14,0	15,9	12,6	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	46
	14,0	14,3	13,6	—	Clorita	32
EV-4	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	22
	14,2	15,1	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	67
	14,2	14,4	14,0	—	Clorita	20
	9,8	9,9	9,8	9,9	Ilita	13
EV-5	14,1	14,8	13,8	—	Clorita	65
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	35
EV-6	14,0	14,2	13,5	—	Clorita	57
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	43
EV-7	14,4	14,4	14,2	—	Clorita	34
	10,0	9,9	10,0	9,9	Ilita	66
EV-8	14,2	14,3	13,6	—	Clorita	85
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	15
EV-9	14,1	14,1	13,8	—	Clorita	76
	9,8	9,8	9,8	9,8	Ilita	24
EV-10	14,0	14,0	13,7	—	Clorita	70
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	30

La ilita posee una línea de difracción (001), bastante abierta y dentada, por lo que hemos de suponer se trata de una ilita abierta.

Muestra EV-4.—Mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 67 por 100, clorita en el 20 por 100 e ilita en el 13 por 100.

El diagrama correspondiente a esta muestra se expone en la figura 26 y ha sido comentado en el apartado de "Minerales simples e interestratificados del Trias Español" del Capítulo I.

La ilita y la clorita poseen características similares a las de la muestra anterior.

Muestra EV-5.—Su composición mineralógica está integrada por clorita en un 65 por 100 e ilita en un 35 por 100.

La clorita presenta ligeras variaciones en los espaciados de su línea (001) después de los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, lo que indica la existencia dentro de su retículo de algunas capas de tipo esmectita.

La ilita parece más cristalina que las de las muestras anteriores.

Muestra EV-6.—Está compuesta por clorita en el 57 por 100 e ilita en el 43 por 100. La clorita posee mayor cristalinidad que la de las muestras anteriores, pues su línea de difracción (001) es bastante aguda y simétrica, aunque su espaciado varía ligeramente frente a los diferentes tratamientos.

La ilita posee buena cristalinidad, sus líneas de difracción son simétricas y muy agudas, sin indentaciones. Pueden corresponder a una mica más que a una verdadera ilita.

Muestra EV-7.—Está compuesta por clorita en el 34 por 100 e ilita en el 66 por 100. Tanto la clorita como la ilita poseen características similares a las de la muestra anterior.

Muestra EV-8.—Su mineralogía está integrada por clorita en el 85 por 100 e ilita en el 15 por 100.

Las líneas de difracción correspondientes a la clorita son bastante agudas y simétricas, sus espaciados no sufren variaciones

sensibles frente a los diferentes tratamientos; parece, pues, una clorita con buena cristalinidad.

Muestra EV-9.—Mineralógicamente está constituida, al igual que la muestra anterior, por clorita e ilita en un 76 por 100 y un 24 por 100 respectivamente.

Tanto la clorita como la ilita gozan de muy buena cristalinidad, tratándose la última de una verdadera mica.

Muestra EV-10.—Su mineralogía está integrada por clorita en un 70 por 100 e ilita en un 30 por 100.

La clorita y la ilita son extremadamente cristalinas, con líneas de difracción muy netas, agudas y simétricas.

#### 3.1.14. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. A. T. D.

Se han estudiado por A. T. D. las muestras EV-2, EV-3, EV-6, EV-9 y EV-10. En la figura 57 se exponen los registros térmicos de estas muestras.

Puede observarse cómo el registro correspondiente a la muestra EV-2 (ilita 100 por 100) es similar al de la muestra C-1 (ilita 100 por 100) que expusimos en la figura 53, ambas presentan los mismos efectos a temperaturas similares.

En los siguientes registros puede observarse cómo a medida que la cristalinidad de las cloritas aumenta, el primer endotérmico se desplaza hacia temperaturas más elevadas, igual fenómeno ocurre en el caso del segundo endotérmico al mismo tiempo que el efecto endotérmico-exotérmico final se hace mucho más intenso.

#### 3.1.15. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por microscopía electrónica las muestras EV-2, EV-3 y EV-8.

Muestra EV-2.—La muestra está formada exclusivamente por grandes cristales de mica entre los que existen otros más pequeños también de mica. El porcentaje de cristales de ilita es muy pequeño com-

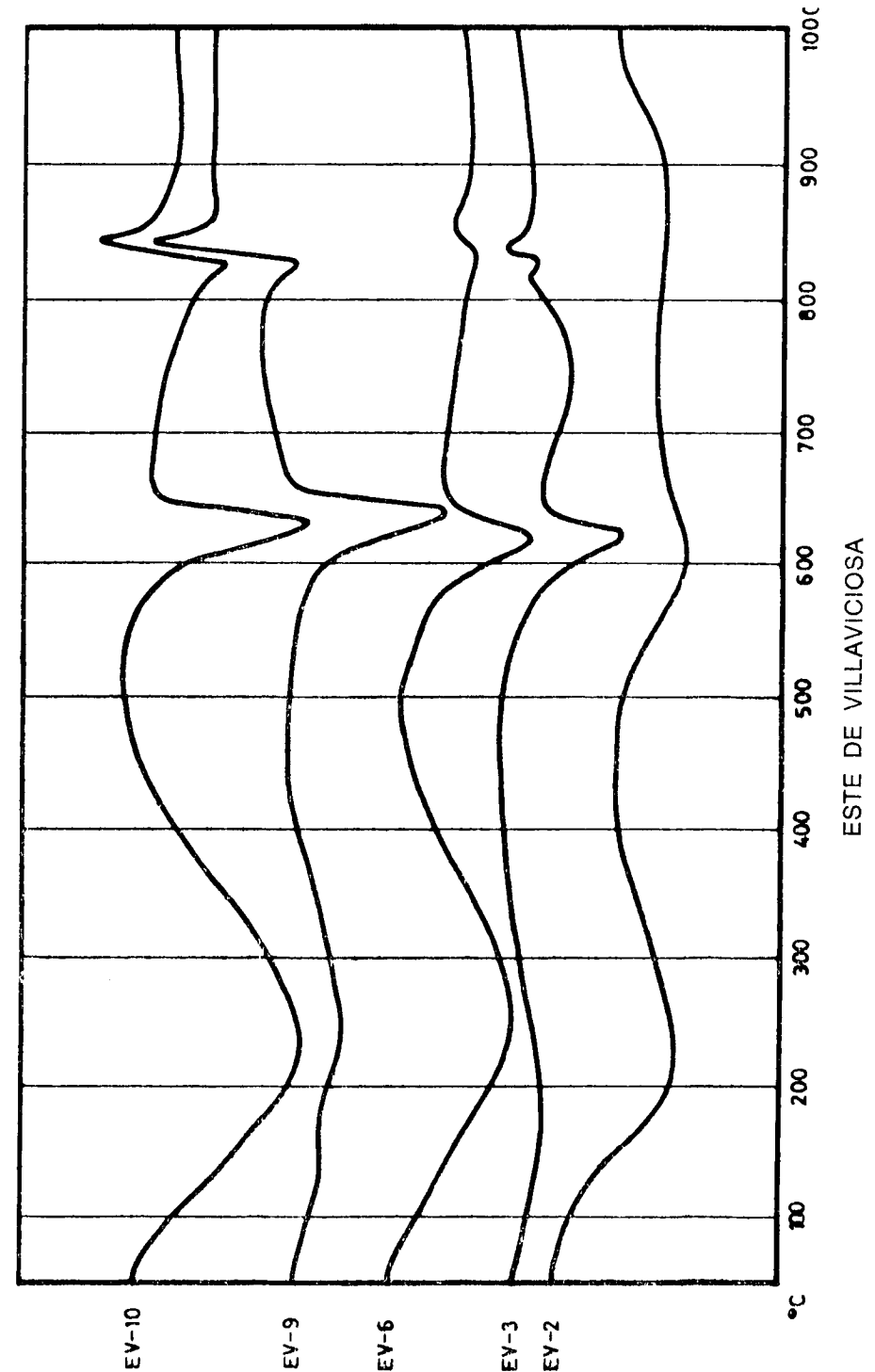


Fig. 57

parado con el de micas. En la figura 58 aparece la microfotografía en la que se muestra el aspecto de los cristales de mica e illita.

Muestra EV-3.—Las micas son similares a las de la muestra anterior. Cristales de clorita con morfología rómbica. Los cristales del interestratificado poseen una morfología muy parecida a los de las montmorillonitas, tratándose siempre de grandes cristales. En la figura 59 puede observarse el aspecto que presenta en esta muestra el interestratificado.

Muestra EV-8.—La mayoría de los cristales de clorita poseen morfología rómbica (fig. 60), aunque existen algunos con morfología exagonal (fig. 61), similar a la descrita por LUCAS (1962). Ambos tipos de cristales deben de poseer muy buena cristalinidad.

Las micas son muy similares a las de la muestras anteriores.

### 3.1.16. SERIE DE E. DE VILLAVICIOSA. CONCLUSIONES

En la figura 62-A se muestra la variación de los minerales a 10 Å (illita-mica) y 14 Å (clorita e interestratificados) a lo largo del perfil de la serie. De ello puede deducirse que los términos inferiores son ilíticos y a medida que se asciende en la serie aumenta la cantidad de edificios a 14 Å, observándose un claro descenso en su porcentaje, coincidiendo con la existencia de un nivel detrítico intercalado en la serie margoso-arcillosa.

En la figura 62-B aparece la variación de los minerales, desglosada por especies a lo largo de la columna. Puede observarse cómo los edificios interestratificados se encuentran restringidos a la zona inferior del tramo de margas. La clorita aumenta su porcentaje a medida que se asciende en la serie, salvo un descenso que experimenta en el nivel de areniscas.

La cristalinidad de micas y cloritas aumenta desde la zona inferior de la serie hacia la zona superior.

### 3.1.17. SERIE DE MONTEANA. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla IX se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.



Fig. 58.—Cristales de mica e illita de la Serie de Este de Villaviciosa ( $\times 15.960$ ).

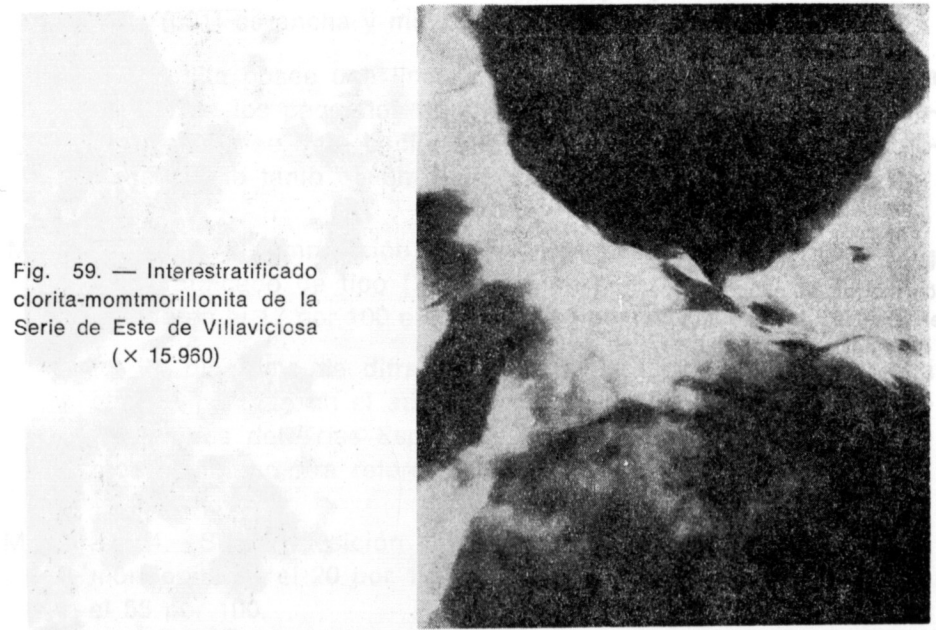


Fig. 59.— Interestratificado clorita-montmorillonita de la Serie de Este de Villaviciosa ( $\times 15.960$ ).

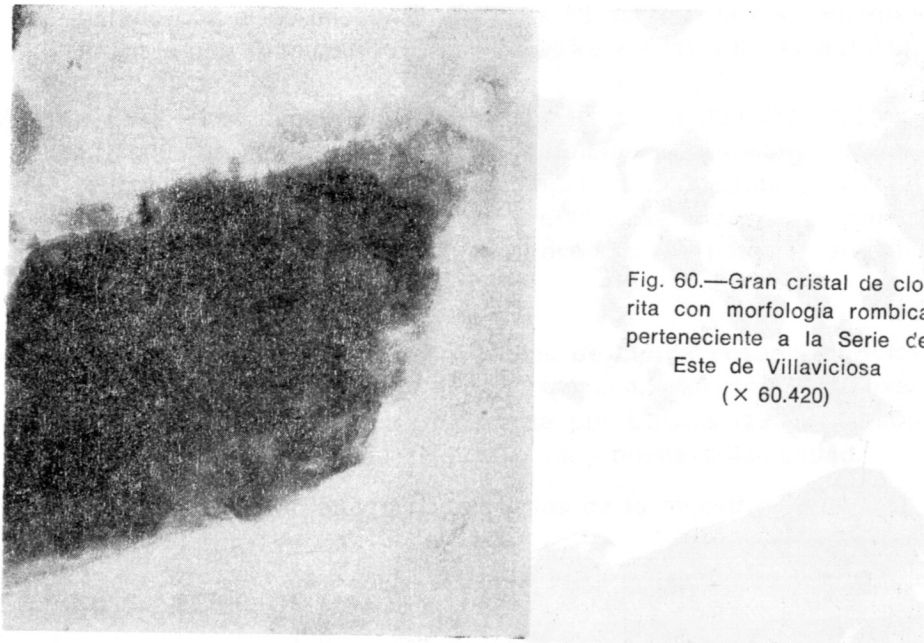


Fig. 60.—Gran cristal de clorita con morfología rombica perteneciente a la Serie de Este de Villaviciosa ( $\times 60.420$ )

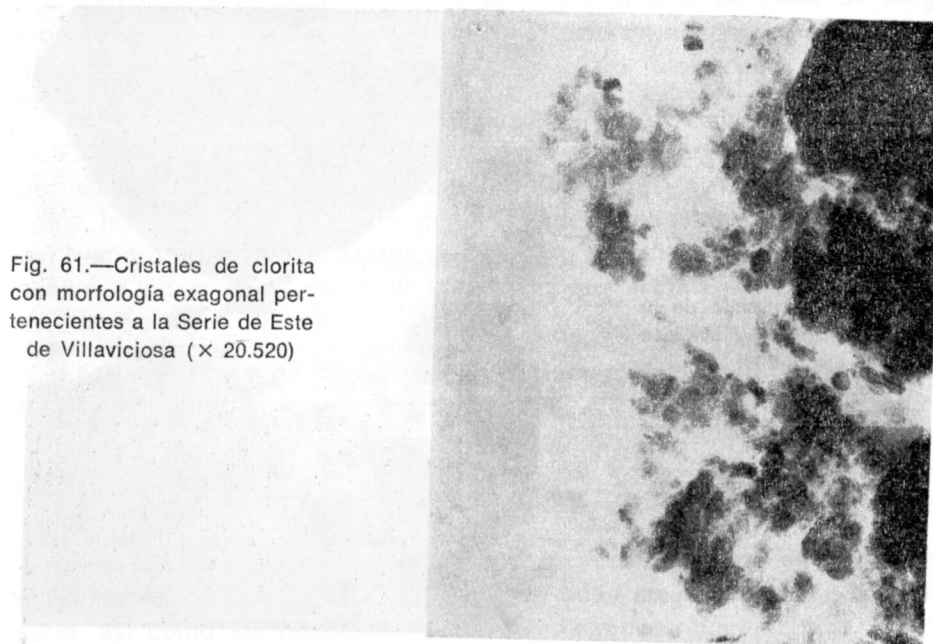


Fig. 61.—Cristales de clorita con morfología exagonal pertenecientes a la Serie de Este de Villaviciosa ( $\times 20.520$ )

Muestra M-1.—La composición mineralógica de la muestra está integrada por un interestratificado de tipo ( $10_i - 14_c$ ) en el 34 por 100, clorita en el 8 por 100 e illita en el 58 por 100.

La illita presenta picos simétricos y agudos que no sufren variaciones en su simetría después de los tratamientos, lo que determina que se trata, bien de una verdadera mica o de una mezcla de cristales de illita y de mica.

La clorita presenta picos dentados y asimétricos, lo que pone de manifiesto su no muy alta cristalinidad. El edificio interestratificado es bastante regular, como se deduce de los valores de sus líneas de difracción.

Muestra M-2.—Su composición mineralógica está integrada por un tetrestratificado de tipo ( $10_i - 14_c$ ) en el 15 por 100, clorita en el 10 por 100 e illita en el 75 por 100.

El interestratificado es irregular, ya que el valor de su línea de difracción (002) es diferente a  $12 \text{ \AA}$  y su línea (001) no aparece definida en la región de  $24 \text{ \AA}$ , igualmente el tanto por ciento de interestratificación es diferente al 50 por 100, poseyendo mayor número de capas de clorita que de illita.

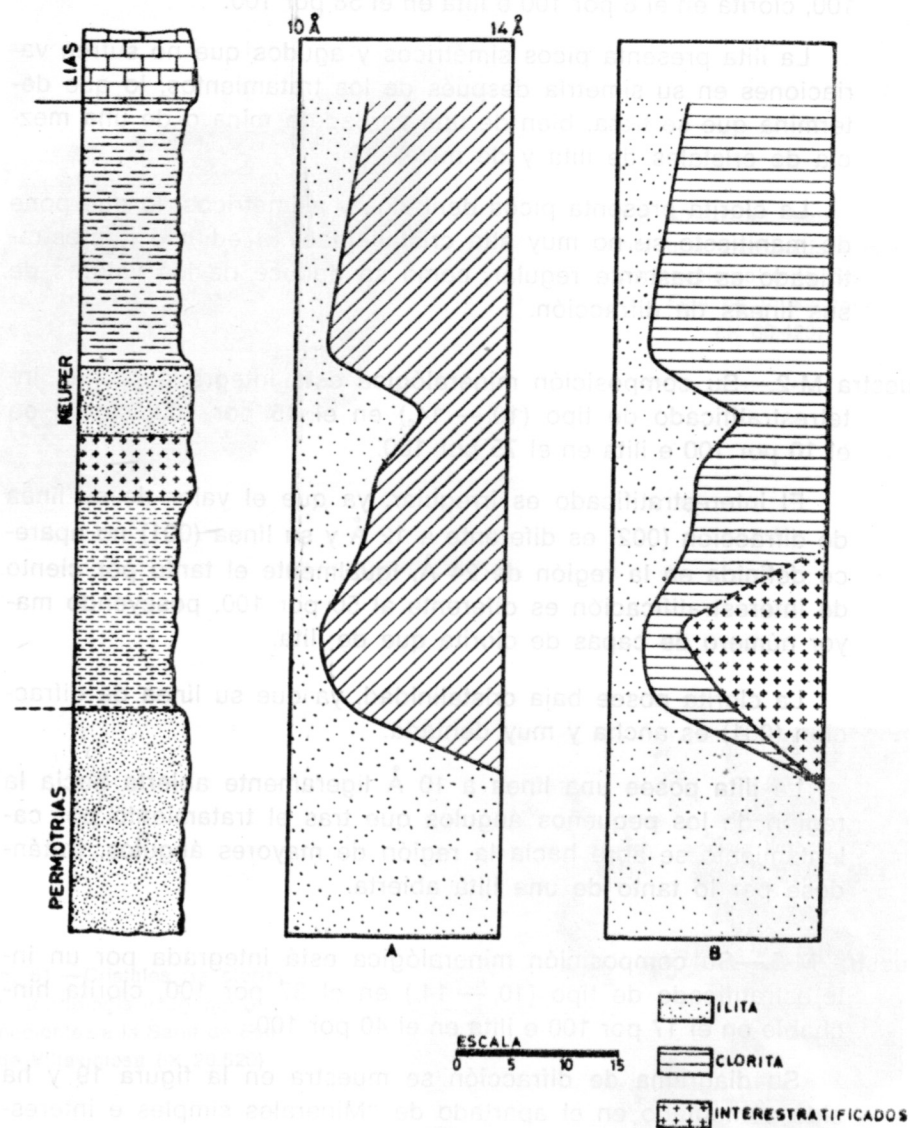
La clorita posee baja cristalinidad, ya que su línea de difracción (001) es ancha y muy dentada.

La illita posee una línea a  $10 \text{ \AA}$  ligeramente abierta hacia la región de los pequeños ángulos que tras el tratamiento por calentamiento se abre hacia la región de mayores ángulos, tratándose por lo tanto de una illita abierta.

Muestra M-3.—Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo ( $10_i - 14_c$ ) en el 37 por 100, clorita hinchable en el 17 por 100 e illita en el 40 por 100.

Su diagrama de difracción se muestra en la figura 19 y ha sido comentado en el apartado de "Minerales simples e interestratificados del Triás Español" del Capítulo I, por lo que omitimos cualquier otra referencia.

Muestra M-4.—Su composición mineralógica está constituida por montmorillonita en el 20 por 100, sepiolita en el 25 por 100 e illita en el 55 por 100.



SERIE ESTE DE VILLAVICIOSA

Fig. 62

El diagrama de difracción correspondiente a esta muestra se expone en la figura 15 y ha sido comentado anteriormente, sólo queda hacer notar que la illita posee baja cristalinidad, tratándose de una illita abierta.

Muestra M-5.—Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo (10<sub>i</sub>—14<sub>c</sub>) en el 28 por 100, montmorillonita en el 21 por 100, clorita en el 22 por 100 e illita en el 29 por 100.

El interestratificado al igual que el de la muestra M-3, es irregular y con tanto por ciento de interestratificación diferente al 50 por 100.

La clorita y la illita poseen baja cristalinidad.

Muestra M-6.—Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 34 por 100, clorita en el 13 por 100, sepiolita en el 7 por 100 e illita en el 46 por 100.

Las características de la clorita e illita son muy similares a las de muestras anteriores, es decir, son pobres en cristalinidad.

Muestra M-7.—Su composición mineralógica está constituida por un interestratificado de tipo (10<sub>i</sub>—14<sub>c</sub>) en el 37 por 100, montmorillonita en el 25 por 100, illita en el 34 por 100 y caolinita en el 4 por 100. En la figura 23 se expone el diagrama de difracción de esta muestra y su diagrama ha sido ya comentado con anterioridad. Añadiremos solamente que el interestratificado es en este caso bastante regular y con un por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100.

Muestra M-8.—Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 14 por 100, sepiolita en el 15 por 100, caolinita en el 8 por 100 e illita en el 63 por 100.

Todos los minerales enumerados poseen características similares a las descritas para los de muestras anteriores.

Muestra M-9.—Mineralógicamente está constituido por montmorillonita en el 17 por 100, sepiolita en el 35 por 100, illita en el 39 por 100 y caolinita en el 9 por 100.

Su diagrama de difracción de Rayos X se expone en la figura 14 y ha sido comentado en el apartado correspondiente a "Minerales simples e interestratificados del Trias Español" del Capí-



TABLA XI

ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS  
PERTENECIENTES A LA SERIE DE MONTEANA (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	Mineral	%
M-1	12,3	24,2-12,1	12,1	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	34
	14,2	14,2	13,8	Clorita	8
	10,0	10,1	10,0	Ilita	58
M-2	12,5	12,6	12,0	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	15
	14,2	14,3	14,1	Clorita	10
	10,0	10,0	9,9	Ilita	75
M-3	12,0	12,6	12,0	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	37
	14,2	(18,0)	10,0	Montmorillonita	6
	14,2	14,2	14,2	Clorita	17
	9,9	10,0	10,0	Ilita	40
M-4	13,9	16,9	10,0	Montmorillonita	20
	12,0	12,0	10,0	Sepiolita	25
	10,0	10,0	9,0	Ilita	55
M-5	—	12,6	12,0	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	28
	14,9	16,9	10,0	Montmorillonita	21
	14,2	14,2	13,8	Clorita	22
	10,0	10,0	10,0	Ilita	29
M-6	14,7	16,9	10,0	Montmorillonita	34
	14,1	14,1	13,5	Clorita	13
	12,1	12,0	10,0	Sepiolita	7
	19,0	10,0	10,0	Ilita	46
M-7	12,0	23,6-12,4	12,0	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	37
	14,8	16,9	9,0	Montmorillonita	25
	10,0	10,0	9,9	Ilita	34
	7,1	7,1	—	Caolinita	4
M-8	14,7	17,0	9,9	Montmorillonita	14
	11,9	12,1	9,9	Sepiolita	15
	9,9	10,0	9,9	Ilita	63
	7,1	7,1	—	Caolinita	8
M-9	14,5	17,1	9,9	Montmorillonita	17
	11,9	12,2	9,9	Sepiolita	35
	10,0	10,0	9,9	Ilita	39
	7,0	7,0	—	Caolinita	9
M-10	24,5-12,2	12,2	23,0-12,0	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	19
	14,5	15,7	12,0	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	47
	14,2	14,2	13,6	Clorita	13
	10,0	10,0	10,0	Ilita	21

tulo I. Añadiremos solamente que la clorita continúa siendo de baja cristalinidad y que es posible advertir en el diagrama indicios de un interestratificado de tipo (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>).

Muestra M-10.—Su composición mineralógica está integrada por un interestratificado de tipo (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) en el 19 por 100, clorita en el 13 por 100, ilita en el 21 por 100 y un edificio interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 47 por 100.

La interestratificación (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) es bastante regular y con un por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100 como puede deducirse de los valores de sus líneas de difracción. Por el contrario el edificio de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) es irregular y con un mayor porcentaje de capas de montmorillonita que de clorita.

La clorita es de baja cristalinidad y la ilita es más cristalina que la de las muestras anteriores.

### 3.1.18. SERIE DE MONTEANA, A. T. D.

Se ha estudiado por análisis térmico diferencial la muestra M-6. Su registro aparece representado en la figura 49. Este se caracteriza por presentar un primer efecto endotérmico a 140° C, seguido de otro pequeño efecto también endotérmico, a 300° C. En la región de 600° C aparece un pequeño endotérmico y finalmente en la región de 830° C. se presenta un llamativo efecto endo-exotérmico.

En el primer endotérmico (140° C.) coinciden indudablemente los primeros efectos de ilita, montmorillonita y sepiolita, ya que estos minerales poseen endotérmicos en esa región. El segundo endotérmico es debido a la presencia de montmorillonita y de sepiolita, ya que este efecto es característico de montmorillonitas trioctáedricas (SCHMIDT y HEYSTEK, 1953) y de sepiolita (MARTÍN VIVALDI y CANO RUIZ, 1953), aunque dada la escasa cantidad de sepiolita presente en la muestra, debe de corresponder en su mayor parte a montmorillonita.

El pequeño efecto a 600° C. debe ser producido por ruptura de la capa brucítica de la clorita y finalmente el gran endotérmico-exotérmico corresponde a la suma de los efectos de montmorillonita, clorita y sepiolita.



Fig. 63.—Grandes cristales de mica junto a pequeños cristales de illita. Serie de Puerto de Horna ( $\times 20.520$ )



Fig. 64.—Haz de cristales de sepiolita de la Serie de Monteana ( $\times 25.960$ )

### 3.1.19. SERIE DE MONTEANA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por microscopía electrónica las siguientes muestras:

Muestra M-2.—La mayor parte de la muestra está integrada por cristales de illita entre los que existen algunos cristales de mica.

La clorita se presenta en cristales totalmente alotriomorfos.

El interestratificado se presenta en masas aglomeradas de cristales muy similares a la illita en morfología.

Muestra M-9.—Gran abundancia de tubos de sepiolita dispuestos formando sus típicos haces (fig. 64). Los cristales de sepiolita son de fibra muy larga.

Cristales de mica e illita junto a caolinitas poco abundantes y de pequeño tamaño.

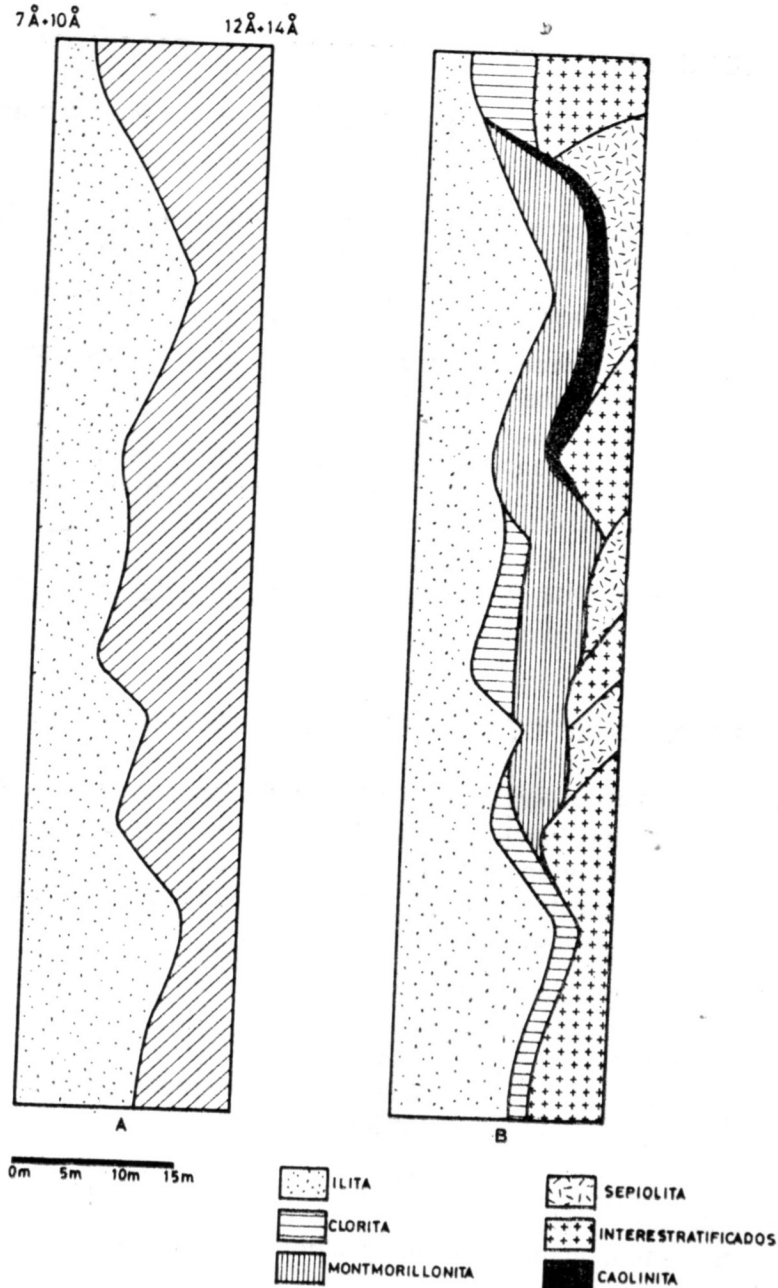
### 3.1.20. SERIE DE MONTEANA. CONCLUSIONES

En la figura 65-A se expone la variación de los minerales a 7 Å y 10 Å (caolinita e illita) frente a los de 12 Å y 14 Å (interestratificados, clorita, montmorillonita y sepiolita) a lo largo del perfil de la serie. En la figura 65-B aparece esta variación desglosada en las diferentes especies que componen las muestras.

De ella puede deducirse que la proporción de minerales a 12 Å y 14 Å aumenta desde los tramos superiores, así como los inferiores están constituidos por clorita, interestratificados e illita, mientras que en la zona central la montmorillonita alterna con sepiolita, interestratificados e incluso con pequeñas proporciones de caolinita.

Es interesante hacer notar que la sepiolita aparece repetida en tres estadios de la serie y siempre entre capas que poseen interestratificados tipo (10<sub>i</sub>—14<sub>c</sub>), montmorillonita y clorita o caolinita (esta última sólo en la zona superior).

Tanto la clorita como la illita son de baja cristalinidad, el interestratificado (10<sub>i</sub>—14<sub>c</sub>) aumenta su regularidad desde las zonas inferiores hacia las superiores. El interestratificado (14<sub>c</sub>—14<sub>m</sub>) que sólo se en-



SERIE DE MONTEANA

Fig. 65

cuentra en el tramo superior, es muy irregular y con predominio de las capas tipo montmorillonita.

La sepiolita en todos los casos posee buena cristalinidad y se presenta en cristales de fibra muy larga.

### 3.1.21. SERIE DE VIÑON. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla XII se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra V-1.—Mineralógicamente está constituida por ilita en el 96 por 100 y caolinita en el 4 por 100.

La ilita presenta una reflexión a 10,0 Å, ligeramente abierta y dentada hacia la región de menores ángulos, lo que indica se trata de una verdadera ilita.

Muestra V-2.—Mineralógicamente está constituida exclusivamente por ilita, con características de cristalinidad similares a la de la muestra anterior.

Muestra V-4.—Mineralógicamente está constituida por ilita en el 92 por 100 y caolinita en el 8 por 100.

La reflexión de la ilita (001) posee mayor simetría que las de las muestras anteriores, pero aún presenta algunas indentaciones en la región de los menores ángulos. Esta línea puede corresponder a una mezcla de ilita y mica.

Muestra V-6.—Su composición mineralógica está integrada por ilita en el 91 por 100 y caolinita en el 9 por 100.

Ambas presentan, en cuanto a cristalinidad, características similares a las de muestras anteriores.

Muestra V-7.—Mineralógicamente está constituida por ilita en el 90 por 100 y clorita en el 10 por 100.

La reflexión a 10 Å corresponde, al igual que en muestras anteriores, a una mezcla de ilita y verdadera mica.

La clorita presenta una reflexión (001) ancha y muy dentada, lo que indica una no buena cristalinidad.

TABLA XII  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE VIÑÓN (CUENCA ASTURIANA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
V-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	96
V-2	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4
V-3	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
V-4	9,9	9,9	Carbonatos CO <sub>3</sub> Ca	9,9	Ilita	92
V-5	7,2	7,2	—	7,1	Caolinita	8
V-6	10,0	10,0	Carbonatos CO <sub>3</sub> Ca	9,9	Ilita	91
V-7	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	9
V-8	14,2	14,2	13,8	—	Clorita	10
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	90
V-9	14,2	14,2	13,9	—	Clorita	7
	10,0	10,0	9,9	10,0	Ilita	93
	14,1	15,7	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	12
	14,1	17,1	10,0	—	Montmorillonita	5
	14,1	14,2	13,8	—	Clorita	13
	9,9	10,0	10,0	9,9	Ilita	70
V-10	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100
V-11	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100
V-12	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	100

Muestra V-8.—Su composición mineralógica está integrada por ilita en el 93 por 100 y clorita en el 7 por 100. Ambas poseen características similares a las descritas en el párrafo anterior.

Muestra V-9.—Mineralógicamente está integrada por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 12 por 100, montmorillonita en el 2 por 100, clorita en el 13 por 100 e ilita en el 70 por 100.

El interestratificado es bastante irregular y alejado de la relación de interestratificación 1:1. Clorita e ilita poseen una cristalinidad similar a la de muestras anteriores.

Muestra V-10 Constituida mineralógicamente sólo por ilita, tratándose en realidad de una mezcla de ilita y mica.

Muestra V-11.—Idéntica composición a la de la muestra anterior, aunque en ésta, la cristalinidad de la ilita es superior.

Muestra V-12.—Constituida, al igual que las dos muestras anteriores, exclusivamente por ilita, aunque efectivamente ha de considerarse como una verdadera mica, dado lo agudas y simétricas que son sus reflexiones.

Su diagrama de difracción de Rayos X se expone en la figura 11.

### 3.1.22. SERIE DE VIÑÓN. A. T. D.

En la figura 66 se exponen los registros obtenidos de las muestras estudiadas por esta técnica. Puede observarse la gran similitud que presentan con las muestras expuestas anteriormente (C-1 y EV-2) y en las que la ilita-mica es el mineral mayoritario o el único presente.

### 3.1.23. SERIE DE VIÑÓN. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado las siguientes muestras:

Muestra V-4.—Grandes cristales de mica entre los que existen abundantes cristales de ilita. La caolinita se presenta en pequeños cristales, pero con excelentes hábitos hexagonales. El hierro goetítico es muy abundante.

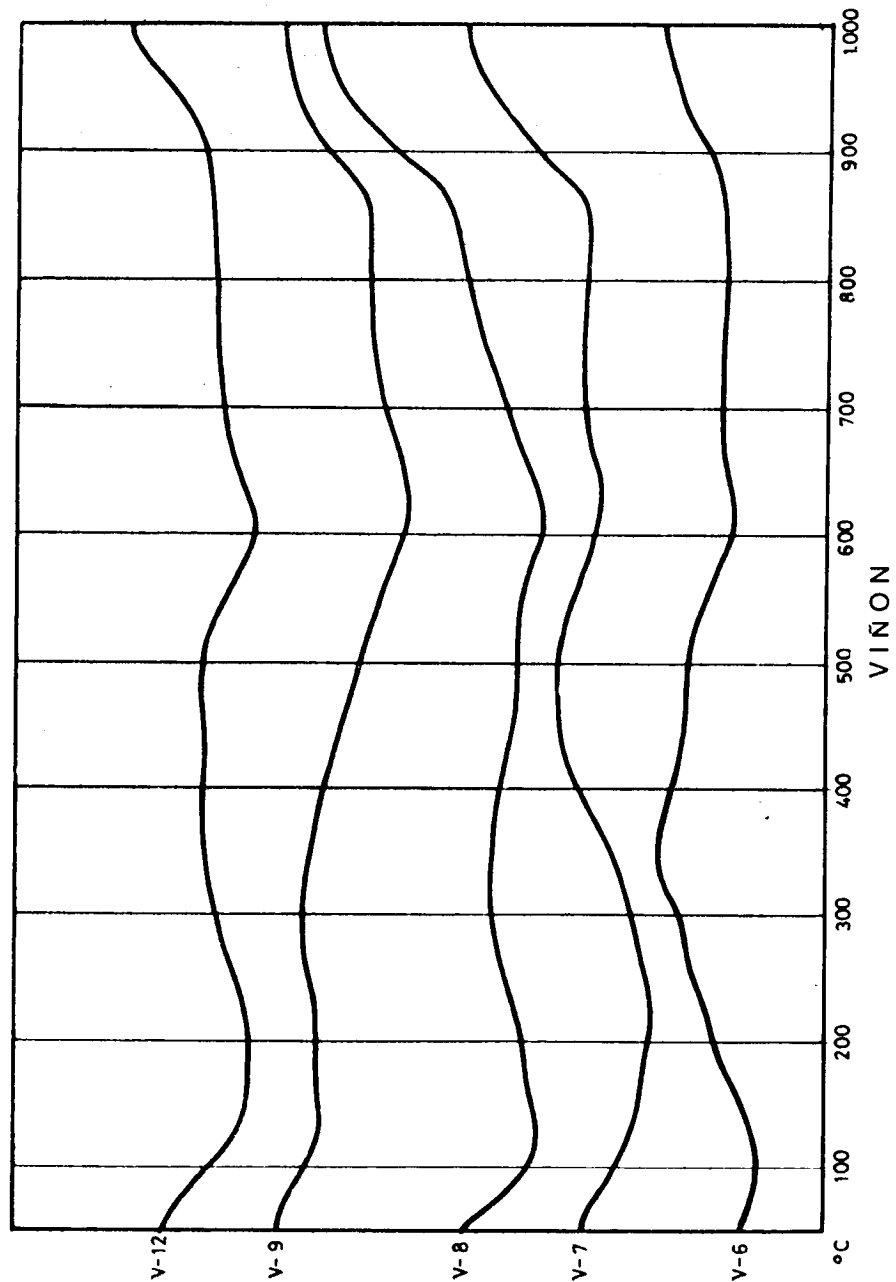


Fig. 66

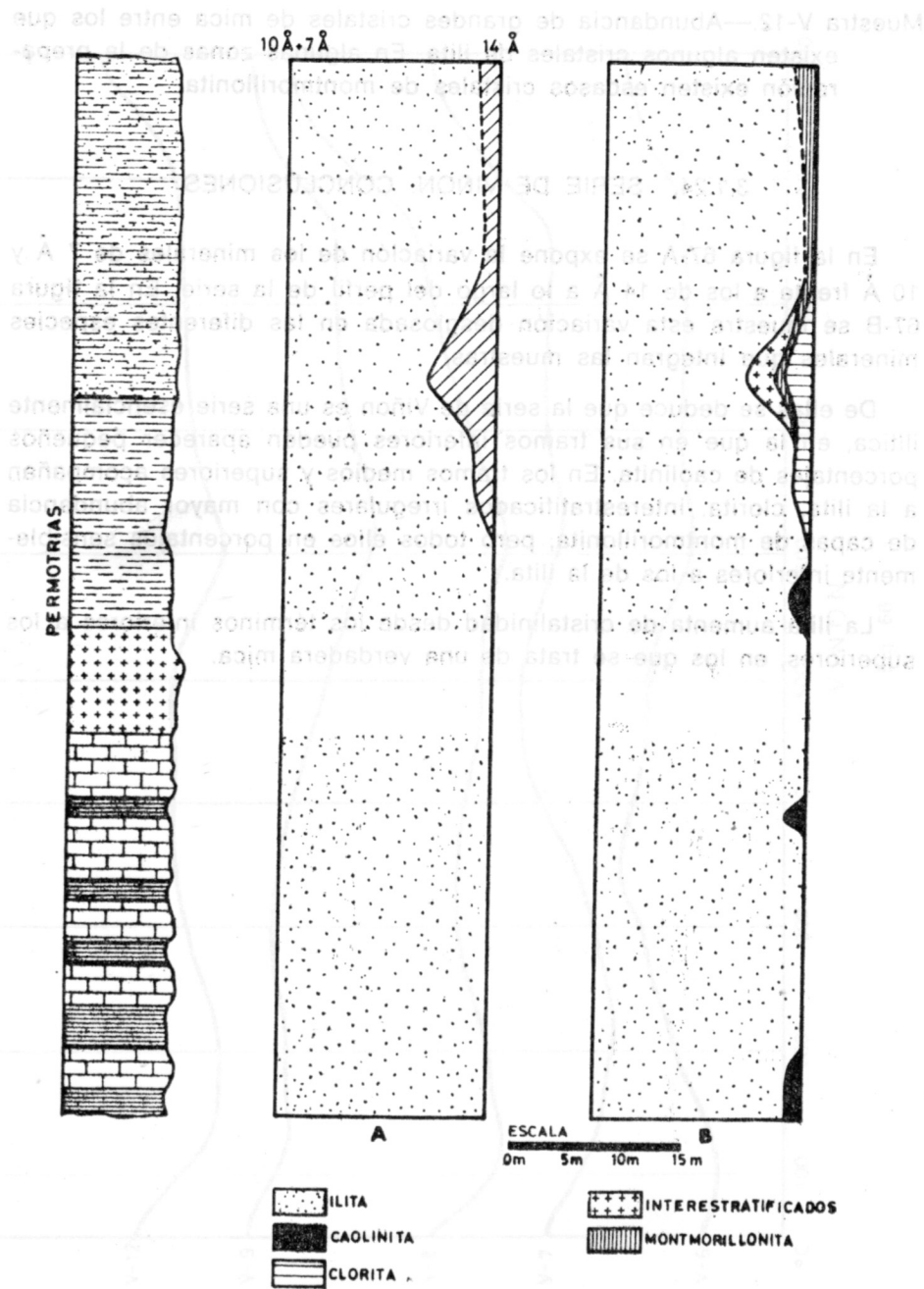
Muestra V-12.—Abundancia de grandes cristales de mica entre los que existen algunos cristales de illita. En algunas zonas de la preparación existen escasos cristales de montmorillonita.

### 3.1.24. SERIE DE VIÑON. CONCLUSIONES

En la figura 67-A se expone la variación de los minerales de 7 Å y 10 Å frente a los de 14 Å a lo largo del perfil de la serie. En la figura 67-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que integran las muestras.

De ellas se deduce que la serie de Viñon es una serie esencialmente ilítica, en la que en sus tramos inferiores pueden aparecer pequeños porcentajes de caolinita. En los tramos medios y superiores acompañan a la illita, clorita, interstratificados irregulares con mayor abundancia de capas de montmorillonita, pero todos ellos en porcentajes sensiblemente inferiores a los de la illita.

La illita aumenta de cristalinidad desde los términos inferiores a los superiores, en los que se trata de una verdadera mica.



SERIE DE VIÑON

Fig. 67

### 3.2. EL TRIASICO DE LA CORDILLERA IBERICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES

#### 3.2.1. SERIE DE PUERTO DE HORNA, DIFRACCION DE RAYOS X

Pese a que el presente estudio tiene, como ya se dijo anteriormente, por objeto establecer la mineralogía y la génesis de los minerales arcillosos, en la presente serie hemos estudiado los minerales no arcillosos, con objeto de tratar de establecer su relación con los de la fracción fina.

En la tabla XIII se muestra la composición mineralógica de las muestras totales, excluidos los minerales de la arcilla. En las tablas XIV, XV y XVI se exponen la lectura e interpretación de los diagramas de polvo de algunas de las muestras estudiadas, los restantes no se han incluido con objeto de evitar la monotonía de la repetición, de tablas muy similares.

En la tabla XVII se muestran los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales arcillosos que integran estas muestras, así como los resultados de la estimación semicuantitativa de los mismos.

Muestra PH-1.—Posee como minerales no arcillosos dolomita, como dominante, y una pequeña proporción de cuarzo. Un ataque con CIH dio como resultado un residuo insoluble menor del 5, por 100 en peso, de tal manera que la muestra es una dolomita casi pura.

La fracción arcilla, mineralógicamente está integrada por clorita en el 18 por 100 e ilita en el 82 por 100. La clorita presenta una línea (001) abierta y muy dentada, cuyo espaciado a 14,1 Å varía sensiblemente con los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, lo que nos indica se trata de una clorita lábil o que posee láminas de montmorillonita interestratificadas.

La ilita presenta un pico a 10 Å asimétrico y abierto hacia la

TABLA XIII

Muestra	Q	Dol.	Cal.	Yeso	Pirof.	Arag.	Fpto.	Magn.
PH-1	x	xxx						
PH-2	xx	x						
PH-3	x	xx	xx					
PH-4	x	x						
PH-5				x				
PH-6	x	x	x					
PH-7	x		xxx					
PH-8	xx	x			x			
PH-9	x			xxx		x		
PH-10			x		x	x		
PH-12	x				x	x		
PH-13	x			xx				x
PH-14	x		xx					
PH-15				xxx	x			
PH-16	x	x		xxx	x	x		
PH-17 A	x			xxx				
PH-17 B	x			xxx				
PH-17 C	x			xxx				
PH-17 D	x			xxx				
PH-17 E	x			x				
PH-17 F	x		x	xx				
PH-17 G	x		x	xx				
PH-17 H			x	xx				

x: Poco abundante. xx: Abundante. xxx: Muy abundante.

región de los menores ángulos. Esta línea se agudiza y adquiere mayor simetría después del calentamiento, se trata, pues, de una ilita abierta.

Muestra PH-2.—Posee como minerales no arcillosos, al igual que la anterior, dolomita y cuarzo, aunque en proporciones muy inferiores, ya que esta muestra corresponde a un nivel margoso y no calcáreo, como la precedente.

La fracción arcilla está integrada por clorita en el 20 por 100 e ilita en el 80 por 100.

La clorita, al igual que en el caso anterior, posee capas de montmorillonita intercaladas, ya que su línea (001) varía el espaciado frente a los diferentes tratamientos, al mismo tiempo que su simetría varía considerablemente, de tal manera que tras la solvatación con etilenglicol, la línea se abre considerablemente hacia la región de menores ángulos, por el contrario, tras el calentamiento a 550° C., no sólo desciende su espaciado (13,2 Å), sino que su línea se abre hacia la región de mayores ángulos.

La ilita presenta una línea (001) aguda y simétrica con ligeras indentaciones en la región de los pequeños ángulos, por lo que se trata de una ilita o bien de una mezcla de ilita-mica.

Muestra PH-3.—Posee como minerales no arcillosos, dolomita, ~~clorita~~ <sup>clorita</sup> y algo de cuarzo. La fracción arcilla está constituida por clorita en el 21 por 100 e ilita en el 79 por 100. Tanto la clorita como la ilita poseen características similares a las anteriores. Tal vez la ilita sea un poco más cristalina.

Muestra PH-4.—Posee como minerales no arcillosos, dolomita y cuarzo. La fracción fina mineralógicamente está compuesta por clorita en el 14 por 100 e ilita en el 86 por 100. Tanto la clorita como la ilita poseen características similares a las de muestras anteriores.

Muestra PH-5.—El yeso es el único mineral no arcilloso que la integra. La fracción arcilla está constituida por un interestratificado tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 19 por 100 e ilita en el 81 por 100. El diagrama de difracción de esta muestra se expone en la figura 28 y se discute en el apartado 1.3, por lo que se omite cualquier otro comentario.

La ilita posee características similares a las anteriores.

Muestra PH-6.—Posee como minerales no arcillosos, cuarzo, dolomita y calcita, todos ellos en baja proporción.

Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ( $14_c$ — $14_m$ ) en el 33 por 100, illita en el 60 por 100 y caolinita en el 7 por 100

El interestratificado es bastante irregular y con un tanto por ciento de interestratificación diferente al 50 por 100.

La illita es bastante cristalina, ya que sus líneas de difracción son bastante agudas y simétricas.

Muestra PH-7.—Posee como minerales no arcillosos, calcita en abundancia y algo de cuarzo. Su fracción arcilla está integrada por un interestratificado tipo ( $14_c$ — $14_m$ ) en el 31 por 100, clorita en el 14 por 100 e illita en el 55 por 100.

El interestratificado es bastante irregular, con un tanto por ciento de interestratificación diferente del 50 por 100 y en el que predominan las capas de montmorillonita, como se deduce de los valores de su línea (002) tras los diferentes tratamientos.

La clorita que acompaña al interestratificado, posee interlaminares capas que hinchan y colapsan, como se deduce de los valores de su línea de difracción.

La illita posee características similares a las descritas anteriormente.

Muestra PH-8.—Posee como minerales no arcillosos, cuarzo y dolomita.

En el diagrama de polvo de la muestra total, cuya lectura e interpretación se muestra en la tabla XIV, pueden observarse las reflexiones correspondientes a la pirofilita, mineral de naturaleza arcillosa, pero que no se encuentra en la fracción menor de dos micras. Esta, mineralógicamente, está constituida por un interestratificado de tipo ( $14_c$ — $14_m$ ) en el 31 por 100 e illita en el 69 por 100.

El interestratificado es irregular y con un por ciento de interestratificación diferente al 50 por 100, en el que predominan las láminas de clorita sobre las de montmorillonita, como puede deducirse de los valores de su línea (002).

La illita posee idénticas características a las descritas en la muestra anterior.

TABLA XIV

DIAGRAMA DE POLVO DE LA MUESTRA TOTAL PH-8. SERIE DE PUERTO DE HORNA (CORDILLERA IBERICA)

N.º	dÅ	I	Mica	Cuarzo	Pirol.	Dol.
1	9,90	12	x			
2	9,26	8			x	
3	4,47	16	x		x	
4	4,24	25	x	x		
5	3,68	6	x			x
6	3,45	5	x			
7	3,32	100	x	x	x	
8	3,02	55	x		x	
9	2,87	75	x			x
10	2,58	15	x		x	
11	2,49	8	x			
12	2,45	9		x		
13	2,40	11	x		x	
14	2,27	16	x	x	x	
15	2,18	20	x	x		x
16	2,12	5	x	x		
17	2,09	8	x			
18	2,01	12	x			
19	1,97	5	x	x		
20	1,90	6	x			
21	1,87	10	x		x	
22	1,81	10		x	x	
23	1,80	12		x		
24	1,78	15	x			x



Muestra PH-9.—Posee como minerales no arcillosos, yeso abundante, cuarzo y aragonito. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 71 por 100, clorita en el 12 por 100 e illita en el 17 por 100.

El interestratificado es bastante más regular que el de las muestras anteriores; puede observarse cómo tras el tratamiento por calentamiento a  $550^\circ\text{C}$ . su línea (001) se resuelve en un pico a  $23,9 \text{ \AA}$ . Al mismo tiempo su por ciento de interestratificación se aproxima bastante al 50 por 100.

La clorita posee características similares a las anteriormente descritas, es decir, en su estructura existen, interlaminadas, capas de montmorillonita.

La illita goza de buena cristalinidad.

Muestra PH-10.—Posee como minerales no arcillosos, calcita y aragonito. La pirofilita se encuentra también presente en esta muestra, aunque también en la fracción superior a dos micras. Esta última fracción está integrada por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 40 por 100, otro de tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ) en el 10 por 100, clorita en el 12 por 100 e illita en el 38 por 100.

El interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ) es irregular, aunque con un tanto por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100, predominando las capas de clorita sobre las de montmorillonita.

El interestratificado ( $10_i$  —  $14_c$ ) parece ser bastante regular, ya que en el calentamiento se resuelve una reflexión a  $23,8 \text{ \AA}$ , reflexión indudablemente, que podría asimilarse a la línea (001) del interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ), pero creemos que pertenece al del tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ), ya que es el doble de su línea (002) a  $12,0 \text{ \AA}$  y no es el doble de la línea (002) a  $12,2 \text{ \AA}$  del interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ).

La clorita y la illita poseen características similares a las descritas en muestras anteriores.

Muestra PH-12.—Posee como minerales no arcillosos, cuarzo y aragonito.

La pirofilita, al igual que en algunas de las muestras descritas anteriormente, se presenta en la fracción superior a dos micras.

En la tabla XV se muestra la lectura e interpretación del diagrama de polvo correspondiente a la muestra total.

TABLA XV  
DIAGRAMA DE POLVO DE LA MUESTRA TOTAL PH-12. SERIE DE PUERTO DE HORNA  
(CORDILLERA IBERICA)

N.º	d $\text{\AA}$	I	Mica	Pirof.	Fel.	Arag.	Cuarzo	Min. 14 $\text{\AA}$
1	14,01	6						x
2	9,90	12	x					
3	9,14	5		x				
4	7,03	9						x
5	4,97	4	x					
6	4,70	3			x			
7	4,45	6	x	x				
8	4,25	23	x				x	
9	3,84	7	x		x			
10	3,76	5			x			
11	3,45	5			x			
12	3,33	100	x		x	x	x	
13	3,23	11			x	x		
14	3,02	29	x	x	x			
15	2,89	3	x					
16	2,76	2				x		
17	2,53	6	x					
18	2,48	8				x		
19	2,45	8	x	x			x	
20	2,37	3	x					
21	2,27	12					x	
22	2,23	2	x					
23	2,15	3	x					
24	2,12	6					x	
25	2,07	4		x				

La fracción menor de dos micras, mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 67 por 100, otro interestratificado de tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ) en el 7 por 100, clorita en el 6 por 100, caolinita en el 3 por 100 e illita en el 17 por 100.

El interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ) es irregular y con un por ciento de interestratificación diferente al 50 por 100. El de tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ) es previsible en función de las líneas (de poca intensidad) que aparecen a 11,6 Å (A. O. N.) y a 20,0 Å (550° C.).

La illita posee características similares a las de muestras anteriores. En el caso de la clorita es difícil determinar su cristalinidad, ya que sus reflexiones se encuentran englobadas o muy cercanas a las del interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ).

**Muestra PH-13.**—Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son cuarzo, magnesita y yeso, éste último en gran abundancia. La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 72 por 100, clorita en el 13 por 100 e illita en el 15 por 100.

El interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ) es bastante regular y con un por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100.

La clorita, al igual que en la muestra anterior, es difícil determinarle su cristalinidad, ya que muchas de sus reflexiones se encuentran englobadas dentro de las del interestratificado.

La illita posee características similares a las de muestras anteriores.

**Muestra PH-14.**—El cuarzo y la calcita son los minerales no arcillosos que componen esta muestra. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 79 por 100 e illita en el 21 por 100.

Tanto el interestratificado como la illita poseen características similares a las de muestras anteriores.

**Muestra PH-15.**—El yeso es el mineral no arcilloso que compone la muestra. La pirofilita se encuentra al igual que en las muestras anteriores que la poseen, en la fracción mayor de dos micras. Esta última fracción está compuesta mineralógicamente por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 72 por 100, otro in-

TABLA XVI

DIAGRAMA DE POLVO DE LA MUESTRA TOTAL PH-13.  
SERIE DE PUERTO DE HORNA (CORDILLERA IBERICA)

N.º	dÅ	I	Mica	Yeso	Mag.	Cuarzo
1	9,80	18	x			
2	7,51	96		x		
3	4,47	35	x			
4	4,24	100	x	x		
5	3,77	26	x	x		
6	3,32	56	x			x
7	3,04	70	x	x		
8	2,85	38	x	x		
9	2,78	18	x	x		
10	2,74	50			x	
11	2,68	27		x		
12	2,55	30	x			
13	2,50	33	x	x	x	
14	2,44	28	x	x		
15	2,40	25		x		
16	2,20	18		x		
17	2,09	36		x	x	
18	2,06	20		x		
19	1,69	24			x	

terestratificado de tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ) en el 10 por 100 e illita en el 18 por 100.

El interestratificado ( $14_c$  —  $14_m$ ) es irregular; el de tipo ( $10_i$  —  $14_c$ ) es bastante regular y con un tanto por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100.

Muestra PH-16.—Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son: el yeso, como dominante, y cuarzo, dolomita y aragonito, como accesorios.

La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 68 por 100, montmorillonita en el 6 por 100 e illita en el 26 por 100.

La interestratificación es similar a la de muestras anteriores y la illita es parecida a las descritas en muestras precedentes.

Muestra PH-17-A.—Los minerales no arcillosos que integran esta muestra son el yeso como esencial y el cuarzo como accesorio. La fracción arcilla está compuesta por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 76 por 100, clorita en el 9 por 100 e illita en el 15 por 100.

Tanto la clorita como el interestratificado y la illita poseen características similares a las descritas en muestras anteriores.

Muestra PH-17-B.—El mineral no arcilloso dominante es el yeso, al que acompaña como accesorio el cuarzo.

La fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) en el 71 por 100, clorita en el 14 por 100 e illita en el 15 por 100.

Todos estos minerales poseen características similares a los anteriores.

Muestra PH-17-C.—Al igual que en la muestra anterior, el yeso y el cuarzo son los únicos minerales no arcillosos que integran esta muestra.

La fracción arcilla mineralógicamente está compuesta por montmorillonita en el 27 por 100, illita en el 63 por 100 y caolinita en el 10 por 100.

La montmorillonita posee algunas capas de clorita interlaminaadas, ya que tras el tratamiento con etilenglicol su reflexión (001) no hincha a  $17,0 \text{ \AA}$  y tras el tratamiento por calentamiento la reflexión a  $10 \text{ \AA}$  está ligeramente abierta y con abundantes indentaciones hacia la región de los pequeños ángulos.

Muestra PH-17-D.—El cuarzo y el yeso son los minerales no arcillosos

TABLA XVII  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE PUERTO DE HORNA (CORDILLERA IBERICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. F. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
PH-1	14,1	14,6	13,5	—	Clorita illita	18
	10,0	10,1	10,0	10,0		82
PH-2	14,2	14,3	13,2	—	Clorita illita	20
	10,0	10,0	10,0	10,0		80
PH-3	14,1	14,6	13,2	—	Clorita illita	21
	10,0	10,0	10,0	10,0		79
PH-4	14,2	14,3	13,3	—	Clorita illita	14
	10,0	10,0	10,0	10,0		86
PH-5	14,1	15,0	20,0-10,0	—	(14 <sub>v</sub> - 14 <sub>m</sub> ) illita	19
	10,0	10,0	10,0	10,0		81
PH-6	14,3	15,4	12,9	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) illita	33
	10,0	10,0	10,0	10,0		60
PH-7	7,0	7,0	—	7,0	Caolinita	7
	14,5	15,9	12,2	—		31
PH-8	(14,1)	14,3	13,4	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) Clorita illita	14
	10,1	10,0	10,1	10,0		55
PH-9	14,4	15,4	12,6	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) illita	31
	10,1	10,0	10,0	10,0		69
PH-9	14,6	15,6	23,9-12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) Clorita illita	71
	(14,1)	(14,1)	13,5	—		12
	10,0	10,0	10,0	10,0		17

Muestra	A. O. N.	A. O. F. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
PH-10	14,2	15,3	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	40
	12,1	12,4	23,8-12,0	—	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	10
	14,2	14,0	13,4	—	Clorita	12
	10,0	10,0	10,1	10,0	Ilita	38
PH-11			Yeso			
PH-12	14,6	15,4	11,7	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	67
	11,6	(13,5)	20,0-10,0	—	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>m</sub> )	7
	(14,1)	(14,1)	13,9	—	Clorita	6
	(7,1)	(7,1)	—	7,1	Caolinita	3
PH-13	10,0	9,9	10,0	10,0	Ilita	17
	14,7	15,5	21,0-11,8	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	72
	(14,1)	(14,1)	13,7	—	Clorita	13
	10,0	9,9	10,1	10,0	Ilita	15
PH-14	14,0	15,5	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	79
	10,0	10,1	10,0	10,0	Ilita	21
PH-15	14,7	15,7	13,1	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	72
	(11,1)	23,2-(12,1)	12,3	—	(10 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	10
	10,1	10,1	10,1	10,1	Ilita	18
PH-16	14,9	15,4	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	68
	14,9	16,8	10,0	—	Montmorillonita	6
	9,9	9,9	10,0	10,0	Ilita	26
PH-17 A	14,5	15,6	12,0	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	76
	(14,1)	(14,1)	14,0	—	Clorita	9
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	15
PH-17 B	14,7	15,7	11,9	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	71
	(14,1)	(14,2)	14,1	—	Clorita	14
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	15

PH-17 C	14,8	16,8	10,0	—	Montmorillonita	27
	9,9	10,1	10,0	—	Ilita	63
	7,2	7,1	—	7,1	Caolinita	10
PH-17 D	15,0	15,6	11,8	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	64
	14,1	14,1	13,6	—	Clorita	12
	(14-15)	17,0	10,0	—	Montmorillonita	4
	10,1	10,0	10,0	10,0	Ilita	20
PH-17 E	14,5	15,5	12,5	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	70
	(14,1)	14,2	13,6	—	Clorita	15
	10,1	9,9	9,8	—	Ilita	15
PH-17 F	14,5	15,3	12,2	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	73
	(14-15)	17,0	10,0	—	Montmorillonita	4
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	20
	(7,1)	7,1	—	7,1	Caolinita	3
PH-17 G	14,9	15,6	12,5	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	72
	(14-15)	17,0	10,0	—	Montmorillonita	5
	10,0	10,0	9,9	10,0	Ilita	20
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	3
PH-17 H	14,7	15,2	12,5	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	62
	(14,2)	14,2	13,6	—	Clorita	21
	10,0	10,0	9,9	—	Ilita	17

Los espaciados entre paréntesis indican que se encuentran englobados dentro de otra línea más intensa cercana a ellos.

que componen la muestra. La fracción arcilla mineralógicamente está compuesta por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 64 por 100, clorita en el 12 por 100, montmorillonita en el 4 por 100 e illita en el 20 por 100.

El interestratificado es irregular, con predominio de las capas de montmorillonita. La clorita posee capas de montmorillonita interlaminaadas.

Muestra PH-17-E.—Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son similares a los de la muestra anterior. La fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>), irregular, en el 70 por 100, clorita, con algunas láminas de montmorillonita interestratificadas, en el 15 por 100 e illita en el 15 por 100.

Muestra PH-17-F.—Posee, al igual que la muestra anterior, cuarzo y yeso como minerales no arcillosos. La fracción arcillosa está constituida por un interestratificado irregular de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 70 por 100, montmorillonita en el 4 por 100, illita en el 20 por 100 y caolinita en el 3 por 100.

Muestra PH-17-G.—Idéntica composición mineralógica a la de la muestra anterior, sólo varían los porcentajes y éstos ligeramente.

Muestra PH-17-H.—Su composición mineralógica está integrada por cuarzo y yeso como minerales no arcillosos, un interestratificado irregular de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 62 por 100, clorita, con capas que colapsan al calentar, en un 21 por 100 e illita en el 17 por 100.

### 3.2.2. SERIE DE PUERTO DE HORNA. A. T. D.

En la figura 68 se exponen los registros de A. T. D. de las muestras estudiadas. Se han reunido en dos grupos de acuerdo con las semejanzas entre ellas.

El intervalo entre 50° C. y 500° C. es muy similar en ambos grupos. En él se aprecia un amplio endotérmico, dentro del cual y en algunas muestras, se resuelve un pico a 125° C. (PH-3, PH-17-F, PH-17-G y PH-17-H), mientras que en las restantes el pico es suave y redondeado en torno a los 200° C.

El intervalo entre 500° C y 700° C. marca una clara diferencia entre

ambos grupos. El primero de ellos muestra un amplio endotérmico poco agudo y con intensidad máxima a 600° C.

El segundo grupo de curvas se caracteriza por presentar un endotérmico bien definido con intensidad máxima a 630° C., asimétrico y abierto hacia la zona de menores temperaturas. La muestra PH-13 presenta un pequeño endotérmico a 560° C. que ha de ser atribuido a la presencia de magnesita.

Ambos grupos de curvas poseen también grandes diferencias en el intervalo de temperaturas comprendidas entre 700° C. y 1.000° C. En el primer grupo se advierte un fenómeno endotérmico-exotérmico en forma de escalón, muy similar al descrito anteriormente para muestras pertenecientes a otras series estratigráficas con altos contenidos en illita. El efecto endotérmico se produce en torno a los 840° C. y el exotérmico alrededor de los 900° C.

El segundo grupo presenta también efectos endo-exo, pero ambos muy bien definidos a temperaturas más bajas, dentro de este rango de temperaturas. El efecto endotérmico aparece a 810° C. y el exotérmico a 835° C.

Indudablemente el primer efecto endotérmico, que se produce en torno a los 200° C. es debido en ambos grupos a la presencia de illita y clorita. La illita produce el efecto que se insinúa en torno a los 125° C. y la clorita el que aparece a 200° C., y engloba al anterior. La amplitud del fenómeno endotérmico posiblemente no sólo se deba a que coincidan minerales con efectos cercanos, sino a la presencia de geles de hierro y aluminio.

El fenómeno endotérmico del intervalo comprendido entre 500° C. es originado por la presencia de illita y clorita, acentuándose en el segundo grupo de curvas por la existencia de interestratificados y de montmorillonita.

El efecto final endo-exo es más marcado a medida que aumentan los minerales de tipo interestratificado y la montmorillonita.

### 3.2.3. SERIE DE PUERTO DE HORNA. T.G.

Se han estudiado por este método las muestras PH-3, PH-5, PH-10, PH-15 y PH-17-A. Los digramas de pérdida de peso se exponen en la figura 69. En ordenadas figuran las pérdidas de peso en tanto por ciento y en abscisas las temperaturas.

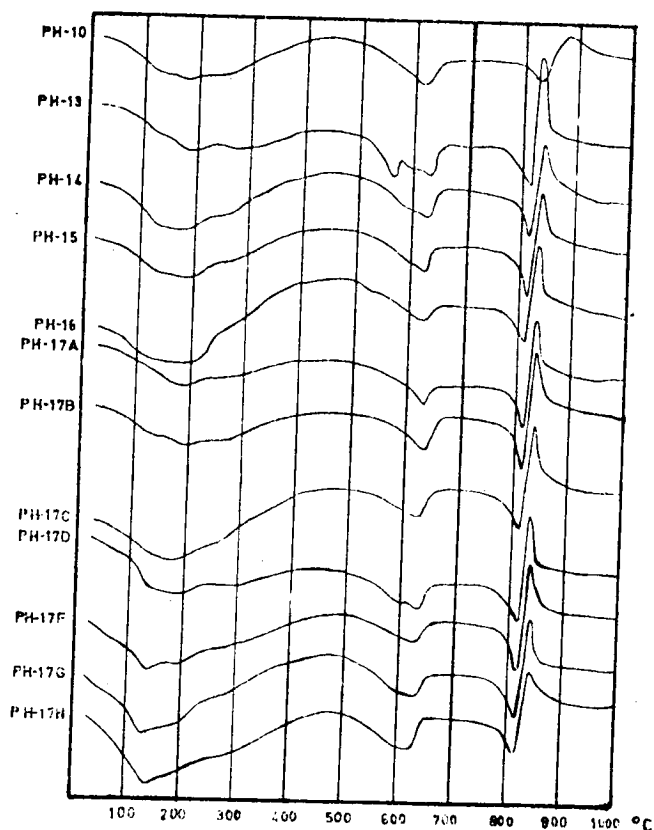
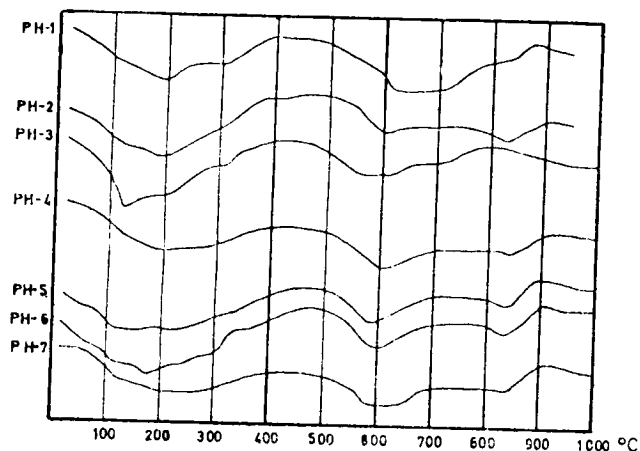


Fig. 68

Como puede observarse en la figura citada anteriormente, las cinco curvas son muy similares en el intervalo comprendido entre 50° C. y 450° C. El escalón que presentan hasta los 200° C. corresponde a la pérdida del agua de hidratación, con valores entre el 3 por 100 y el 5 por 100. A partir de los 200° C. la pérdida es mucho más lenta salvo en la muestra PH-3.

En torno a los 450° C. se inicia un nuevo escalón que se atenúa alrededor de 650° C. El valor de la pérdida aumenta progresivamente desde el 4,5 por 100 al 6,5 por 100.

A partir de 650° C. las divergencias en el desarrollo de los diagramas son progresivamente mayores. En PH-3 y PH-5 la deshidratación continúa suavemente. En PH-10 la amplitud del fenómeno aumenta y en PH-15 y PH-17-A hay una pérdida brusca mayor del 1 por 100 entre 780° C. y 820° C. y a partir de este punto el fenómeno finaliza suavemente.

El desarrollo de estos procesos concuerda con la composición mineralógica de las muestras. Los minerales mayoritarios son illita, clorita, montmorillonita y el interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>), y los minoritarios los interestratificados (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) y (14<sub>v</sub> — 14<sub>m</sub>). En todos ellos se produce una pérdida gradual de agua de hidratación que se traduce en el primer escalón.

La pérdida brusca, entre 500° C. y 600° C. aproximadamente, corresponde a la pérdida de los hidróxilos de la capa octaédrica de la illita, los de la capa brucítica de la clorita y la salida del agua interlaminar de la montmorillonita. La suave inflexión que presenta la muestra PH-3 a 300° C. puede corresponder a la illita, muy abundante en la muestra y caracterizada por la irregularidad de sus procesos de deshidratación.

El tercer tramo de las curvas es muy representativo de su composición mineralógica. Como se puede observar en la tabla XVII la proporción de illita decrece desde la muestra PH-5 a PH-17-A, aumentando progresivamente la de minerales a 14 Å y dentro de ellos el por ciento de minerales con mayor pérdida de peso (montmorillonita y (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>)), lo que se traduce, no sólo en que las muestras que poseen estos minerales en abundancia presenten un escalón más acusado que las que no lo poseen (PH-3 y PH-5), sino que las pérdidas totales de peso aumentan progresivamente desde PH-10 a PH-17-A.

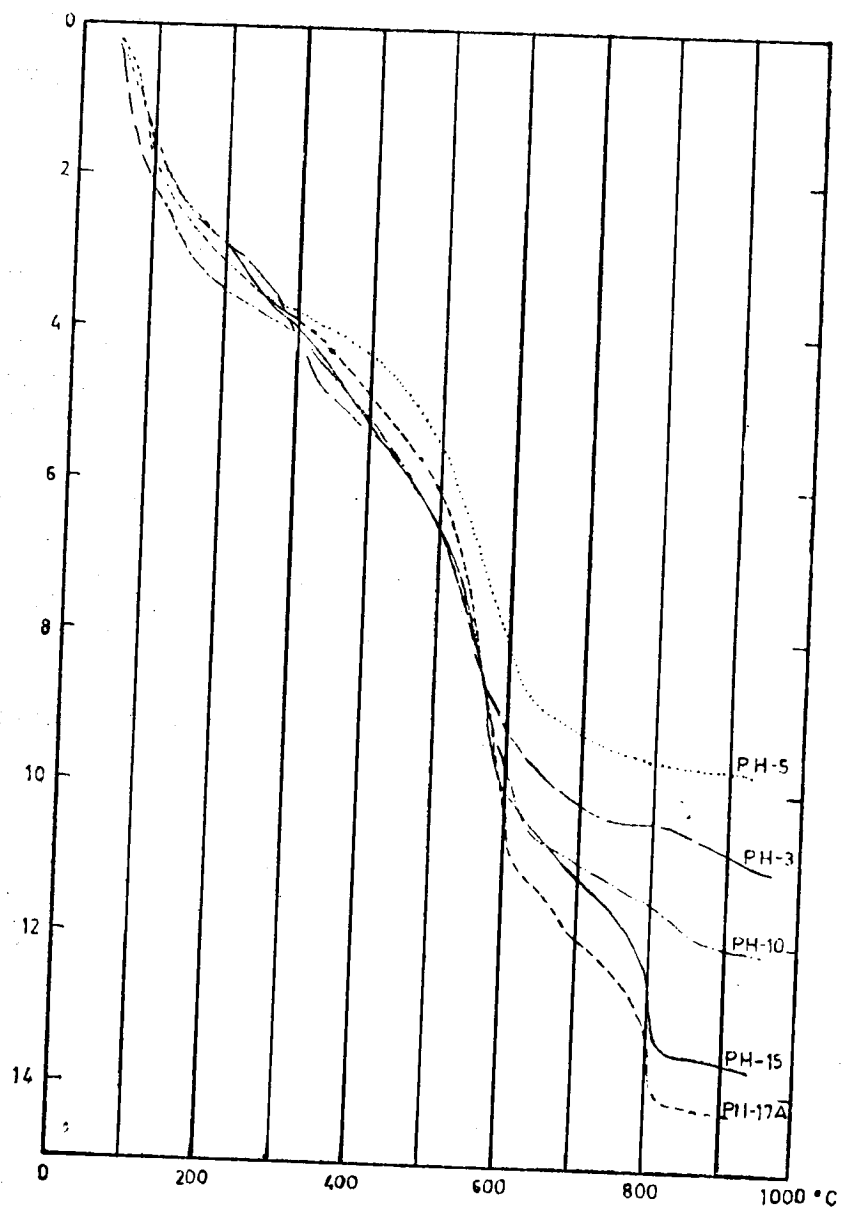


Fig. 69

### 3.2.4. SERIE DE PUERTO DE HORNA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por medio de esta técnica las siguientes muestras:

**Muestra PH-3.**—Posee gran abundancia de óxidos de hierro, mica en grandes cristales y algunos cristales de ilita. La clorita se presenta en cristales alotriomorfos. Posee algunas cristales de caolinita.

En la figura 63 se muestra el aspecto de los cristales de mica e ilita.

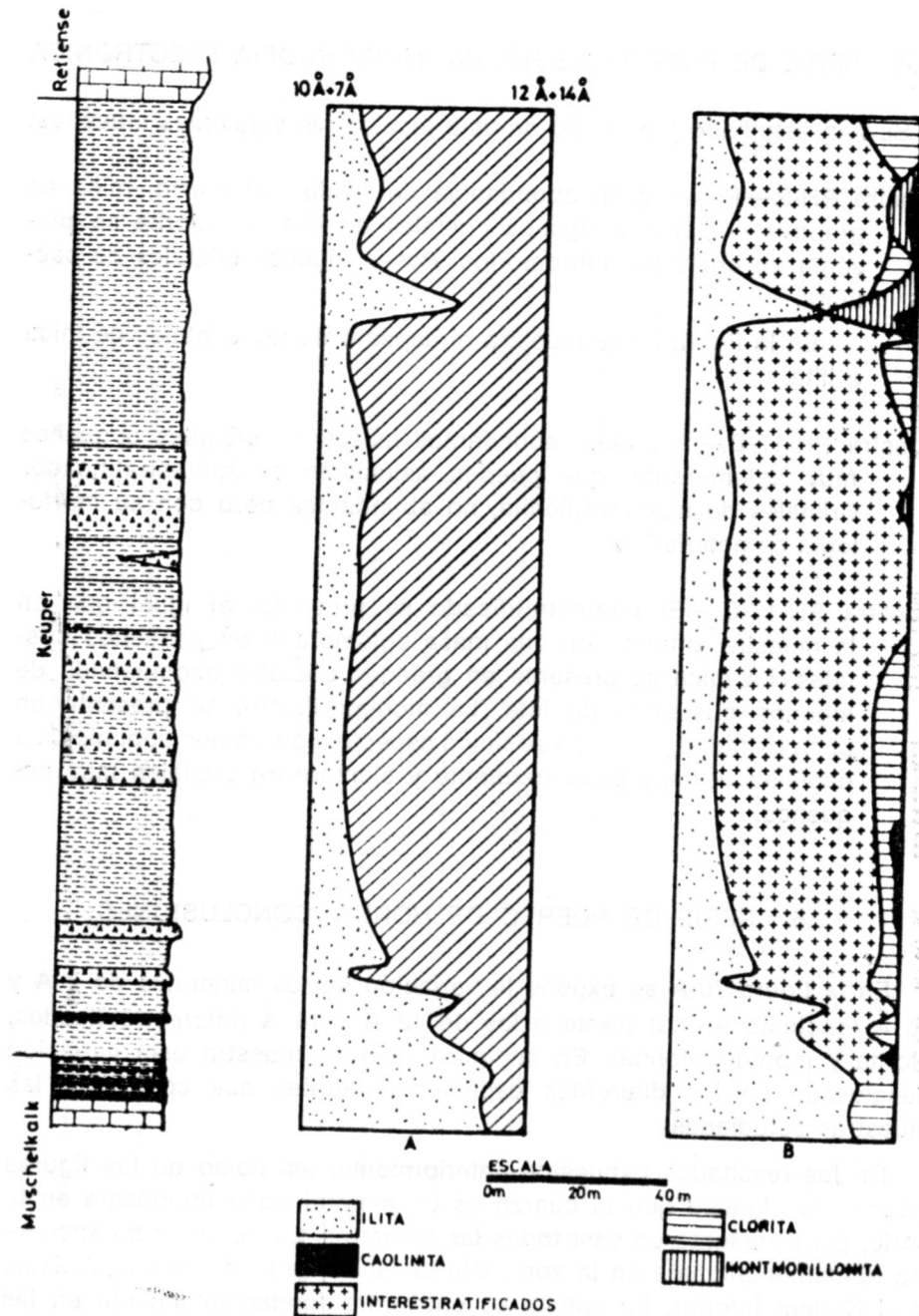
**Muestra PH-17-D.**—Aparecen abundantes masas de cristales pequeños muy aglomerados que pueden asimilarse al interestratificado. Cristales de montmorillonita, no abundantes pero con su morfología característica.

**Muestra PH-17-G.**—El interestratificado se presenta, al igual que en la muestra anterior, en una masa aglomerada de pequeños cristales. La mica se presenta en grandes cristales acompañada de algunos cristales de ilita. La montmorillonita se presenta en poca cantidad, pero con su típico aspecto, con bordes doblados. La caolinita es muy poco frecuente y siempre en cristales muy pequeños.

### 3.2.5. SERIE DE PUERTO DE HORNA. CONCLUSIONES

En la figura 70-A se expone la variación de los minerales de 7 Å y 10 Å (caolinita e ilita) frente a los de 12 Å y 14 Å (interestratificados, clorita y montmorillonita). En la figura 70-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que componen las muestras estudiadas.

De los resultados expuestos anteriormente, así como de las figuras citadas, se deduce que el cuarzo es un mineral poco abundante en la serie, pero presente en casi todas las muestras. La dolomita se encuentra fundamentalmente en la zona inferior de la serie, en el Muschelkalk y el Keuper inferior. La calcita se encuentra fundamentalmente en las zonas media e inferior de la serie, volviendo a aparecer en las tres muestras más superiores, pero siempre en poca cantidad, excepto en la muestra PH-7 que corresponde a un nivel de calizas margosas. El yeso se en-



SERIE DE PUERTO DE HORNA

Fig. 70

cuentra en toda la serie salvo en el tramo más inferior, aumentando sensiblemente su porcentaje a medida que se asciende en la serie, llegando en algunas zonas a constituir niveles masivos. En las cuatro muestras superiores decrece ligeramente su porcentaje.

La pirofilita y el aragonito se encuentran limitados a la zona central de la serie y ambos nunca llegan a alcanzar proporciones considerables.

En cuanto a los minerales arcillosos, se observa que la illita es el mineral mayoritario sólo en los tramos inferiores, pertenecientes al Muschelkalk y al Keuper inferior, cediendo rápidamente su preponderancia a los edificios a 12 Å y 14 Å. No obstante, ha de indicarse que en el tramo superior de la serie, en el nivel correspondiente a la muestra PH-17-C, la illita aumenta considerablemente superando el 60 por 100, este aumento brusco de la illita coincide con un máximo de la montmorillonita y de la caolinita, ésta última se presenta esporádicamente en la serie y siempre en poca proporción, generalmente la presencia de caolinita va asociada a ligeros aumentos de illita, hecho que ocurre también para la montmorillonita.

La clorita es un mineral no muy abundante, pero bastante frecuente en toda la serie, faltando en muy pocas zonas.

Los interestratificados son los minerales más abundantes en la serie, excluyendo los niveles inferiores. Su porcentaje se mantiene bastante constante a lo largo de todo el perfil, oscilando en torno al 70 por 100.

Por último hemos de reseñar algunos hechos que consideramos importantes y que justificaremos en el Capítulo IV ("Discusión y conclusiones"). El primero de ellos consiste en que la illita ha de considerarse como una verdadera mica, o a lo sumo la fracción denominada illita es una mezcla de cristales de illita y mica, encontrándose los de illita en muy poca proporción. Las cloritas no poseen buena cristalinidad, es decir, no han de considerarse cloritas en sentido estricto, sino cristales de clorita con capas de montmorillonita interlaminaadas.

El interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) es generalmente irregular con predominio de las capas de clorita en las zonas inferiores, con igualdad en el por ciento de interestratificación en la zona media y con predominio de las capas de montmorillonita en las superiores. Esto último determina algunas veces que sea muy difícil asimilar un edificio cristalino a una de las dos especies, planteándose el problema de si se trata de una montmorillonita con capas de clorita interlaminaadas o bien de un interestratificado en el que superabundan las capas de montmorillonita. Problema



idéntico se plantea con la clorita. Es muy difícil determinar en donde se encuentra el límite entre una clorita "lábil" y un interestratificado ( $14_c - 14_m$ ) en el que las capas de montmorillonita sean poco abundantes.

Estos hechos quedan expuestos claramente en la figura 70-B, en la que se puede ver cómo en el tramo superior de la serie, las zonas que representan las abundancias de cada una de las especies presentes, y que están limitadas por una línea de trazo continuo se cortan unas a otras, debido a que nosotros hemos querido marcar unos límites que la naturaleza no ha impuesto. Sería mucho más real que dichos límites y, aún mejor, toda la zona superior, fuese difusa, y en ella se encontrasen estos términos no bien definidos y difíciles de asimilar a una especie mineral en sentido estricto.

No obstante, un hecho patente es, que a medida que se asciende en la serie aumentan los minerales con láminas hinchables (predominio de capas de montmorillonita en los interestratificados, montmorillonita).

### 3.3. EL TRIASICO DE LA ZONA PREBETICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES

#### 3.3.1. SERIE DE CERRO MORTERO. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla XVIII se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras estudiadas, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra CM-1.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en el 5 por 100 e illita en el 95 por 100.

La clorita presenta una línea de difracción a 14,0 Å de poca intensidad, muy asimétrica y en la que las indentaciones son numerosas, se trata indudablemente de una clorita de baja cristalinidad en la que es difícil, dada la poca intensidad de su reflexión (001), determinar si posee láminas de esmectita interestratificadas.

La illita posee una línea (001) aguda y bastante simétrica, con ligeras indentaciones hacia la región de los pequeños ángulos, hemos de considerarla por tanto como una illita no abierta.

Muestra CM-2.—Su composición mineralógica está integrada por clorita en el 4 por 100, illita en el 94 por 100 y caolinita en el 2 por 100.

Clorita e illita poseen características similares a las de la muestra anterior. Aunque en este caso es posible preveer, a partir de los valores de la línea (001) de la clorita, la existencia de capas lábiles interlaminadas en ella.

Muestra CM-3.—Posee como minerales arcillosos, clorita en el 7 por 100 e illita en el 93 por 100.

Tanto illita como clorita presentan características semejantes a las de la muestra anterior.

TABLA XVIII

ANALISIS MINERALOGICO POR DIFRACCION DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES A LA SERIE DE CERRO MORTERO (ZONA PREBETICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
CM-1	14,0	14,0	14,0	—	Clorita	5
	10,0	10,0	9,9	10,0	Ilita	95
CM-2	14,2	14,5	13,5	—	Clorita	4
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	94
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	2
CM-3	13,8	14,7	13,5	—	Clorita	7
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	93
CM-4	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	96
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4
CM-5	14,8	16,6	10,0	—	Montmorillonita	3
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	97
CM-6	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	96
	7,1	7,1	7,1	7,1	Caolinita	4
CM-7	14,8	17,1	10,0	—	Montmorillonita	8
	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	86
	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	6
CM-8	14,8	17,0	10,0	—	Montmorillonita	14
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	79
	7,0	7,1	—	7,1	Caolinita	7
CM-9	14,2	14,5	13,3	—	Clorita	13
	15,0	16,8	10,0	—	Montmorillonita	3
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	84

CM-10	14,2	14,7	13,7	—	Clorita	20
	14,7	16,6	10,0	—	Montmorillonita	8
	9,9	9,9	9,9	9,9	Ilita	72
CM-11	14,8	16,6	13,3	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	24
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	72
	7,1	7,1	—	7,0	Caolinita	4
CM-12	14,2	17,0	10,0	—	Montmorillonita	5
	10,0	9,9	9,9	9,9	Ilita	89
	7,1	7,0	—	7,0	Caolinita	6
CM-13	14,2	15,4	12,0	—	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> )	54
	22,9-11,9	12,1	24,1-12,0	—	(14 <sub>i</sub> - 14 <sub>c</sub> )	19
	(14,2)	(14,2)	13,7	—	Clorita	11
	9,9	10,0	9,9	9,9	Ilita	12
	7,1	7,1	—	7,1	Caolinita	4



Muestra CM-4.—Su composición mineralógica está integrada por caolinita en el 4 por 100 e ilita en el 96 por 100.

La ilita posee características similares a las de muestras anteriores.

Muestra CM-5.—Su composición mineralógica está integrada por ilita en el 97 por 100 y montmorillonita en el 3 por 100.

La ilita posee características muy similares a las de las muestras anteriores, es decir, se trata de ilita no abierta o incluso de una verdadera mica.

La montmorillonita se encuentra en muy poca cantidad y presenta una reflexión (001) ancha, pero aguda y con numerosas indentaciones. Es posible suponer que debe poseer algunas capas no hinchables interlaminaadas, ya que su espaciado tras el tratamiento con etilenglicol no alcanza el valor de 17,0 Å.

Muestra CM-6.—Mineralógicamente está constituida por ilita en el 96 por 100 y caolinita en el 4 por 100.

La ilita, al igual que en muestras anteriores, posee una buena cristalinidad, tratándose más de una mica que de una verdadera ilita.

Muestra CM-7.—Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 8 por 100, ilita en el 86 por 100 y caolinita en el 6 por 100.

Todos estos minerales poseen características similares a las descritas para los minerales de muestras anteriores.

Muestra CM-8.—Posee igual composición mineralógica que la muestra anterior, variando solamente los porcentajes de abundancia y éstos ligeramente.

Muestra CM-9.—Similar a las dos muestras anteriores. La clorita posee interlaminaadas capas inestables al etilenglicol y al calentamiento.

Muestra CM-10.—Su composición mineralógica está constituida por clorita en el 20 por 100, montmorillonita en el 8 por 100 e ilita en el 72 por 100.

La ilita posee menor cristalinidad que la de muestras ante-

riores, su reflexión (001) es ligeramente asimétrica, abierta hacia la región de menores ángulos y con frecuentes indentaciones.

La clorita, al igual que la de muestras anteriores, posee capas inestables frente a los tratamientos con etilenglicol y calentamiento.

Muestra CM-11.—Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 24 por 100. En él predominan las capas de montmorillonita sobre las de clorita, como puede deducirse de los valores de su línea (002).

La ilita, que se encuentra en el 72 por 100, presenta menor cristalinidad que en muestras anteriores, su línea (001) es asimétrica y abierta hacia la región de los menores ángulos, adquiriendo mayor simetría y agudizándose tras el calentamiento. Se trata, pues, de una verdadera ilita.

Muestra CM-12.—Su composición mineralógica está integrada por montmorillonita en el 5 por 100, ilita en el 89 por 100 y caolinita en el 6 por 100.

Todos estos minerales poseen características muy similares a las descritas en las dos muestras anteriores.

Muestra CM-13.—Mineralógicamente está constituida por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 54 por 100, clorita en el 11 por 100, ilita en el 12 por 100, caolinita en el 4 por 100 y un interestratificado de tipo (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) en el 19 por 100.

El interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) es irregular, pero con un por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100, como puede deducirse de los valores de su línea (002). La ilita posee baja cristalinidad, al igual que la de muestras anteriores. El interestratificado (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) es bastante regular y con un por ciento de interestratificación cercano al 50 por 100.

La clorita es posiblemente lábil, ya que su reflexión (001) desciende a 13,7 Å tras el tratamiento por calentamiento.

### 3.3.2. SERIE DE CERRO MORTERO. A.T.D.

Se han estudiado por esta técnica las muestras CM-1, CM-8 y CM-13. En la figura 71 se muestran los registros obtenidos.

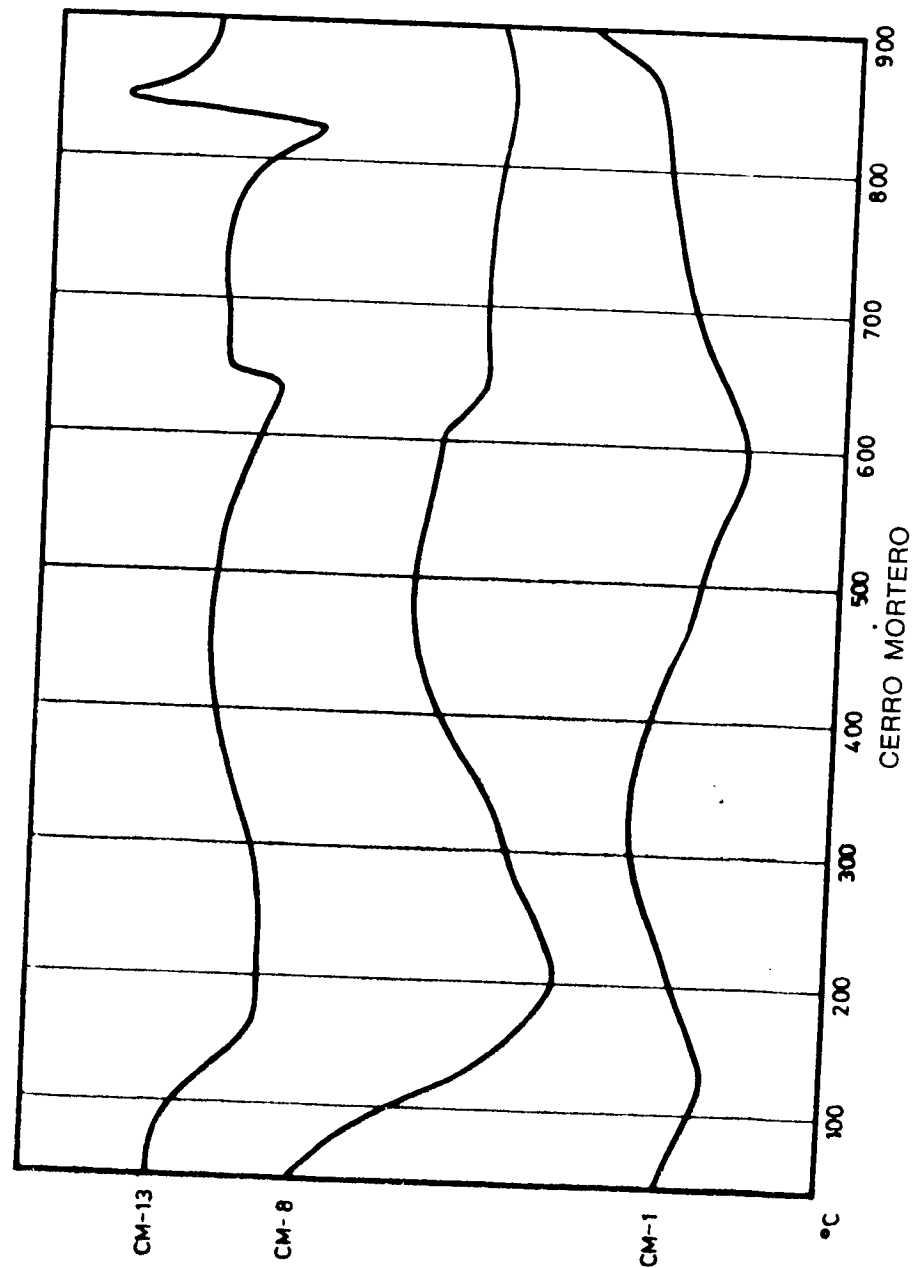


Fig. 71

La muestra CM-1, con composición fundamentalmente ílítica, presenta una curva muy similar a la descrita en apartados anteriores, para aquellas muestras que poseían elevados porcentajes de illita.

La muestra CM-7 presenta una curva bastante irregular y de difícil interpretación, indudablemente la presencia de cantidades apreciables de montmorillonita (14 por 100) ha determinado, quizás, que el primer endotérmico se desplace a 200° C y que la curva adopte esa forma tan irregular. La presencia de geles de hierro y aluminio puede determinar que el primer endotérmico adquiera esa forma tan ancha.

El registro perteneciente a la muestra CM-13 es bastante similar a los expuestos en apartados anteriores y que pertenecían a muestras con elevados porcentajes en interestratificados de tipo (14<sub>v</sub> — 14<sub>m</sub>), clorita y montmorillonita, por lo que omitimos su comentario.

### 3.3.3. SERIE DE CERRO MORTERO. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por esta técnica las muestras siguientes:

Muestra CM-7.—Presenta grandes cristales de mica entre los que aparecen algunos cristallitos de illita. La montmorillonita es poco abundante, así como la caolinita. Esta última se presenta en pequeños cristales, pero con muy buena morfología exagonal. En la figura 73 aparece un pequeño cristal de caolinita junto a un gran cristal de mica.

Muestra CM-11.—Las micas se encuentran muy degradadas, parecen más verdaderas illitas que micas. Los cristales de clorita y de montmorillonita poseen tamaños inferiores a los de la muestra CM-7.

### 3.3.4. SERIE DE CERRO MORTERO. CONCLUSIONES

En la figura 74-A se expone la variación de los minerales de la arcilla a 7 Å y 10 Å (caolinita e illita) frente a los de 12 Å y 14 Å (interestratificados, clorita y montmorillonita) a lo largo del perfil. En la figura 74-B se muestra esta variación desglosada en las diferentes especies minerales que componen las muestras estudiadas.

De las figuras citadas, así como de los resultados obtenidos por difracción de rayos X, A. T. D. y microscopía electrónica, se deduce que en la presente serie el mineral mayoritario es la illita, que sólo en el tra-

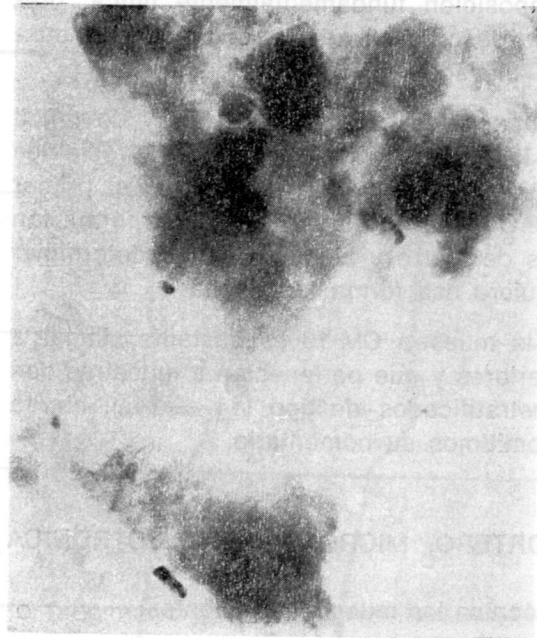


Fig. 72.—Cristales de mica con los bordes desflecados, Serie de Hornos ( $\times 20.520$ )

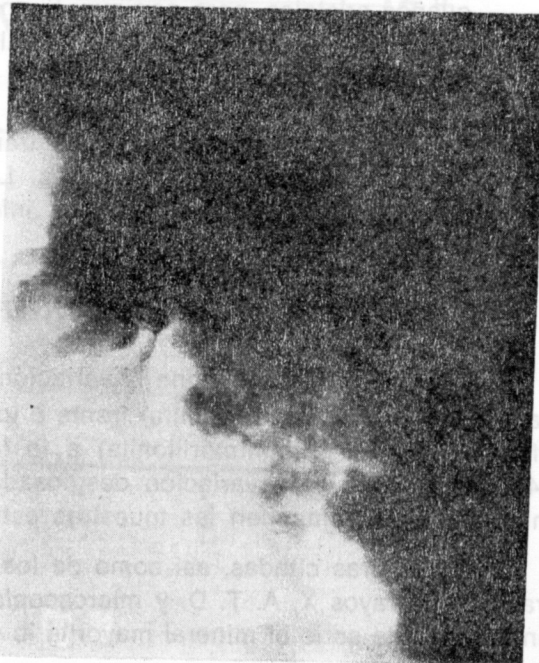
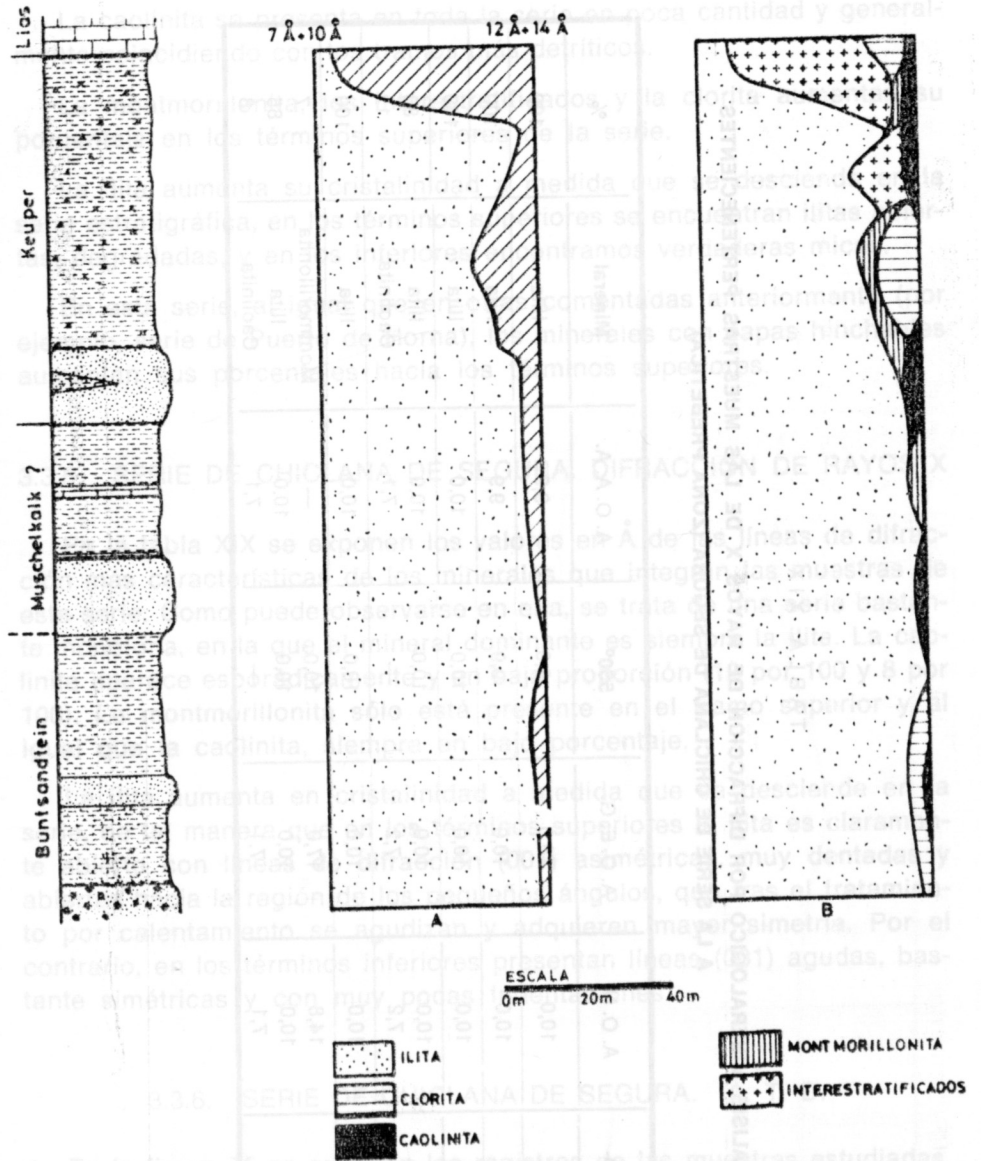


Fig. 73.—Cristal de caolinita junto a un gran cristal de mica. Serie de Cerro Mortero ( $\times 51.300$ )



SERIE DE CERRO MORTERO

Fig. 74

TABLA XIX  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE CHICLANA DE SEGURA (ZONA PREBETICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
CS-1	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
CS-2	10,0	10,0	9,9	9,9	Ilita	100
CS-3	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	100
CS-4	10,0 7,2	10,0 7,2	10,0	10,0 7,1	Ilita Caolinita	88 12
CS-5	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	100
CS-6	14,8 10,0 7,1	17,0 10,0 7,1	10,0 10,0	— 10,0 7,1	Montmorillonita Ilita Caolinita	7 85 8

mo superior del Keuper cede su preponderancia en favor de los minerales interestratificados.

La caolinita se presenta en toda la serie en poca cantidad y generalmente coincidiendo con los tramos más detríticos.

La montmorillonita, los interestratificados y la clorita aumentan su porcentaje en los términos superiores de la serie.

La ilita aumenta su cristalinidad a medida que se desciende en la serie estratigráfica, en los términos superiores se encuentran ilitas abiertas, degradadas, y en los inferiores encontramos verdaderas micas.

En esta serie, al igual que en otras comentadas anteriormente (por ejemplo, serie de Puerto de Horna), los minerales con capas hinchables aumentan sus porcentajes hacia los términos superiores.

### 3.3.5. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. DIFRACCIÓN DE RAYOS X

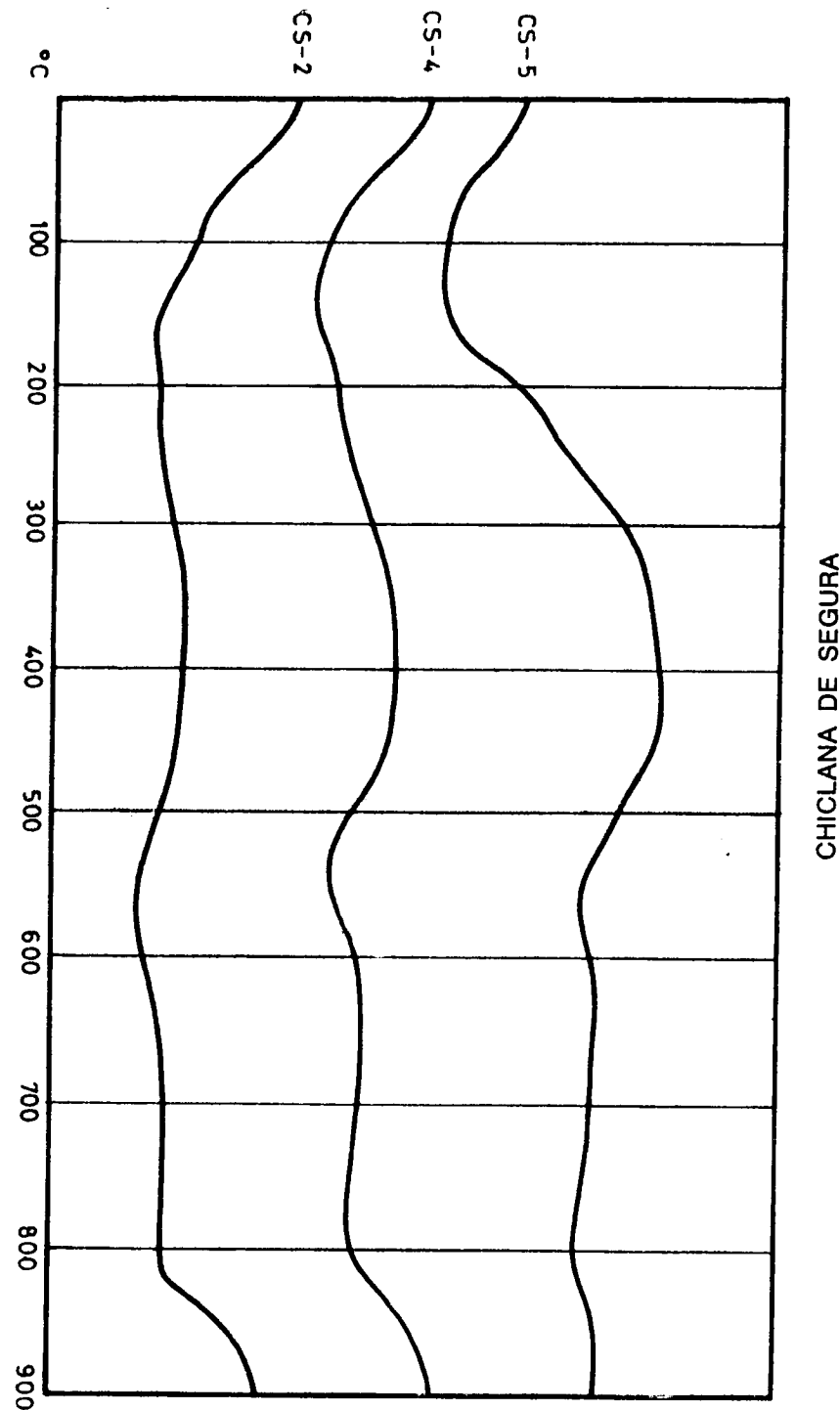
En la tabla XIX se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran las muestras de esta serie. Como puede observarse en ella, se trata de una serie bastante monótona, en la que el mineral dominante es siempre la ilita. La caolinita aparece esporádicamente y en baja proporción (12 por 100 y 8 por 100). La montmorillonita sólo está presente en el tramo superior y al igual que la caolinita, siempre en bajo porcentaje.

La ilita aumenta en cristalinidad a medida que se desciende en la serie, de tal manera que en los términos superiores la ilita es claramente abierta con líneas de difracción (001) asimétricas, muy dentadas y abiertas hacia la región de los pequeños ángulos, que tras el tratamiento por calentamiento se agudizan y adquieren mayor simetría. Por el contrario, en los términos inferiores presentan líneas (001) agudas, bastante simétricas y con muy pocas indentaciones.

### 3.3.6. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. A. T. D.

En la figura 75 se exponen los registros de las muestras estudiadas. Puede observarse en ellas la gran similitud que presentan las tres curvas entre sí, dada la similar composición mineralógica que poseen.

La curva CS-4, presenta el endotérmico de 550° C. más acusado que las otras dos, debido posiblemente a la existencia de caolinita.



CHICLANA DE SEGURA

Fig. 75

### 3.3.7. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

El estudio de microscopía electrónica de las muestras pertenecientes a esta serie, ha mostrado que efectivamente están constituidas fundamentalmente por illita-mica en los términos inferiores. En las muestras superiores (CS-5 y CS-6) los cristales de illita son mucho más abundantes que los cristales de micas y aparecen algunos cristales de montmorillonita y caolinita, pero éstos en muy poca cantidad.

### 3.3.8. SERIE DE CHICLANA DE SEGURA. CONCLUSIONES

En la figura 76 se muestra la variación de los diferentes minerales a lo largo del perfil. De ella, así como de los resultados expuestos anteriormente, es fácil deducir que se trata de una serie eminentemente illítica en la que sólo en el tramo superior aparecen pequeñas cantidades de montmorillonita y caolinita, aunque esta última se encuentra también en la zona inferior de la serie, asociada a un nivel de areniscas.

La cristalinidad de las illitas decrece a medida que se asciende en la serie estratigráfica.

### 3.3.9. SERIE DE HORNOS. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla XX se exponen los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que integran esta serie, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Se trata, al igual que la serie anterior, de una serie de gran monotonía mineralógica, ya que prácticamente está constituida por illita y clorita, esta última en cantidades muy inferiores a la primera.

La clorita posee baja cristalinidad e indudablemente se trata de clorita lábil. La illita también posee baja cristalinidad, presenta líneas (001) asimétricas y dentadas, pudiendo ser claramente denominada como illita abierta. Ambas no presentan ninguna variación intracristalina en la vertical de la columna.

### 3.3.10. SERIE DE HORNOS. A. T. D.

En la figura 77 se expone el registro de A. T. D. de la muestra H-15,

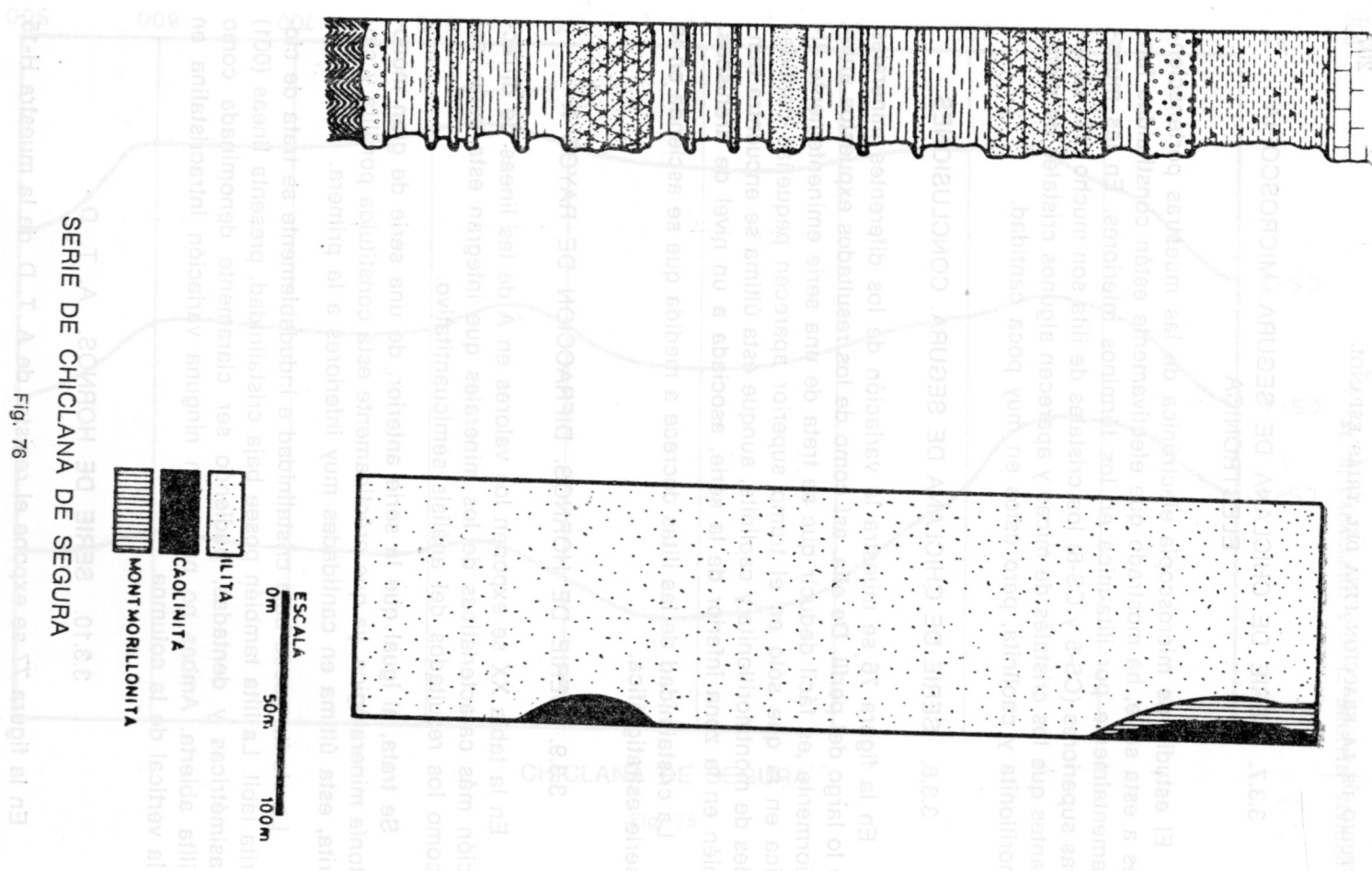


TABLA XX

ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
SERIE DE HORNO (ZONA PREBETICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
H-1	14,0	14,0	13,7	—	Clorita	11
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	89
H-2	14,2	14,8	13,7	—	Clorita	9
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	91
H-3	14,1	14,8	13,7	—	Clorita	7
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	93
H-4	14,3	14,4	13,3	—	Clorita	8
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	92
H-5	14,2	14,6	13,2	—	Clorita	8
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	92
H-6	14,1	14,2	13,9	—	Clorita	14
	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita	86



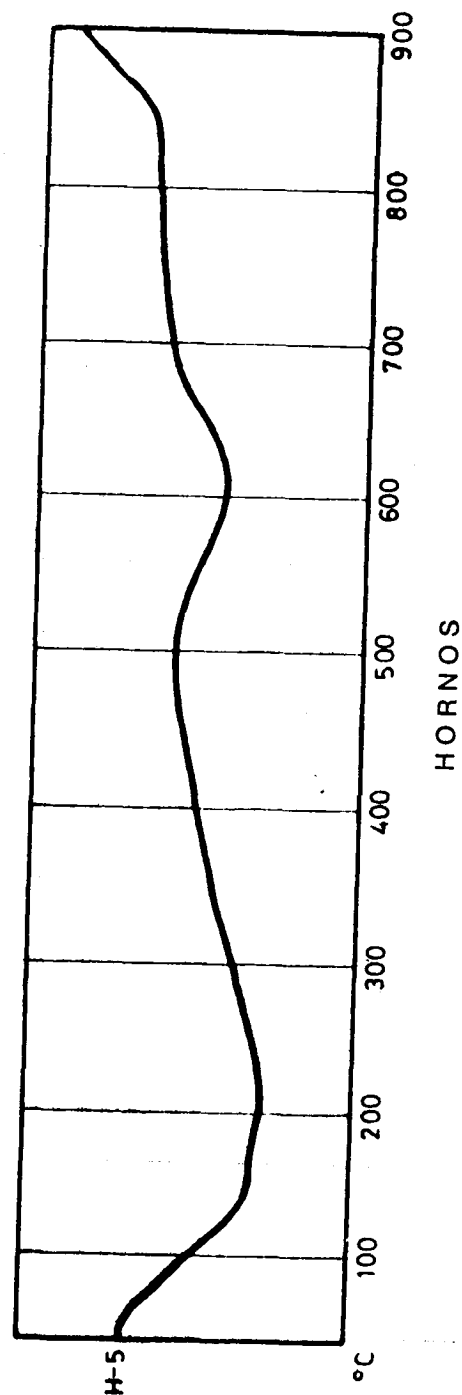


Fig. 77

que se ha elegido como representativa de las muestras de esta serie. En él puede observarse cómo en el primer endotérmico se diferencian los correspondientes a la illita (135° C.) y a la clorita (200° C). Este registro es muy similar a los obtenidos en otras muestras en las que la illita constituye el mineral mayoritario.

### 3.3.11. SERIE DE HORNOS. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por esta técnica las siguientes muestras:

Muestra H-1.—La illita constituye el mineral más abundante de la muestra. Entre los numerosos cristales de illita se encuentran algunos de mica. La clorita se presenta en cristales alotriomorfos. Existen algunos cristales de caolinita y montmorillonita.

Muestra H-6.—Abundante cantidad de illita. Existen algunos cristales de mica transformándose en illita, en ellos es posible observar deflexiones en los bordes (fig. 72). La clorita no presenta ninguna morfología peculiar, sus cristales son alotriomorfos.

La caolinita es poco abundante, encontrándose en cristales de pequeño tamaño, pero con excelente morfología exagonal. En la figura 79 aparece uno de estos cristales junto a un cristal de mica.

### 3.3.12. SERIE DE HORNOS. CONCLUSIONES

En la figura 80 se muestra la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil de la serie. De los resultados expuestos anteriormente, así como de la figura citada, se deduce que la serie de Hornos es una serie en la que la illita es el mineral predominante, acompañada ésta por pequeñas cantidades de clorita, la cual posee baja cristalinidad. A la clorita e illita pueden acompañar pequeñísimas cantidades de caolinita y montmorillonita.

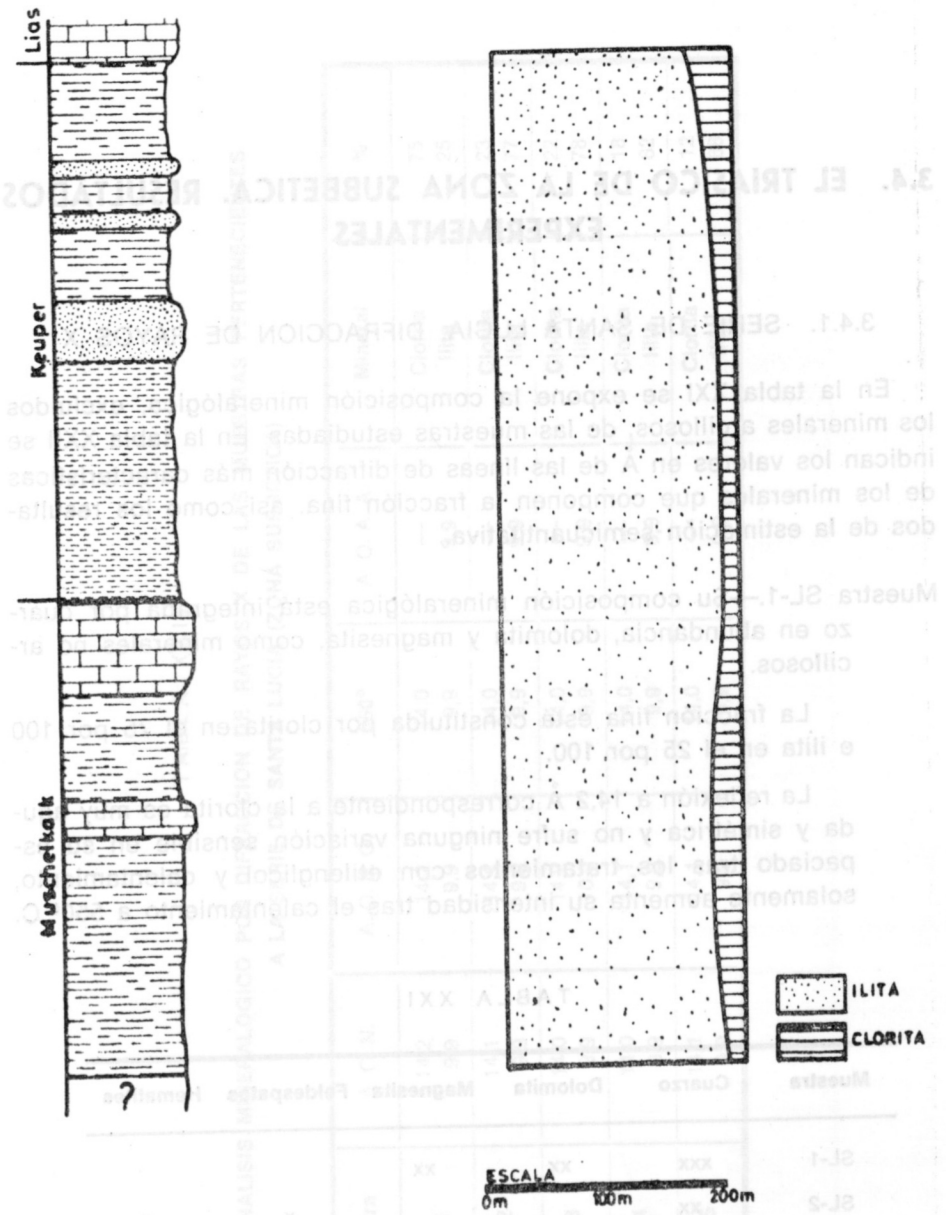
Tanto la clorita como la illita no muestran variaciones intracristalinas en la vertical de la columna estratigráfica.



Fig. 78.—Cristales de illita junto a cristales de goetita, algunos de los cuales poseen su típica macla en asterisco ( $\times 25.080$ )



Fig. 79.—Cristales de caolinita con su típico hábito, junto a un gran cristal de mica. Serie de Hornos ( $\times 51.300$ )



SERIE DE HORNOS

Fig. 80

### 3.4. EL TRIASICO DE LA ZONA SUBBETICA. RESULTADOS EXPERIMENTALES

#### 3.4.1. SERIE DE SANTA LUCIA. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla XXI se expone la composición mineralógica, excluidos los minerales arcillosos, de las muestras estudiadas. En la tabla XXII se indican los valores en Å de las líneas de difracción más características de los minerales que componen la fracción fina, así como los resultados de la estimación semicuantitativa.

Muestra SL-1.—Su composición mineralógica está integrada por cuarzo en abundancia, dolomita y magnesita, como minerales no arcillosos.

La fracción fina está constituida por clorita en el 75 por 100 e illita en el 25 por 100.

La reflexión a 14,2 Å correspondiente a la clorita es muy aguda y simétrica y no sufre ninguna variación sensible en su espaciado tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento, solamente aumenta su intensidad tras el calentamiento a 550° C.

TABLA XXI

Muestra	Cuarzo	Dolomita	Magnesita	Feldespatos	Hematites
SL-1	xxx	xx	xx		
SL-2	xx			x	x
SL-3	xx				xx
SL-4	xx			x	
SL-5	xx				

TABLA XXII  
ANALISIS MINERALOGICO POR DIFRACCION DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES A LA SERIE DE SANTA LUCIA (ZONA SUBBETICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
SL-1	14,2	14,2	14,0	—	Clorita illita	75
	9,9	9,9	9,9	9,9		25
SL-2	14,1	14,1	14,0	—	Clorita illita	23
	9,9	9,9	9,9	9,9		77
SL-3	14,0	14,2	14,0	—	Clorita illita	22
	9,9	10,0	9,9	9,9		78
SL-4	14,0	14,1	14,0	—	Clorita illita	18
	9,9	9,9	9,9	9,9		82
SL-5	14,1	14,1	14,0	—	Clorita illita	12
	9,9	9,9	9,9	9,9		88

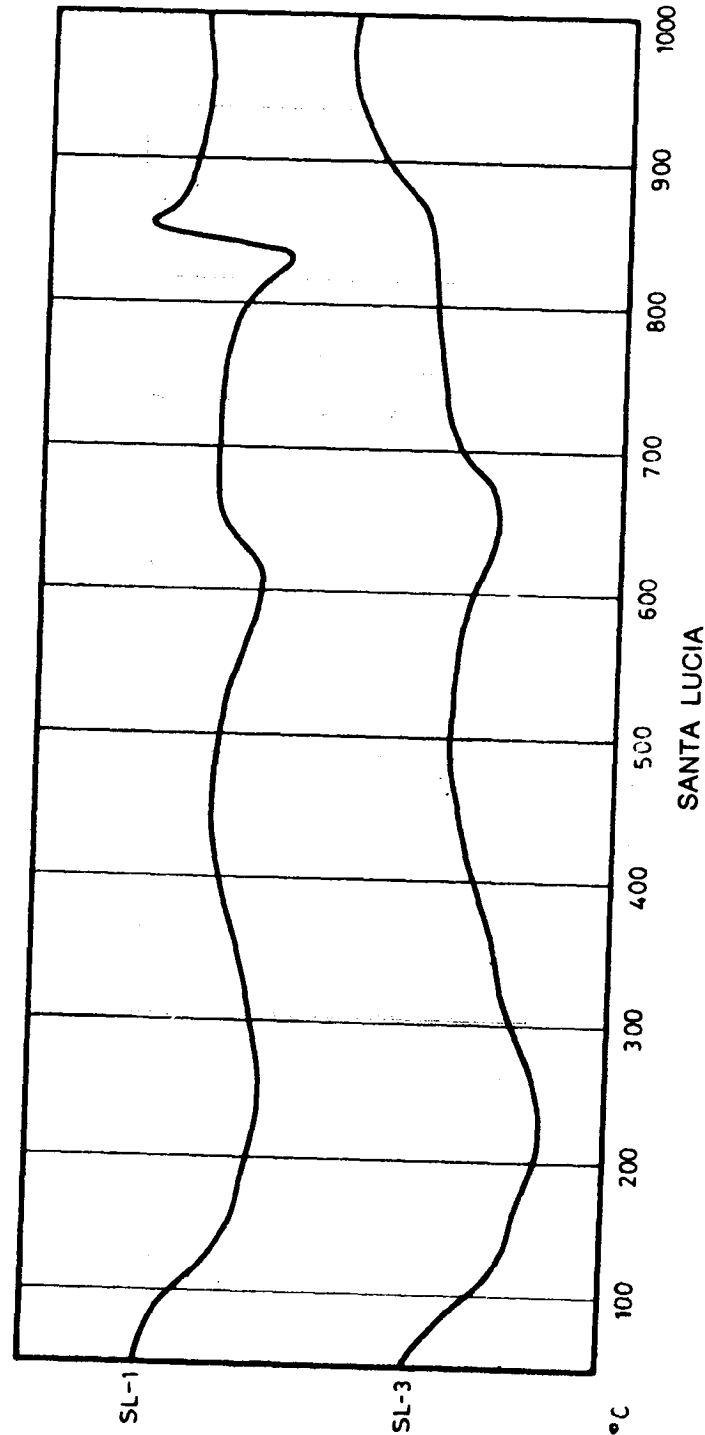


Fig. 81

adquiriendo mayor intensidad que la reflexión (002) a 7,1 Å. Se trata, pues, de una clorita que goza de muy buena cristalinidad. Su diagrama de difracción es similar al descrito para las cloritas cristalinas pertenecientes a la serie de Ambas en la Cuenca Asturiana.

Igualmente la illita presenta una reflexión (001) a 9,9 Å aguda y simétrica, características que no varían después de ninguno de los tratamientos a que ha sido sometida, lo que confirma su buena cristalinidad, tratándose más de una verdadera mica que de una illita.

Muestra SL-2.—Su composición mineralógica está integrada por cuarzo, feldespatos y hematites como minerales no arcillosos. Clorita en el 23 por 100 e illita en el 77 por 100 son los minerales que componen su fracción arcillosa.

Tanto la clorita como la illita poseen características similares a las de la muestra anterior, es decir, se tratan por tanto de minerales de alta cristalinidad.

Muestra SL-3.—Mineralógicamente está constituida por cuarzo y hematites (reflexiones a 3,68; 2,70; 2,52; 2,20; 1,84; 1,69; 1,60; 1,48; 1,45 Å) como minerales no arcillosos, clorita en el 22 por 100 e illita en el 78 por 100 como arcillosos.

Al igual que en muestras anteriores, clorita e illita gozan de muy buena cristalinidad.

Muestra SL-4.—El cuarzo y los feldespatos, éstos últimos en muy poca proporción, son los minerales no arcillosos que componen la muestra. La clorita en el 18 por 100 y la illita en el 82 por 100 constituyen los minerales arcillosos.

Clorita e illita poseen excelente cristalinidad.

Muestra SL-5.—El cuarzo es prácticamente el único mineral no arcilloso que compone la muestra. La clorita se encuentra en el 12 por 100 y la illita en el 88 por 100.

La clorita presenta una línea de difracción (001) que no sufre variaciones sensibles tras los diferentes tratamientos a los que se sometió la muestra, no obstante su simetría no es tan acusada como en las muestras anteriores, presentando ligeras indentaciones hacia la región de los menores ángulos.

La illita presenta características similares a las de muestras anteriores.

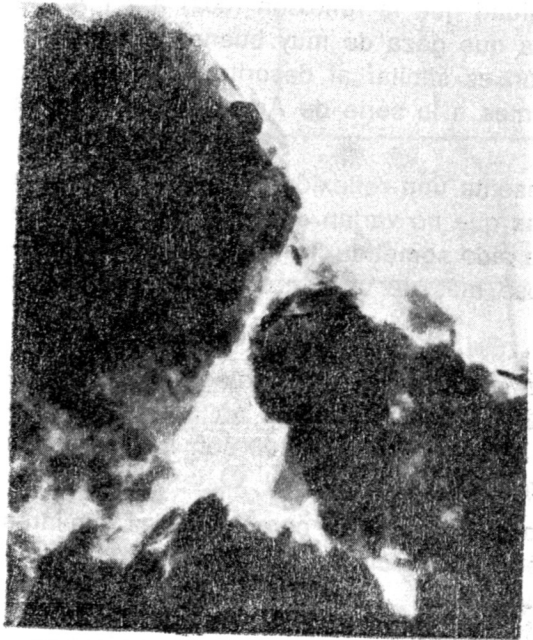


Fig. 82.—Cristales de clorita con morfología rombica. Serie de Santa Lucía ( $\times 31.920$ )

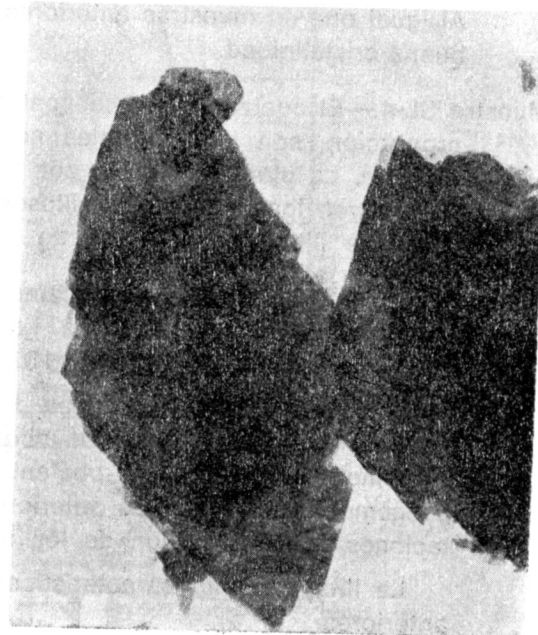


Fig. 83.—Cristales de clorita con muy buena morfología rombica. Serie de Santa Lucía ( $\times 15.930$ )

### 3.4.2. SERIE DE SANTA LUCIA. A T. D.

Se han estudiado por esta técnica las muestras SL-1 y SL-3. En la figura 81 se exponen los registros obtenidos.

El correspondiente a la muestra SL-1, muestra que posee un elevado porcentaje de clorita muy cristalina, presenta una gran similitud con los diagramas expuestos en apartados anteriores y que poseen minerales con características similares y en aproximadamente iguales porcentajes de abundancia.

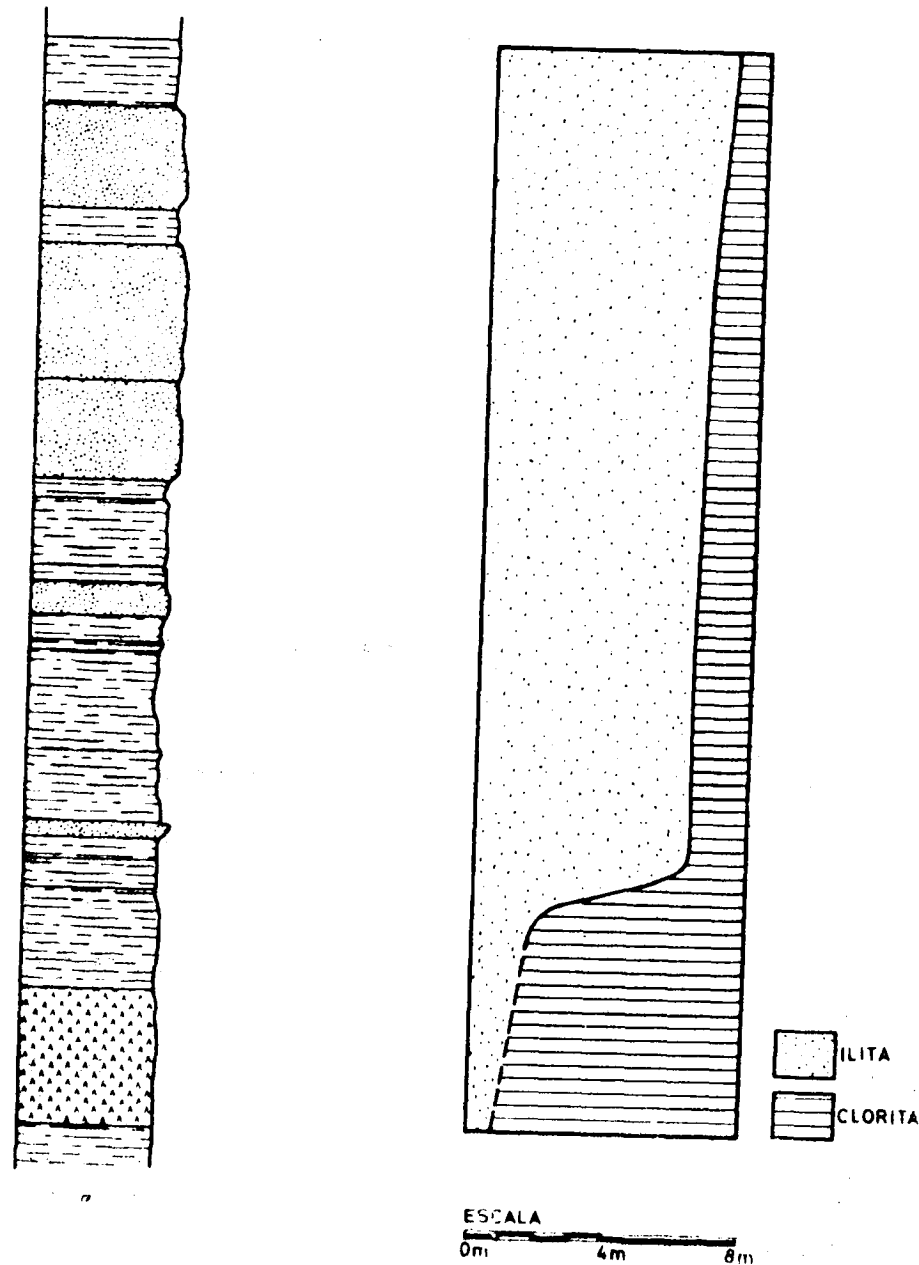
En el ancho endotérmico que se extiende entre  $100^{\circ}\text{C}$ . y  $400^{\circ}\text{C}$ . es posible diferenciar un primer efecto a  $140^{\circ}\text{C}$ . correspondiente a la illita, y un segundo efecto a  $240^{\circ}\text{C}$ . perteneciente a la clorita. El efecto a  $600^{\circ}\text{C}$ . y el endotérmico-exotérmico final, están claramente diferenciados, es decir, el registro adopta un aspecto muy similar al de una clorita magnesiana. Por el contrario, en la muestra SL-3, en la que la illita predomina sobre la clorita, el registro se asemeja más a los obtenidos para muestras muy illíticas. El endotérmico intermedio aparece desplazado a  $650^{\circ}\text{C}$ . y el efecto endo-exo no está claramente resuelto, sino que adopta la forma típica en escalón.

### 3.4.3. SERIE DE SANTA LUCIA. MICROSCOPIA ELECTRONICA

Se han estudiado por esta técnica las siguientes muestras:

Muestra SL-1.—Gran abundancia de cristales de clorita con muy buena morfología rómbica. La mica aparece también en grandes cristales. En algunas zonas de la preparación existen algunos cristales aislados de caolinita.

Muestra SL-3.—Las cloritas, al igual que en la muestra anterior, se presentan con excelente morfología rómbica. En las figuras 82 y 83 pueden observarse cristales de clorita con esta morfología tan típica. La mica aparece igualmente en grandes cristales. La caolinita es escasa, pero un poco más abundante que en la muestra anterior. En la figura 82, puede observarse en la zona superior de la microfotografía, algunos cristales de caolinita, de tamaño muy inferior al de la clorita, pero con muy buena morfología exagonal.



SERIE DE SANTA LUCIA

Fig. 84

## 3.4.4. SERIE DE SANTA LUCIA. CONCLUSIONES

En la figura 84 se expone la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil. Puede observarse cómo, al contrario que en las restantes series expuestas anteriormente, el porcentaje de minerales a 14 Å (en este caso sólo representados por clorita) desciende en los términos superiores, es éste el único caso en el que tal fenómeno ocurre. En el Capítulo II al describir la serie, indicábamos que las observaciones de campo, así como la sucesión de materiales (los términos más detríticos y groseros se encuentran encima de los términos arcillosos y químicos), inducían a suponer que la serie se encontraba invertida. Si a estos criterios sumamos el hecho de esta distribución inversa de minerales, indudablemente hemos de aceptar que la serie se encuentra invertida por fenómenos tectónicos, hecho nada extraño en una región en la que el diastrofismo ha sido muy intenso.

Considerando, pues, la serie como invertida, la distribución de minerales a 14 Å es similar a la de otras series. Concretamente en el caso que nos ocupa, la clorita aumenta desde los términos inferiores a los superiores. Todas las cloritas poseen muy buena cristalinidad, aunque en la zona inferior (muestra SL-5) ésta desciende ligeramente. La illita posee una excelente cristalinidad, tratándose en realidad de una verdadera mica. La caolinita es muy poco abundante, encontrándose fundamentalmente en la zona inferior de la serie.

## 3.4.5. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. DIFRACCION DE RAYOS X

En la tabla XXIII se expone la composición mineralógica, excluyendo los minerales de la arcilla, de las muestras estudiadas. En la tabla XXIV se muestran los valores en Å de las líneas de difracción más

TABLA XXIII

Muestra	Cuarzo	Dolomita	Feldespato	Calcita
SC-1	x	xxx		
SC-2	xxx			
SC-3	xxx			
SC-4	xxx		x	
SC-5	xxx			
SC-6	x	x		xx

TABLA XXIV  
ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE LAS MUESTRAS PERTENECIENTES  
A LA SERIE DE CABRA DEL SANTO CRISTO (ZONA SUBBÉTICA)

Muestra	A. O. N.	A. O. E. G.	550°	A. O. A. A.	Mineral	%
SC-1	14,0 9,9	14,4 9,9	13,8 9,9	— 9,9	Clorita Ilita	6 94
SC-2	14,2 9,9	14,2 9,9	13,3 9,9	— 9,9	Clorita Ilita	12 88
SC-3	13,9 9,9	14,4 9,9	14,0 9,9	— 9,9	Clorita Ilita	13 87
SC-4	14,2 9,9	14,2 9,9	14,1 9,9	— 9,9	Clorita Ilita	8 92
SC-5	14,5 14,0 9,9	16,4 14,6 9,9	13,8 13,8 9,9	— — 9,9	(14 <sub>c</sub> - 14 <sub>m</sub> ) Clorita Ilita	41 13 46
SC-6	14,1 9,9	14,4 9,9	13,8 9,9	— 9,9	Clorita Ilita	35 65

características de los minerales de la arcilla que componen las muestras, así como los resultados del análisis semicuantitativo.

Muestra SC-1.—Su composición mineralógica está integrada por cuarzo y dolomita abundante, como minerales no arcillosos. Clorita en el 6 por 100 e ilita en el 94 por 100 componen la fracción arcilla.

La clorita presenta unas líneas de difracción de muy poca intensidad, asimétricas y muy dentadas, que sufren ligeras variaciones en sus espaciados frente a los diferentes tratamientos, se trata, pues, de clorita lábil.

La ilita, igualmente, presenta líneas asimétricas dentadas y abiertas hacia la región de los menores ángulos, su reflexión (001) se agudiza tras el tratamiento térmico, debe corresponder a una ilita abierta.

Muestra SC-2.—El cuarzo es, efectivamente, el único mineral no arcilloso que compone la muestra. La clorita se encuentra en el 12 por 100 y la ilita en el 88 por 100.

Tanto clorita como ilita poseen características similares a las de la muestra anterior, es decir. ambas poseen baja cristalinidad.

Muestra SC-3.—Al igual que en la muestra anterior, el cuarzo es prácticamente el único mineral no arcilloso que la compone. La ilita y la clorita en el 87 por 100 y 13 por 100, respectivamente, poseen baja cristalinidad.

Muestra SC-4.—Su composición mineralógica está constituida por cuarzo y feldespatos como minerales no arcillosos.

La clorita en el 8 por 100, la ilita en el 92 por 100 e indicios de caolinita, componen la fracción arcilla. Tanto ilita como clorita poseen características similares a las de muestras anteriores.

Muestra SC-5.—El cuarzo es el único mineral no arcilloso que compone la muestra. Su fracción arcilla está constituida por un interestratificado de tipo (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) en el 41 por 100, clorita en el 13 por 100 e ilita en el 46 por 100.

El interestratificado, como puede deducirse de los valores de sus líneas de difracción, es irregular y con un por ciento de interestratificación diferente al 50 por 100, en él parecen dominar las capas de clorita hinchable.

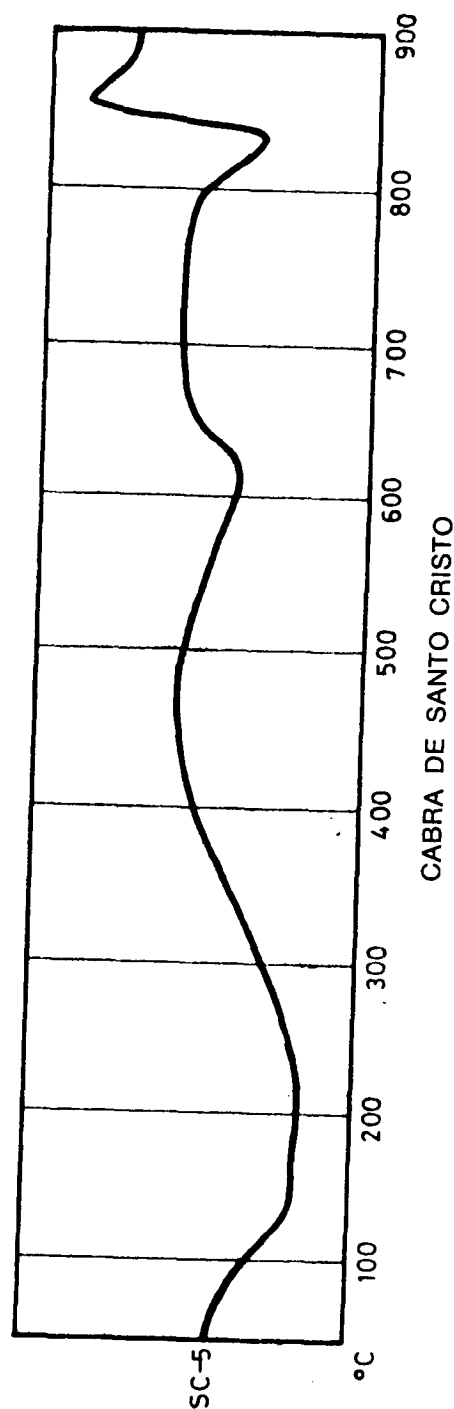


Fig. 85

La clorita posee, al igual que en muestras anteriores, baja cristalinidad, mientras que la illita presenta picos bastante agudos y simétricos, tratándose en este caso de una mica o bien de una mezcla de cristales de mica e illita.

Muestra SC-6.—Los minerales no arcillosos que componen esta muestra son cuarzo, dolomita y calcita, ésta última relativamente abundante.

La fracción arcilla está constituida por clorita en el 31 por 100, esta clorita posee baja cristalinidad y debe de tener capas hinchables interlaminaadas.

La illita posee buena cristalinidad, tratándose más de una mica que de una verdadera illita, constituyendo el 69 por 100 de la fracción arcilla.

#### 3.4.6. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. A T. D.

En la figura 85 se expone el registro obtenido de la muestra estudiada. Como puede verse presenta grandes analogías con los registros expuestos anteriormente y en los que la clorita y/o los interestratificados poseían porcentajes elevados (en este caso el 54 por 100 de la muestra).

#### 3.4.7. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. MICROSCOPIA ELECTRONICA

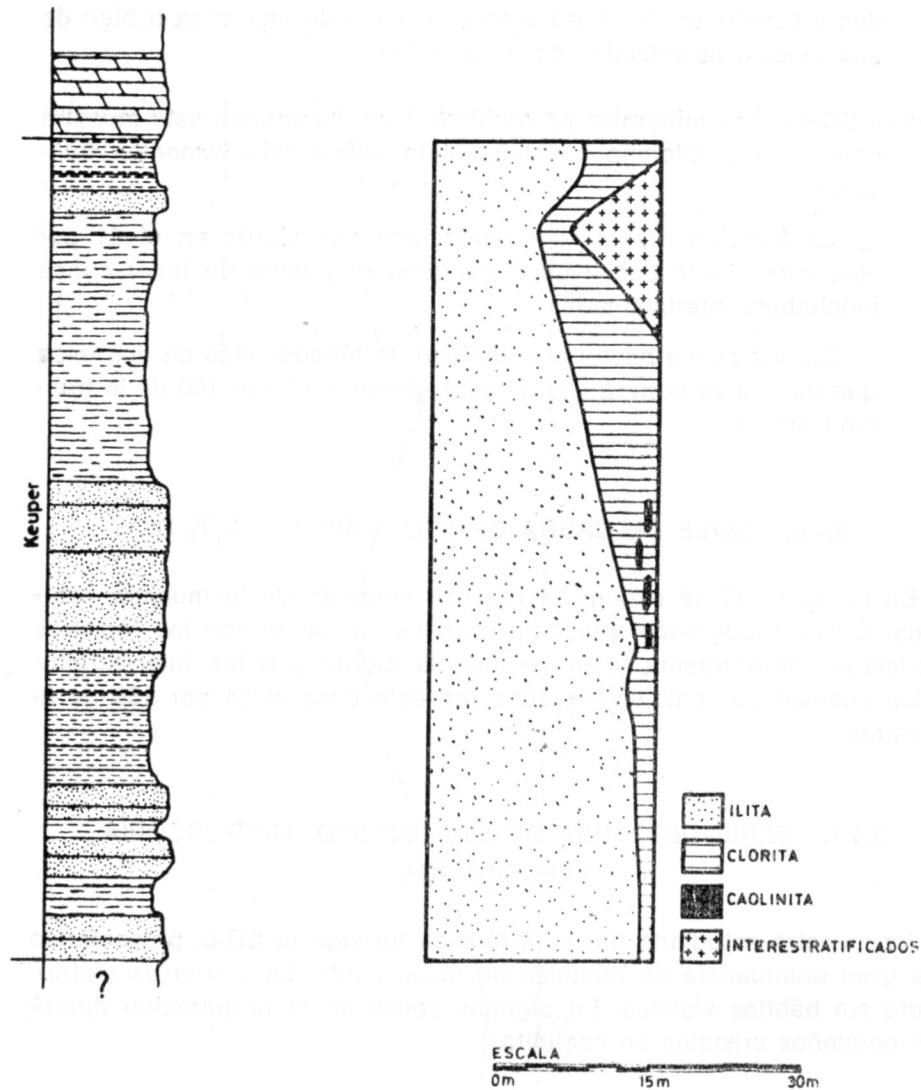
La muestra estudiada por esta técnica ha sido la SC-5, presentando una gran abundancia de cristales de mica e illita. La clorita es alotriomorfa sin hábitos visibles. En algunas zonas de la preparación aparecen pequeños cristales de caolinita.

#### 3.4.8. SERIE DE CABRA DE STO. CRISTO. CONCLUSIONES

En la figura 86 se muestra la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil de la serie.

De la figura citada anteriormente así como de los resultados experimentales expuestos en apartados precedentes, se deduce que la illita





SERIE DE CABRA DE SANTO CRISTO

Fig. 86

es el mineral dominante en toda la serie, aunque decrece su porcentaje a medida que se asciende en la serie, al mismo tiempo aumenta su cristalinidad desde los términos inferiores a los superiores, pasando de ilita abierta a verdadera mica.

La clorita aumenta su porcentaje desde la zona inferior a la superior, tratándose en todos los casos de cloritas con láminas inestables frente al calor o al etilenglicol. Los interestratificados se encuentran sólo en la zona superior de la serie, siendo irregulares y con predominio de las capas de clorita hinchable sobre las de clorita normal.

La caolinita se encuentra en pequeña cantidad en la zona intermedia de la serie y asociada a un potente nivel detrítico.

**IV**

**DISCUSION Y CONCLUSIONES**



## **4.1. LA GENESIS DE LOS MINERALES ARCILLOSOS EN CUENCAS SEDIMENTARIAS TRIASICAS ESPAÑOLAS**

En el Capítulo I, exponíamos en el apartado titulado "Génesis y transformación de minerales arcillosos en cuencas sedimentarias", las diferentes posibilidades de génesis de los minerales en la hidrósfera y en la litósfera, así como los cambios que se podían producir en ellos al estar sometidos a acciones edáficas y diagénéticas. Estas posibilidades eran tres:

- 1.<sup>a</sup> Herencia
- 2.<sup>a</sup> Transformación
- 3.<sup>a</sup> Neoformación

En las cuencas triásicas estudiadas por nosotros encontramos minerales cuyo origen se debe bien a uno de estos procesos, bien a varios de ellos.

### **4.1.1. MINERALES HEREDADOS**

Hemos denominado minerales heredados a aquellos que llegan a la cuenca de sedimentación procedentes del continente y que subsisten en ella sin ninguna modificación. Lógicamente, el que un mineral arcilloso que ha sido trasladado a la cuenca permanezca como tal, es función, indudablemente, de su estabilidad en el nuevo medio. Si alguno de estos minerales trasladados a la cuenca son inestables bajo las nuevas condiciones reinantes serán, bien destruidos, bien transformados en nuevas especies.

Entre los diferentes minerales arcillosos heredados que integran la mineralogía de los sedimentos triásicos estudiados por nosotros, hemos de señalar los siguientes:

Caolinita	Pirofilita
Illita	Clorita
Talco	Montmorillonita

### Caolinita

La Caolinita es un mineral poco abundante en los sedimentos triásicos. Su porcentaje no suele sobrepasar el 15 por 100 de la fracción arcilla, pero si es un mineral mucho más frecuente, al menos en el Triás español, de lo que hasta el momento se pensaba (LUCAS, 1962; MILLOT, 1964). Se encuentra en series de la Cuenca Asturiana (Bazanes, Viñón), en la Cordillera Ibérica (Puerto de Horna), en la Zona Prebética (Cerro Mortero, Ciclana de Segura, Hornos) y en la Zona Subbética (Cabra de Sto. Cristo, Sta. Lucía). Generalmente está asociado a los términos inferiores del Triás. Buntsandstein y Muschelkalk, pero puede estar presente en el Keuper e incluso en los tramos superiores del Keuper, con facies yesíferas, tal como ocurre en la serie de Puerto de Horna.

La presencia de caolinita en los tramos inferiores de facies detríticas —conglomerados y areniscas— no es de extrañar, ya que como mineral heredado debe ir asociado a dichos niveles. La presencia en niveles con facies de yesos, es decir de precipitación química no ha de sorprender, ya que la caolinita es un mineral que se forma en el continente y esencialmente en las alteraciones y en los suelos, bajo condiciones de intenso lavado y pH ácido. Pero una vez formada es posible el mineral más estable en los sedimentos y en la hidrosfera. Sólo en perfiles lateríticos fuertemente lavados, en los que se produzca una desaturación de sílice y en los que la caolinita puede desilicificarse pasando a gibsita o inversamente si, durante la diagénesis, soluciones alcalinas a elevada temperatura la afectan puede evolucionar a ilita. Salvo estos dos casos extremos la caolinita es un mineral muy estable y resistente.

Por ello, aunque desde el Permotriás al Keuper superior, las condiciones paleogeográficas de los continentes e incluso climáticas han evolucionado, tendiendo a dar relieves más suaves y aplanados en los que el transporte a las cuencas sedimentarias es cada vez menor y los minerales son más fácilmente degradados la caolinita resiste bien estas acciones degradantes y, a lo sumo, éstas se traducen en una disminución del tamaño de los cristales. Por otra parte hemos de pensar que aunque una cuenca posea un carácter químico dominante no es una cuenca totalmente cerrada a los aportes del Continente y aunque lógicamente la "fracción heredada" sea menor que la "fracción química" indudablemente ha de recibir aportes tanto más cuanto más cerca nos encontremos de los bordes de la cuenca.

Efectivamente, las caolinitas que encontramos en los sedimentos de

facies Keuper poseen un tamaño de partícula muy pequeño e incluso pertenecen a series no muy lejanas a las costas. Concretamente en el caso de la serie de Puerto de Horna y de acuerdo con SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA VILLAR (1970) la distancia a las zonas emergidas durante el Keuper no es superior a los 20 Km. En el caso de las series de la Zona Prebética y Subbética, estas distancias son aún menores.

### Ilita

La ilita es, sin duda alguna, el mineral más frecuente de los sedimentos triásicos. Se encuentra presente en todas las series estudiadas y en algunas de ellas constituye prácticamente el cien por cien de las mismas. Su abundancia es mayor en los términos inferiores de las series y su porcentaje es bastante más elevado en las series de borde de cuenca que en las interiores.

Bajo el término ilita hemos de considerar a aquellas micas deficitarias en K' con diagramas de difracción más pobres en líneas que los de las verdaderas micas. Muchas de estas ilitas han sido transformadas posteriormente, bien durante la diagénesis, bien en medios sobresaturados en cationes, en verdaderas micas. Es posible observar series en las que los términos inferiores son iliticos, en los términos intermedios existe una mezcla de ilita y mica y en los superiores existen verdaderas micas (serie de Ambas).

El fenómeno inverso es también observable, es decir, series en los que los términos superiores poseen ilita y las inferiores existen verdaderas micas (serie de Cerro Mortero).

Estos minerales son productos heredados del continente y representan los términos degradados de micas y cloritas continentales. Lógicamente son más abundantes en los términos inferiores del Triás, ya que las acciones pedogenéticas son menos intensas que en el Triás superior y estos minerales permanecen como tales, sin evolucionar por degradación más intensa a montmorillonita y vermiculita.

### Talco

El talco es un mineral poco frecuente en las muestras estudiadas por nosotros, prácticamente sólo ha sido encontrado en el término inferior de la serie de Ambas (Keuper). Anteriormente había sido encontrado por DE LA PEÑA (1972) en el Muschelkalk de la Cordillera Ibérica, el

cual, basándose en las ideas de FUCHTBAUER y GOLDSCHMIDT (1959) le supone un origen neoforado durante la diagénesis temprana, por reacción entre geles de SiO<sub>2</sub> e iones Mg<sup>2+</sup>.

En nuestro caso creemos se trata de un mineral heredado, ya que se encuentra asociado a illita y clorita, ambas de baja cristalinidad, ya que si fuera producto de la diagénesis, aunque esta fuera incipiente, habría afectado a estos minerales transformándolos en verdadera mica y en clorita de más alta cristalinidad. Se trata posiblemente de un producto de alteración hidrotermal de rocas volcánicas magnesianas, o de dolomías silicificadas, del área fuente.

### Pirofilita

La pirofilita al igual que el talco es un mineral muy poco frecuente en los sedimentos triásicos estudiados. Sólo ha sido encontrada en algunas muestras de la serie de Puerto de Horna, pertenecientes al Keuper medio.

Atribuirle un origen diagenético no es posible, ya que la diagénesis no ha afectado a estos sedimentos en un grado tan elevado como sería necesario para su neoforación. En la actualidad la pirofilita diagenética sólo ha sido descrita en el Devónico inferior del Macizo Armoricano por DUNOYER y MILLOT (1962), encontrándose reemplazando a granos de cristales desaparecidos, fenómeno que no ocurre en el caso que nos ocupa.

### Clorita

La clorita es, junto a los interestratificados, uno de los minerales más característicos de los sedimentos triásicos. No obstante, y tal como hemos expuesto en el Capítulo III, existen diferentes tipos de cloritas. Unas de ellas gozan de una elevada cristalinidad, se presentan en grandes cristales que presentan una morfología muy característica y van asociadas a verdaderas micas y no a illitas. Otras, por el contrario, presentan baja cristalinidad, sus diagramas de difracción dan picos de baja intensidad, asimétricos, dentados y que tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento sufren variaciones en sus espaciados, presentándose asociadas a illita. Las cloritas de la serie de Hornos son un claro ejemplo de este tipo.

Un tercer tipo de clorita ha de ser también citado. Es aquel que presenta diagramas de difracción con picos intensos, pero asimétricos, que

sufren variaciones en sus espaciados tras los tratamientos adecuados, es decir, cloritas que poseen interlaminares capas de montmorillonita y que suelen ir asociadas a verdaderas micas.

En resumen, en los sedimentos triásicos con clorita se encuentran las siguientes asociaciones:

- 1.<sup>a</sup> Clorita (muy cristalina) + mica
- 2.<sup>a</sup> Clorita labil + illita
- 3.<sup>a</sup> Clorita con capas de montmorillonita + mica

Tanto en el primer caso como el tercero la clorita es consecuencia de un proceso de agradación. Sólo en el segundo caso la clorita es claramente mineral heredado, presentándose generalmente en niveles detríticos con altos contenidos en illita. Son producto de degradaciones de biotita en el continente, así como de otros silicatos ferromagnesianos, trasladados posteriormente a la

Biotita → Clorita → Clorita labil

cuenca sedimentaria.

### Montmorillonita

La montmorillonita de los sedimentos triásicos ha de ser considerada en la mayoría de los casos como mineral heredado. Ha de ser excluida de este origen en aquellas series en que se presenta asociada con sepiolita, tal como ocurre en la serie de Montañana.

La serie de Puerto de Horna nos muestra un claro ejemplo de origen heredado de este mineral. En la figura 70 puede observarse cómo en el Keuper superior la abundancia de la illita presenta un brusco máximo, que coincide con la presencia de caolinita y de montmorillonita. En este punto se presenta una asociación detrítica típica:

Illita + montmorillonita + caolinita

Es de reseñar que la montmorillonita se encuentra generalmente en las zonas superiores de las series, esto confirma tanto un carácter detrítico como el hecho de que representa el estado final de la degradación de determinados minerales en el continente.

Tal como expusimos en el Capítulo I, el paisaje continental va evo-

lucionando desde el final del Pérmico hasta el Keuper. Al final del Pérmico gran parte de los continentes se encuentran emergidos y sometidos a un clima cálido, ni desértico ni tropical. Este clima se prolonga en el triásico y determina que al final de Buntsadstein los continentes se encuentren muy aplanados y erosionados, las aguas que discurren sobre ellos no poseen gran energía, las acciones pedogenéticas son largas y más completas, los fenómenos de degradación alcanzan niveles más elevados, y minerales que durante el Trías inferior habían sido trasladados a las cuencas de sedimentación como illitas degradadas y cloritas, son ahora depositados como montmorillonitas, es decir, la naturaleza ha dispuesto de tiempo para que se produzcan cambios tales como los siguientes:

illita  $\rightarrow$  (10<sub>i</sub> — 14<sub>v</sub>)  $\rightarrow$  vermiculita  $\rightarrow$  (14<sub>v</sub> — 14<sub>m</sub>)  $\rightarrow$  montmorillonita  
 biotita  $\rightarrow$  clorita  $\rightarrow$  (14<sub>c</sub> — 14<sub>v</sub>)  $\rightarrow$  vermiculita  $\rightarrow$  montmorillonita  
 clorita  $\rightarrow$  (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>)  $\rightarrow$  montmorillonita

Encontrándose en las cuencas los productos finales de estas transformaciones. Muchas de estas montmorillonitas evolucionarán posteriormente en sentido inverso dando origen a interestratificados o cloritas.

#### 4.1.2. MINERALES HEREDADOS. CONCLUSIONES

Los minerales trásicos heredados constituyen un cortejo que marca la evolución geomorfológica y climática de las áreas fuente, su permanencia como tales minerales heredados en las cuencas sedimentarias es función de su estabilidad en el nuevo medio.

Durante el trías inferior los continentes son erosionados por aguas que poseen energía suficiente para trasladar relativamente pronto los productos de erosión a las cuencas de sedimentación y los minerales continentales son poco degradados; los depósitos son ricos en illita y la clorita, parcialmente degradada, se encuentra en ellos junto con algo de caolinita.

A medida que el tiempo geológico avanza, los continentes son más y más erosionados, desaparecen las elevaciones y ofrecen el aspecto de enormes llanuras. Al mismo tiempo el clima cálido pudo evolucionar a un clima más activo, sin que necesariamente fuese tropical. Con ello se favorece la hidrólisis de los feldespatos, la caolinita se sigue formando, y las restantes acciones pedogenéticas son más lentas y más profundas. Los minerales continentales inician un lento transporte,

hacia las cuencas receptoras, durante el cual sufren intensas degradaciones, llegando a montmorillonitas o incluso a solubilizarse pasando a la cuenca en forma de iones. En la figura 87 se muestra un esquema en el que se trata de sintetizar estos procesos.

Muchos de estos minerales encontrarán en la cuenca sedimentaria un medio favorable para su reorganización posterior y tenderán a reconstruir las micas o las cloritas originarias; otros serán muy estables y permanecerán como tales.

#### 4.1.3. MINERALES TRANSFORMADOS

Hemos denominado transformación de los minerales arcillosos (Capítulo I) a los cambios que los modifican cuando estos mantiene su tipo estructural. Es una modificación intracristalina producida por un cambio de los iones de los espacios interlaminares y de las láminas silicatadas, con mantenimiento del tipo de estructura Te-Oc o Te-Oc-Te.

Estas transformaciones podían dividirse en dos tipos denominados degradaciones y agradaciones. El primer tipo es característico de las alteraciones continentales y es muy raro en el curso de la sedimentación y la diagénesis.

El segundo tipo es característico de la sedimentación, la diagénesis y del metamorfismo. Por ello será del que nos ocuparemos, en este apartado.

Las agradaciones, son transformaciones en los retículos cristalinos, por adición de materia, que se producen en medios confinados o cargados de cationes. Estas transformaciones entrañan una serie de cambios que se extienden desde la simple fijación de cationes por retículos parcialmente degradados, hasta la reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo cristal.

Ambos tipos de agradaciones se producen en la sedimentación triásica, a la primera de ellas la hemos denominado "Rejuvenecimiento" y a la segunda "Agradaciones profundas".

#### REJUVENECIMIENTO

Hemos expuesto anteriormente (Capítulo III) cómo los minerales micáceos de tipo illita evolucionaban a lo largo de los perfiles estratigráficos. Se han descrito series (p. ej.; Ambas, Montaña, Viñón) en las

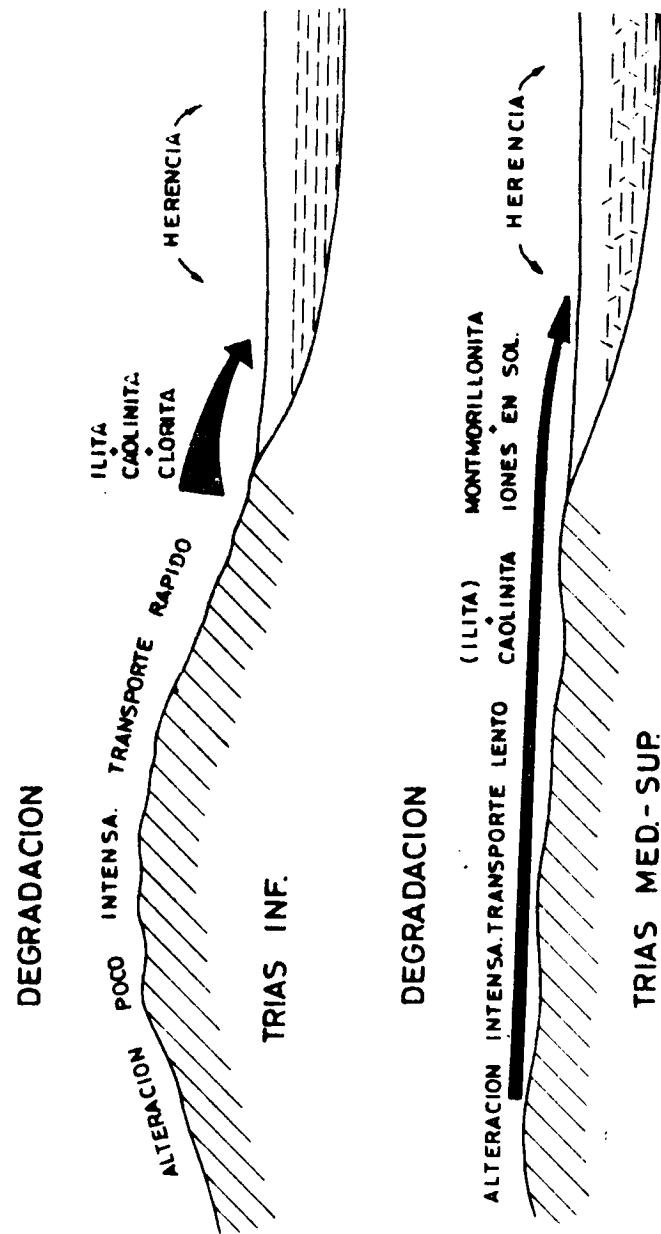


Fig. 87

que las ilitas de los términos inferiores de la serie presentan picos de difracción muy asimétricos y dentados, que se abren hacia la región de los pequeños ángulos tras el tratamiento con etilen-glicol, contrayéndose hacia la región de los mayores ángulos tras el tratamiento térmico. Estos cristales presentan al microscopio electrónico morfologías irregulares, con contornos alterados y son de muy pequeño tamaño. Es decir, se trata de ilitas "abiertas".

En los términos intermedios de la serie encontramos "ilita" cuyos picos de difracción son más simétricos y agudos que los de las anteriores y no presentan variaciones sensibles tras los tratamientos con etilenglicol y calentamiento. El microscopio electrónico revela que se trata en realidad de una mezcla de grandes cristales micáceos bien conformados y de pequeños cristallitos de ilita.

En los términos superiores encontramos "ililas" que presentan líneas de difracción muy agudas y simétricas que no varían ni su intensidad ni su simetría tras la glicolación y el calentamiento, el microscopio electrónico revela que se trata de grandes cristales de "micas" con tamaños, incluso, cercanos a las 2  $\mu$ .

En otras series (p. ej., Puerto de Horna, Cerro Mortero, Chiclana de Segura) encontramos idéntica distribución sólo que invertida, es decir, las ililas abiertas se encuentra en los términos superiores de la serie y en las inferiores aparecen verdaderas micas.

En ambos casos el fenómeno de rejuvenecimiento es patente. Las redes parcialmente degradadas de las ililas heredadas en la cuenca son cicatrizadas por la entrada de iones  $K^+$  en la red e incluso de iones  $Mg^{2+}$ . El magnesio puede sustituir al 1/3 de los aluminios octaédricos de las micas tal como discutimos en el apartado 3.1.10.

En ambos casos el mecanismo es idéntico, cicatrización de estructuras degradadas por entrada de cationes interlaminares y además en las láminas silicatadas, sólo son diferentes las causas. En la primera secuencia, la causa fundamental es el enriquecimiento en cationes de la cuenca, al ir ésta evolucionando hacia un mayor confinamiento en el que los aportes terrígenos son muy escasos. En el segundo caso, se trata de una transformación producida durante la diagénesis temprana del sedimento, con lo que ésta será más patente en los niveles profundos.

Ambos casos son perfectamente factibles en los ambientes triásicos y serán discutidos a continuación.

Hemos puesto varias veces de manifiesto a lo largo del presente estudio cómo las condiciones geomorfológicas de los continentes han

ido evolucionando a lo largo del tiempo geológico triásico. A medida que éste transcurre, las acciones pedogenéticas sobre los continentes se hacen más intensos, los minerales son más degradados e incluso pueden ser puestos en solución. La energía de las aguas decrece y sólo pueden transportar a las cuencas partículas muy pequeñas o iones en solución. Al mismo tiempo los aportes del mar abierto son iónicos y la evaporación en las cuencas de sedimentación es elevada, superando muchas veces la evaporación a los aportes. Todo esto determina una sobresaturación de iones cada vez mayor a medida que transcurre el tiempo. El  $K^+$  y  $Mg^{2+}$  se encuentran en concentración elevada, pudiendo el potasio, en el caso de las ilitas, cicatrizar las estructuras regenerando las primitivas micas.

En el segundo caso puede ocurrir, que una vez transcurrida la sedimentación determinadas zonas de algunas cuencas, sufran fenómenos de débil diagénesis y las aguas intersticiales, débilmente cargadas en  $K^+$  pero a temperaturas y presión relativamente altas, produzcan efectos similares a los de las aguas superficiales a temperatura ambiente y elevada concentración iónica. Lógicamente estos procesos se ven favorecidos con la profundidad y es por lo que los términos más agradados se encuentran en las zonas inferiores de las series estudiadas.

En la figura 88 se muestra un esquema en el que se ha pretendido representar las causas y los efectos en el rejuvenecimiento de las ilitas.

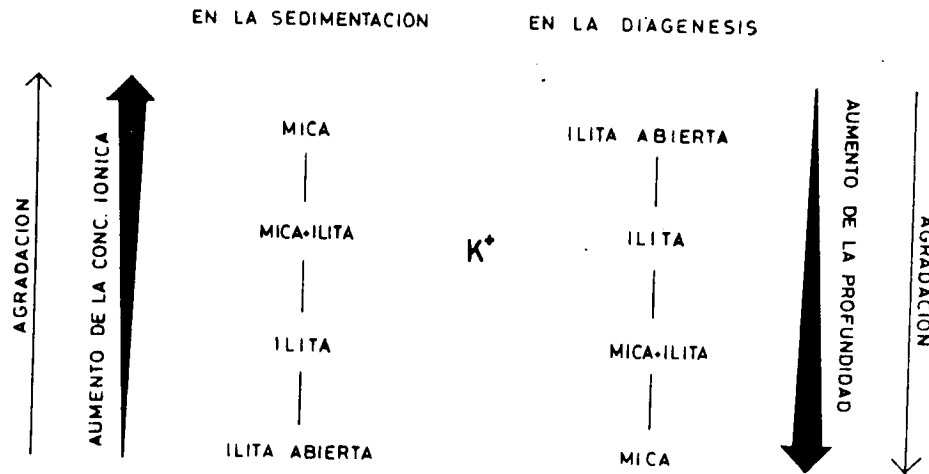


Fig. 88

Lógicamente, muchas de las cloritas heredadas pueden, por captura de iones  $Mg^{2+}$ , transformarse en cloritas rejuvenecidas, muy cristalinas.

AGRADACIONES PROFUNDAS

Hemos denominado "Agradaciones profundas" a aquellas transformaciones por adición de materia que producen una reorganización completa de la estructura con la consiguiente aparición de un nuevo mineral. En este caso la transformación se produce lámina por lámina de una manera progresiva, dando lugar a la aparición de edificios cristalinos intermedios entre los dos extremos de la transformación.

Las transformaciones de los minerales en las cuencas triásicas han sido excelentemente descritas por LUCAS (1962). Este autor observa en el Triás francés y marroquí, que a medida que se asciende en las series estratigráficas el porcentaje de ilita decrece, aumentando el de los edificios interestratificados e incluso en los términos superiores aparecen cloritas muy cristalinas. Basándose en estos hechos establece que las cloritas cristalinas del Keuper son los productos finales de la transformación por agradación de las ilitas heredadas. Por ello, su porcentaje decrece en las zonas superiores, siendo los interestratificados los pasos intermedios en este proceso, el cual puede ser esquematizado de la siguiente manera:

Ilita degradada → Ilita abierta → (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) irregulares → (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) regulares → Clorita (tri) bien cristalizada

La causa de este fenómeno es la elevada concentración en la cuenca de sedimentación de iones  $Mg^{2+}$  capaces de introducirse en el retículo micáceo y producir la transformación lámina a lámina. Este autor señala asimismo que la agradación se produce en la vertical de las series y en sentido ascendente, siendo más intensa en el centro de las cuencas.

Indudablemente hemos de admitir que tales fenómenos pueden producirse en las cuencas de sedimentación triásicas, pero algunos hechos observados por nosotros, así como otros ya conocidos, han de ser expuestos y reconsiderados desde diferentes puntos de vista. Tales hechos son los siguientes:

- a) Disminución de los porcentajes de ilita a medida que se asciende en la serie y aumento de los edificios a 14 Å.



- b) Presencia de intetrestratificados de tipo (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>).
- c) Presencia frecuente de montmorillonita en las series y su localización, generalmente, en las zonas superiores.
- d) Disminución en la vertical y en sentido descendente de la capacidad de "hinchamiento" en los minerales.
- e) Predominio de un tipo específico de láminas en los interestratificados irregulares.

#### Disminución de los porcentajes de illita y aumento de los edificios a 14 Å a medida que se asciende en las series

Es este un fenómeno muy general que se da incluso en series con muy bajos porcentajes de minerales a 14 Å, como pueden ser las series de Viñon, Cerro Mortero o Chiclana de Segura, y que de acuerdo con las ideas de LUCAS (1962) y de MILLOT (1964) ha de interpretarse como consecuencia de la transformación de illita en tales minerales (interestratificados o clorita).

No obstante, nosotros creemos que tal disminución de la illita y aumento de los minerales a 14 Å (montmorillonita, vermiculita, cloritas degradadas) no se debe, al menos en su mayor parte, a un fenómeno de agradación, sino que es consecuencia de un cambio en la sedimentación impuesto por la evolución geomorfológica y climática de las áreas fuentes. Es decir, que la disminución de la illita se debe a que en realidad a la cuenca llega menos illita y el aumento de minerales de tipo interestratificado o de clorita se debe a que a la cuenca llega mayor porcentaje de minerales capaces de transformarse en intetrestratificados o cloritas, sin que sea necesariamente a partir de illita.

Si admitimos que desde el Triás inferior al superior los relieves se van aplanando, las aguas superficiales poseen menor energía para el transporte y este es lento, e incluso el clima puede ser más activo, forzosa-mente las acciones pedogenéticas han de ser más intensas y profundas originándose montmorillonita, vermiculitas, interestratificados e iones en solución que son llevados a la cuenca en mayor cantidad cuanto más evoluciona el continente y el clima. Estos minerales muy degradados son susceptibles de ser posteriormente agradados en la cuenca, si esta posee condiciones adecuadas para ello.

Suponer que el único aporte terrígeno a las cuencas sedimentarias está constituido por illita, es negar los fenómenos de degradación edáficos en el continente y la evolución geomorfológica y climática del continente,

así como suponer que en el momento de la sedimentación las condiciones fueron similares en el Buntsandstein inferior como en el Keuper superior y que lo único que los diferenciaba es la salinidad y concentración iónica mucho más elevada en el Keuper.

#### Presencia de interestratificados (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>)

La presencia de el interestratificado (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) había sido descrita anteriormente en los sedimentos triásicos por CABALLERO y LOPEZ AGUAYO (1972) y CABALLERO y MARTIN VIVALDI (1972). Su presencia no es tan frecuente ni tan abundante como la del interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>), pero no es extraño encontrarlo en algunas series (p. ej., Montaña, Puerto de Horna) coincidiendo con el interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>).

Parece lógico pensar que esta interestratificación es la etapa intermedia de la transformación de la illita en clorita, por acción de aguas ricas en magnesio y no el interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) (LUCAS, 1962). La transformación siguiente:

Illita abierta → (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) irregular → (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) regular → Clorita (tri)  
cristalina

es bastante más simple que la supuesta por LUCAS, al mismo tiempo que la agradación se realiza sin pasar por minerales intermedios que posean capas hinchables y estructuras más abiertas. Realmente la transformación:

Illita → (10<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>) irregular

es excesivamente brusca ya que se pasa de una estructura K<sup>+</sup> a una Mg<sup>2+</sup> sin que exista un edificio K<sup>+</sup> — Mg<sup>2+</sup> intermedio, al mismo tiempo, aunque dicha transformación es una agradación, puesto que hay adición de materia (iones Mg<sup>2+</sup>), se pasa de una estructura cerrada a una estructura abierta con capacidad de hinchamiento y de acuerdo con las observaciones hechas por BURST (1959) en el Eoceno de la serie de Gulf Coast, las agradaciones llevan consigo no sólo una adición de materia, sino que al mismo tiempo producen estructuras más cerradas con disminución de la capacidad de hinchamiento.

#### Presencia frecuente de montmorillonita en las series y su localización, generalmente, en las zonas superiores

La montmorillonita es un mineral bastante más frecuente en los sedimentos triásicos de lo que se había supuesto hasta el momento. Su

porcentaje no es elevado y suele ir asociada con interestratificados y con cloritas que poseen láminas hinchables. Su presencia está siempre localizada en los términos superiores de las series estratificadas. Es, como ya se discutió en apartados anteriores, un mineral casi siempre detrítico e indicador de las intensas degradaciones en el continente. Al mismo tiempo es el material original a partir del cual se han formado la mayor parte de los interestratificados de tipo ( $14_c$  —  $14_m$ ) y las cloritas trioctaédricas muy cristalinas.

La montmorillonita es un mineral muy inestable en medios catiónicos, ya que tiende a captar iones y transformarse en estructuras agradadas, tales condiciones son las que reinan en el Trias y es por lo que ella es rápidamente transformada en el interestratificado o en casos extremos en clorita magnésiana.

Montmorillonita → ( $14_c$  —  $14_m$ ) → Clorita (tri) muy cristalina

Tal transformación agradable cumple no sólo la condición de realizarse por adición de materia ( $Mg^{2+}$ ), sino que al mismo tiempo tiende a dar estructuras más cerradas con menor capacidad de hinchamiento.

#### Disminución en la vertical y en sentido descendente de la capacidad de "hinchamiento en los minerales"

Es frecuente observar cómo en determinadas series (p. ej., Puerto de Horna, Camoca, Cerro Mortero) la capacidad de hinchar de los minerales disminuye, o los minerales hinchables disminuyen su porcentaje y acaban por desaparecer a medida que se desciende en las series, al mismo tiempo que la cristalinidad de las illitas aumenta en sentido descendente. Las secuencias siguientes son frecuentes

↓ ( $14_c$  —  $14_m$ ) regular + Illita  
 ↓ ( $14_c$  —  $14_m$ ) irregular con predominio de  $14_c$  + Illita + Mica  
 ↓ Clorita con capas hinchables + Mica

O bien:

↓ ( $14_c$  —  $14_m$ ) irregular con predominio de capas  $14_m$  + Mont + Illita  
 ↓ ( $14_c$  —  $14_m$ ) regular + (Mont) + Illita + (Mica)  
 ↓ ( $14_c$  —  $14_m$ ) irregular con predominio de capas  $14_c$  + Mica + (Illita)

Elas representan en realidad agradaciones en profundidad, agradaciones que se han realizado después de la sedimentación e indudable-

mente durante la diagénesis del sedimento, diagénesis lógicamente incipiente y de poca intensidad, pero suficiente para producir tales transformaciones. Bajo tales condiciones, débiles concentraciones de Mg en las aguas intersticiales pueden producir estos fenómenos. Parecidas transformaciones pueden producir estos fenómenos. Similares transformaciones agradantes e incluso más intensas, con aparición de paragonita, pirofilita, moscovita y clorita muy cristalina, han sido descritas por DUNOYER DE SEGONZAC (1969) en series con diagénesis elevada de Europa y Africa.

#### Predominio de un tipo específico de láminas en los interestratificados irregulares

La determinación del predominio del tipo de láminas en un interestratificado irregular y la situación que ocupe en la columna estratigráfica nos indican el sentido en el que el fenómeno de la agradación se produce. Tomemos como ejemplo la serie de Camoca, en ella el porcentaje de edificios a  $10 \text{ \AA}$  aumenta a medida que se asciende en la serie. En los términos superiores predominan los interestratificados regulares y con por cientos de interestratificación cercanos al 50 por 100; en los términos inferiores los interestratificados son irregulares y con por cientos de interestratificación diferentes al 50 por 100. Este hecho puede interpretarse, erróneamente, como que la intensidad de la agradación es mayor en los términos superiores que en los inferiores. Si se desglosa la transformación de montmorillonita en clorita de la siguiente manera:

Mont → Mont con capas de  $14_c$  → ( $14_c$  —  $14_m$ ) con predominio de capas  
 (1) (2) (3)  
 $14_m$  → ( $14_c$  —  $14_m$ ) al 50 por 100 irregular → ( $14_c$  —  $14_m$ ) al 50 por 100  
 (4) (5)  
 regular → ( $14_c$  —  $14_m$ ) con predominio de capa  $14_c$  → Clorita con capas  
 (6) (7)  
 $14_m$  → Clorita  
 (8)

se observa que en esta serie nosotros encontramos en el sentido descendente los pasos (5), (6) y (7); es decir, la intensidad de la agradación aumenta al descender en la serie de Puerto de Horna. En ambos casos la diagénesis temprana ha sido la causa de tal agradación.

Indudablemente en muchos casos la diagénesis se había superpuesto a las agradaciones producidas durante la sedimentación por aumento de

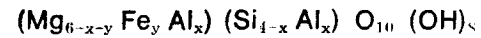
la concentración iónica en las cuencas (en este caso la intensidad de la agradación aumenta al ascender en la serie) y habrá borrado sus efectos.

### LAS CLORITAS DE ALTA CRISTALINIDAD

Constituyen uno de los minerales más llamativos de algunas formaciones triásicas. No son tan frecuentes ni tan abundantes como los interestratificados, pero en las series en que se encuentran pueden alcanzar porcentajes superiores al 90 por 100 (p. ej., Serie de Ambas).

Sus registros de difracción de rayos X, de A. T. D. y su estudio por microscopía electrónica han sido expuestos y comentados extensamente en apartados correspondientes a las series de Ambas, E. de Villaviciosa y Santa Lucía, del capítulo III. Tales estudios nos han llevado a la conclusión de que se trata de una clorita magnesiana de muy bajo contenido en átomos pesados en la capa octaédrica (CABALLERO y MARTIN VIVALDI, 1972), que de acuerdo con la clasificación de ORCEL, CAILLERE y HENIN (1952) debería ser un término cercano a la variedad penina o clinocloro.

La fórmula química teórica es la siguiente:



en la que de acuerdo con los cálculos de LUCAS (1962) los valores de  $x$  e  $y$  son 1,1 y 0,3 respectivamente. El valor de su línea (060) es de 1,534 Å que corresponde a un mineral trioctaédrico con un parámetro  $b = 9,2$  Å.

Según LUCAS (1962) estas cloritas representan la etapa final de la agradación de la illita, en los centros de las cuencas por la acción de las aguas enriquecidas en  $\text{Mg}^{2+}$ .

Efectivamente, nosotros estamos de acuerdo que tal proceso puede dar lugar a la aparición de cloritas trioctaédricas magnesianas a partir de illitas, ahora bien estimamos que no es el único, ya que a partir de montmorillonitas, vermiculitas y cloritas degradadas puede obtenerse tal mineral en cuencas epicontinentales sobresaladas. En la figura 89 se exponen las diferentes posibilidades de transformación por agradación magnésica de diferentes minerales todos ellos presentes en las cuencas triásicas.

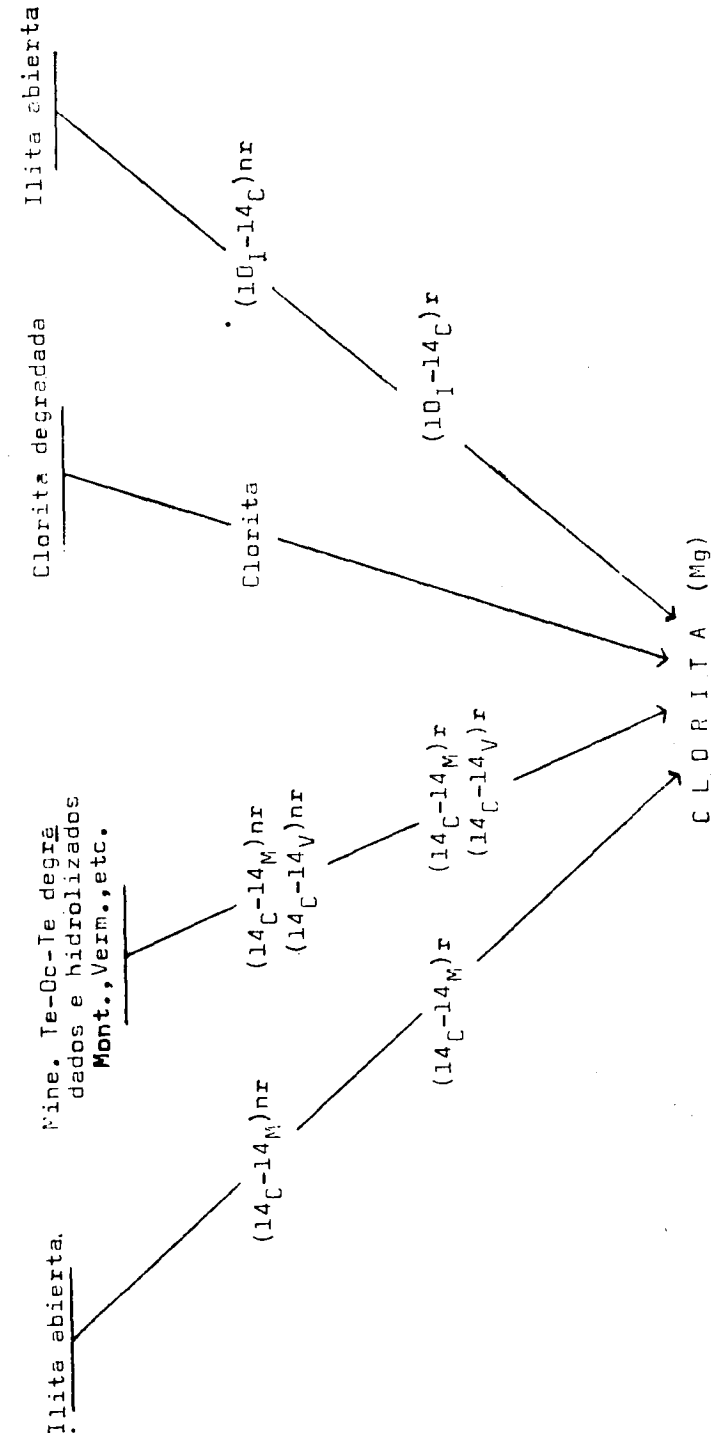


Fig. 89

#### 4.1.4. MINERALES TRANSFORMADOS. CONCLUSIONES

Las cuencas triásicas constituyen medios de sedimentación en los que las aguas se encuentran fuertemente saturadas en cationes, acentuándose tal hecho a medida que se asciende en la escala cronológica. Tales medios de sedimentación son idóneos para que en ellos se produzcan transformaciones por agradación, tanto más intensas cuanto más elevada sea la concentración iónica de las aguas.

Estas transformaciones comprenden desde la simple captura de iones interlaminares, por estructuras parcialmente degradadas, como es el caso de las illitas y cloritas que por captura de iones  $K^+$  y  $Mg^{2+}$  regeneran micas y cloritas cristalinas. Este tipo de transformación es denominado "Rejuvenecimiento".

Puede ocurrir que las transformaciones sean mucho más profundas y que entrañen no sólo un cambio en los iones interlaminares, sino también en las láminas silicatadas, produciéndose una nueva especie mineral totalmente diferente. Estas agradaciones a las que nosotros hemos denominado "Transformaciones profundas" se realizan a partir de minerales heredados muy degradados e hidratados, tales como montmorillonita y vermiculita, que son muy abundantes en el Trias superior. Estos minerales tienden todos ellos por captura de iones  $Mg^{2+}$  a transformarse en cloritas trioctaédricas muy cristalinas. Tales cambios se realizan pasando por una serie de fases cristalinas intermedias, que son los interestratificados.

La transformación de montmorillonita en clorita se realiza a través de un interestratificado de tipo ( $14_c - 14_m$ ), la de vermiculita a través de un tipo ( $14_c - 14_e$ ) y el de la illita en clorita a través de un tipo ( $10_i - 14_e$ ).

Puesto que las agradaciones se realizan a partir de iones tales como  $K^+$  y  $Mg^{2+}$ , éstas serán más intensas cuanto más altas sean las concentraciones de tales iones en la cuenca sedimentaria y esta concentración aumenta a medida que transcurre el tiempo geológico y las cuencas se van sobresalando por la disminución de los aportes terrígenos y por la entrada de iones de las aguas del mar abierto, con lo que los términos más agradados los encontraremos en los tramos superiores de las series estratigráficas.

No obstante, si fenómenos postsedimentarios tales como una diagénesis suave, actúan sobre series sedimentarias que presentan secuencias como la descrita anteriormente, pueden invertir el sentido de la

agradación, ya que al progresar ésta con la profundidad los términos más agradados se encontrarán en las zonas más profundas. En este caso, incluso, no es necesario que la concentración iónica sea tan elevada como en el caso de las agradaciones superficiales, ya que la "actividad" de las aguas intersticiales del sedimento es mucho mayor debido al aumento de presión y temperatura.

#### 4.1.5. MINERALES NEOFORMADOS

El término "neoformado" lo reservaremos para el mineral que ha nacido en la cuenca sedimentaria a partir de iones en solución. Si los iones necesarios para la elaboración de un mineral se encuentran en proporciones adecuadas, pueden combinarse y dar lugar al nacimiento de un nuevo cristal en la cuenca sedimentaria. La neoformación exige un medio químicamente activo, tal como el que puede producirse en algunos mares sobresalados del Trias. De esta manera han nacido las sepiolitas y tal vez algunas montmorillonitas triásicas.

SIFFERT (1962) que realizó la síntesis de la sepiolita en el laboratorio a partir de soluciones saturadas en  $Si(OH)_4$  y concentraciones variables en  $Cl_2Mg$ , encontró que el pH de la solución desciende durante la reacción incluso a pH superiores a 7,8; obteniendo como producto final una montmorillonita magnésica y sepiolita. Las condiciones en las que la sepiolita se forma con mayor abundancia son:  $SiO_2/MgO = 0,7$ ; pH inicial = 11,2; pH final = 8,73.

Tales condiciones pueden haberse producido en algunas zonas, como en Montaña, tal vez favorecidas por la compartimentación de la cuenca. El mar epicontinental es muy amplio y las tierras emergidas son "islas" con los relieves muy aplanados. El clima altera profundamente los minerales y la sílice, el magnesio y pequeñas proporciones de calcio y aluminio son liberados y pasan a solución. Las aguas de la cuenca se alcalinizan y la montmorillonita puede neoformarse a partir de la sílice, el aluminio y el magnesio; la sepiolita a partir de la sílice y el Mg. Mecanismo similar al expuesto anteriormente ha sido señalado, en cuencas terciarias con marcado endorreísmo, por HUERTAS y colaboradores (1970).

De todas maneras tales condiciones, debieron ser difíciles de alcanzar, ya que la presencia de sepiolita en los sedimentos triásicos se encuentra muy localizada. En Marruecos en algunas series de la costa (LUCAS, 1962), en España en zonas muy localizadas de la Cordillera Subbética (DORRONSORO, 1969) y de la Cuenca Asturiana. En todos

los casos la sepiolita no llega a presentarse en cantidades que permitan su explotación.

En la Serie de Monteaña (Cuenca Asturiana) la sepiolita se presenta entre capas de interestratificados de tipo (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>), lo que puede ser debido a variaciones rítmicas en la concentración de magnesio en las aguas, de tal manera que cuando se sobrepasa un cierto "nivel" de concentración se neoforma sepiolita. Esta neoformación consume el magnesio y su concentración decrece siendo insuficiente para seguir neoformando sepiolita, pero si es suficiente para producir la neoformación de montmorillonita y la agradación de las illitas con la consiguiente aparición de los interestratificados (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>). Este ciclo se repite varias veces a lo largo de la serie estratigráfica.

No obstante, es necesario hacer notar que parte de la montmorillonita que acompaña a la sepiolita puede ser heredada, ya que ésta se encuentra asociada con pequeñas proporciones de caolinita. La existencia de tales minerales detríticos en series tan alcalinas como para que se neoforme la sepiolita confirma las ideas expuestas por CABALLERO y MARTIN VIVALDI (1972) de que tales condiciones pueden alcanzarse en zonas de la cuenca que no sean forzosamente los centros de las mismas, sino que en cuencas, con fondos muy compartidos pueden, en sectores cercanos a los bordes, reunirse condiciones de alcalinidad y concentración iónica adecuadas para la neoformación de sepiolita y montmorillonita.

#### 4.1.6. MINERALES NEOFORMADOS. CONCLUSIONES

En determinados sectores de las cuencas de sedimentación triásica, la concentración de iones magnesio y de sílice, así como el pH alcalino, pueden ser tales que a partir de los iones en solución precipiten minerales fibrosos como la sepiolita y trilaminares como la montmorillonita. Tales condiciones de alcalinidad y concentración iónica pueden alcanzarse preferentemente en los centros de las cuencas, pero no necesariamente han de excluirse las zonas relativamente confinadas, aunque estén cercanas a los bordes de las cuencas, ya que en ellas pueden reunirse tales condiciones. La posibilidad de confinamiento en lugares cercanos a los bordes puede venir condicionada por una compartición de los fondos, es decir, por una frecuente existencia de altos fondos que actúen de barreras.

La sepiolita, serán en todos los casos un mineral neoformado en la cuenca de sedimentación, ya que es muy inestable frente al transporte

y a la diagénesis, al mismo tiempo que bajo las condiciones climáticas que reinaron durante el Trias sería imposible su neoformación continental.

La montmorillonita que acompaña a la sepiolita posee una génesis discutible, ya que en los tramos en que es acompañada de caolinita es posible asignarle un origen detrítico. Por el contrario en los tramos en los que no aparece caolinita, puede muy bien ser neoformada, ya que ésta puede nacer bajo condiciones similares a las de la sepiolita, aunque tampoco es factible desechar la hipótesis de su origen heredado.

## 4.2. DISTRIBUCION DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA EN LAS CUENCAS TRIASICAS ESTUDIADAS

### 4.2.1. CUENCA ASTURIANA

La Cuenca Asturiana se caracteriza por una gran irregularidad en la distribución de los minerales de la arcilla y en sus porcentajes a lo largo de todo el período Triásico. El Permotrias y el Trias inferior se caracteriza en unos puntos por la exclusiva presencia de illita como ocurre en la serie de Este de Villaviciosa, en otras la illita es el mineral mayoritario, aunque puede ir a compañada de pequeños porcentajes de caolinita e incluso en las zonas superiores por interestratificados y montmorillonita como ocurre en las series de Bazanes y Viñón. En otros lugares la illita puede ser el único mineral presente en los tramos inferiores, comenzando a medida que se asciende en la serie estratigráfica a decrecer y convertirse en un mineral minoritario, cediendo su preponderancia a los interestratificados y a la clorita como ocurre en la serie de Camoca.

El Trias superior presenta una mayor uniformidad en la distribución. Los porcentajes de illita decrecen sensiblemente a medida que se asciende en las series, aumentando los de clorita, interestratificados, montmorillonita, e incluso en algunos puntos pueden aparecer cloritas muy cristalinas (Serie de Ambas) o sepiolita (Serie de Monteaná).

Tal distribución se aleja bastante de la rígida idea que se poseía hasta la actualidad de la sedimentación triásica. Con un Trias inferior illítico y a lo sumo con algo de caolinita, un Trias medio con menor cantidad de illita, aparición de cloritas de baja cristalinidad y algunos interestratificados, cloritas bien cristalizadas y minerales fibrosos neofor tomados, en el que la illita es el mineral minoritario. Este esquema es cierto en líneas generales, pero puede no cumplirse cuando se aplica a una cuenca sedimentaria en particular, como ocurre en el caso de la cuenca Asturiana, ya que una serie de factores locales pueden modificarlo.

Estos factores han podido ser, en primer lugar, una temprana evolución de los relieves de las áreas fuentes, hacia un aplanamiento y nivelación, con lo que las acciones degradantes intensas pudieron comenzar durante el Trias inferior y a las cuencas serían transportados minerales capaces de ser transformados (montmorillonitas, cloritas degradadas, etc.), si las condiciones en la cuenca son adecuadas para ello.

Si la cuenca receptora se encuentra muy compartida y en ella existen altos fondos capaces de aislar determinadas zonas en las que la concentración iónica y salinidad de las aguas puede alcanzar valores elevados, los minerales heredados pueden comenzar su agradación, durante el Trias inferior. Incluso, si no se dan estas condiciones, pero las series son afectadas posteriormente por fenómenos diagenéticos, los minerales heredados serán agradados por diagénesis.

En el Trias superior las acciones pedogenéticas son intensísimas, los minerales son muy degradados o incluso solubilizados en el continente, la cuenca se supersala y la concentración iónica aumenta, tanto más cuanto más cerrado se haga el medio. La compartimentación ya existente en el Trias inferior se sigue manteniendo, y en algunos de estos recintos—no necesariamente en el centro de la cuenca—, la alcalinidad y los iones pueden ser los adecuados para la neoformación de sepiolita. Puesto que estos “recintos” no son medios totalmente cerrados, si se encuentran cercanos a zonas emergidas, pueden acompañar a la sepiolita algunos minerales heredados como caolinita, illita o montmorillonita.

### 4.2.2. CORDILLERA IBERICA. SECTOR DE PUERTO DE HORNA

Se caracteriza por presentar un Muschelkalk y un Keuper inferior en el que la illita es el mineral dominante, acompañada de interestratificados, clorita y caolinita en baja proporción. El Keuper medio, con gran abundancia de yesos posee una alta proporción de interestratificados, acompañados de clorita e illita en bajos proporciones. En el Keuper superior, los interestratificados mantienen su porcentaje y van acompañados de clorita, montmorillonita y caolinita.

La distribución de los minerales en el Sector de Puerto de Horna se adapta a la distribución de minerales de la arcilla en cuencas triásicas descrita por LUCAS (1962), solamente es necesario volver a indicar que en este punto la serie triásica sufrió una ligera diagénesis y las agradaciones son más intensas en la zona inferior de la cuenca, este fenó-

meno ha podido borrar el sentido ascendente de la agradación que se debió de producir durante la sedimentación.

La presencia de caolinita, en los términos superiores de la serie, no ha de sorprender, ya que en el Trias superior al ser el clima más activo, los relieves más suaves y las acciones pedogenéticas más intensas, estos factores favorecen la hidrólisis de los feldespatos y por lo tanto la neoformación continental de la caolinita, y puesto que las cuencas de sedimentación, aunque posean carácter químico alcalino, no son medios totalmente cerrados a los aportes detríticos.

La presencia de montmorillonita en la zona superior de la serie, puede suponer un descenso en la concentración de iones  $Mg^{2+}$  en la cuenca durante el Keuper superior, bien porque se abriera el confinamiento de la cuenca con respecto al mar abierto, o bien por aportes de aguas continentales desionizadas, ya que si la concentración en ión  $Mg^{2+}$  fuera elevada la montmorillonita debía haber sido agradada.

La pérdida del carácter fuertemente químico del Keuper superior viene confirmada por encontrar las facies químicas (yesos) situados debajo de la zona con montmorillonita. CATALAN y SANCHEZ DE LA TORRE (1968) que estudian el perfil de sales solubles en esta serie encuentran efectivamente que los tramos más pobres en magnesio son los del Keuper superior.

#### 4.2.3. ZONA PREBETICA

La Zona Prebética constituye el sector más externo de las cordilleras béticas. Tanto el Trias inferior como medio poseen un marcado carácter detrítico, con facies de borde y sólo en el Trias superior las facies evolucionan a evaporitas (LOPEZ GARRIDO, 1971; SANCHEZ CELA, 1971).

El Buntsandstein se caracteriza por presentar una gran abundancia de illita junto a pequeños porcentajes de caolinita y clorita degradada.

El Muschelkalk, continúa siendo esencialmente ilítico, aunque en algunas zonas pueden aparecer pequeños porcentajes de montmorillonita, la caolinita suele encontrarse en poca porción y asociada a los niveles más detríticos (arenas y areniscas).

El Keuper generalmente, es, al igual que los pisos anteriores, muy ilítico y sólo en las zonas en que presenta una facies claramente química se encuentra junto a la illita, montmorillonita e interestratificados, pero incluso en estas zonas la caolinita sigue estando presente.

Todas las series de la Zona Prebética, presentan una típica mineralogía de sedimentación de borde de cuenca, eminentemente detrítica. Sólo al final del triásico se generaliza para toda la región el depósito evaporitas, lo que supone unas condiciones de mar restringido de fuerte evaporación, y aumento de la concentración iónica en la cuenca, existiendo zonas donde estas condiciones son más acusadas (Cerro Morteiro) que en otras (Hornos o Chiclana de Segura). El medio de sedimentación bajo el que se han formado estas series podrían ser del tipo "foreshore". es decir, costero sometido a la acción del agua diariamente, o del tipo "backshore" en que sólo está sometido a la acción de las aguas en la época de grandes tormentas.

El estudio realizado por LOPEZ GARRIDO (1971) de los materiales detríticos en esta zona revela, que la duración del transporte ha sido muy corta y a distancias muy cortas. Las areniscas y las arenas son muy inmaduras y los fragmentos de rocas procedentes del área fuente (Meseta) son abundantes.

#### 4.2.4. ZONA SUBBETICA

La Zona Subbética constituye los afloramientos más meridionales del Trias de facies germánica en la Península Ibérica, ya que se encuentra limitada por el S. por la Zona Bética, en la que el triásico posee facies Alpina. En esta zona es muy difícil emplear los términos de cercanía o lejanía de las costas, ya que gran parte de los afloramientos triásicos poseen carácter aloctono o diapírico y establecer las posiciones primitivas en el momento del depósito, es en la mayoría de los casos tarea ardua y de resultados muy hipotéticos.

Sólo es posible establecer con certeza, que se trata de sedimentos más interiores que los de la zona Prebética.

Efectivamente, la illita, aunque continúa siendo el mineral más abundante durante el Keuper inferior y medio, su porcentaje es inferior al de la Zona Prebética.

El Keuper inferior se caracteriza por poseer gran abundancia de illita, acompañada de porcentajes apreciables de clorita de baja cristalinidad, la caolinita suele estar presente en los niveles detríticos, pero en muy baja proporción.

El Keuper superior se caracteriza por un aumento notable en la proporción de los edificios a  $14 \text{ \AA}$ , constituido por interestratificados o clo-

ritas trioctaédricas muy cristalinas, estas últimas asociadas generalmente a las facies sobresaladas. En algunos puntos de esta zona la alcalinidad y la concentración iónica fue la adecuada como para dar lugar a la neoformación de sepiolita (DORRONSORO, 1969).

Cabe pensar en un amplio mar epicontinental, de poca profundidad y alejado del continente, pero en el que existen abundantes "islas" o zonas emergidas temporalmente que suministran a la cuenca minerales detríticos parcial o totalmente degradados. Al mismo tiempo los fondos de la cuenca pueden estar muy compartidos, existiendo zonas muy restringidas en las que las condiciones pueden ser adecuadas para la neoformación. En otras "más abiertas" las condiciones pueden ser menos alcalinas e iónicas y sólo se producirán fenómenos de agradación con la siguiente aparación de interstratificados o de cloritas cristalinas según el grado de transformación.

#### 4.3. VISION GENERAL DE LA SEDIMENTACION TRIASICA EN CUENCAS ESPAÑOLAS

Al final del Pérmico gran parte de los relieves producidos durante la orogenia hercínica habían sido erosionados. Los productos de esta erosión, materiales mal clasificados y groseros, son depositados en cuencas locales, produciendo un nivelamiento del paisaje, paisaje que presentaría el aspecto de una superficie ondulada, pero sin grandes desniveles topográficos. Sobre esta superficie se instalará posteriormente el mar triásico.

La transgresión marina se inicia en el Buntsandstein y los sedimentos de esta edad se depositan en un medio continental con periódicas influencias marinas. Al mismo tiempo en las zonas con carácter claramente continental continúa la erosión interna de los relieves, las aguas continentales poseen energía suficiente para realizar el transporte de partículas groseras, al mismo tiempo que lo realizan rápidamente.

A medida que progresa la transgresión marina, la influencia marina es más acusada, las aguas se extienden por toda la llanura continental, dando lugar a mares de poca profundidad, profundidad que se mantiene, ya que las acumulaciones de sedimentos compensan las subsidencias. En los continentes los relieves se encuentran prácticamente erosionados, las aguas que discurren por ellas no poseen energía suficiente para realizar el transporte de partículas groseras, al mismo tiempo que éste lo realizan lentamente. Las acciones edáficas se ven favorecidas, los minerales son degradados e hidrolizados y muchos de ellos son puestos en solución. Estas acciones se ven favorecidas por la evolución climática hacia un clima más activo (semitropical). A partir de este punto la sedimentación va adquiriendo carácter químico, las cuencas se cargan de iones, la evaporación en ellos es intensa, los aportes del continente consisten en minerales muy degradados o simplemente iones en solución, los aportes del mar abierto aumentan la salinidad de estos mares interiores, llegando la concentración salina en algunas zonas a ser tan elevada que se originan depósitos evaporíticos en el Trias superior.



Esta evolución, que resumidamente hemos expuesto en párrafos anteriores, es la que en líneas generales han sufrido todas las cuencas triásicas españolas. No obstante, creemos que tal evolución no ha sido contemporánea, es decir que durante un período determinado, por ejemplo el Buntsandstein, la cuenca Asturiana no se encontraba en una situación evolutiva similar a la de la Cordillera Ibérica, o la Zona Prebética. Efectivamente, en la Cuenca Asturiana ya en el Trias inferior la sedimentación era mucho menos detrítica o al menos en determinadas zonas la concentración iónica era lo suficientemente elevada para producir agradaciones, por el contrario en la Zona Prebética la sedimentación era eminentemente detrítica.

Con ello queremos hacer notar que las condiciones locales de cada cuenca son de vital importancia para la evolución de la misma. El estado de madurez en que se encuentren los relieves del área fuente, al iniciarse el periodo triásico, el carácter más o menos acusado de mar interior que posea, la cercanía del mar abierto, la profundidad del mar epicontinental, y su compartición, son factores que determinarán la evolución de la cuenca en el tiempo y en el espacio.

#### 4.4. CONCLUSIONES FINALES

Como resultado del trabajo de investigación realizado, se han obtenido las siguientes conclusiones:

##### A) MINERALOGIA GENERAL

- 1.<sup>a</sup>) Los sedimentos triásicos estudiados contienen minerales heredados, transformados y neoformados. Entendiendo por heredados los procedentes del área fuente que no han sufrido modificaciones importantes en la cuenca sedimentaria; transformados los que han sufrido procesos de recristalización (rejuvenecimiento) o agradaciones o degradaciones profundas originando otras especies mineralógicas; se reserva el término neoformado para aquellos minerales originados en la cuenca por coprecipitación de sílice, alumina e iones en solución.
- 2.<sup>a</sup>) Los minerales heredados que integran la fracción arcilla de los sedimentos triásicos son: illita, algunas cloritas, algunas montmorillonitas, caolinita, talco y pirofilita. Los minerales transformados son: interestratificados, illitas de alta cristalinidad y algunas cloritas. Los minerales neoformados: sepiolita y algunas montmorillonitas.
- 3.<sup>a</sup>) Los minerales heredados predominan en los términos inferiores del Trias de carácter detrítico. Los minerales de transformación predominan en el Trias medio-superior y los neoformados en los términos superiores cuando las cuencas adquieran un marcado carácter químico alcalino.

##### B) MINERALES HEREDADOS

- 4.<sup>a</sup>) De los minerales heredados la illita es el mineral más frecuente en la fracción arcilla de los sedimentos triásicos. Se en-

cuentra presente en todas las muestras estudiadas, constituyendo en algunas de ellas el cien por cien de la fracción arcilla.

Sus porcentajes son siempre más elevados en los términos inferiores del Trias y sin venir acompañada de montmorillonita o interestratificados como sucede en los niveles superiores. Ambos hechos se deben a la actividad edáfica menos intensa, por el menor envejecimiento de los relieves circundantes.

- 5.a) La clorita es junto a la illita y los interestratificados uno de los minerales más característicos de la fracción arcilla del Trias, pudiendo distinguirse tres tipos diferentes: uno muy cristalino —a veces incluso con excelente morfología rómbica o exagonal—, que se presenta asociado con mica, un segundo tipo constituido por clorita con capas interlaminadas de montmorillonita, igualmente asociado a mica. Por último, un tercer tipo constituido por clorita labil a los tratamientos térmicos de baja cristalinidad y asociada a illita. Sólo las cloritas del tercer tipo son claramente heredadas, presentándose en niveles detríticos con altos contenidos en illita. Las cloritas de los otros dos tipos derivan de un proceso de transformación en el sedimento.
- 6.a) La montmorillonita ha de ser considerada en la mayoría de los casos como un mineral heredado, pudiendo excluirse este origen cuando se encuentra asociada a la sepiolita. Generalmente se presenta en los niveles superiores de las series, ya que representa uno de los términos finales de la alteración en los continentes, cuando la alteración química es más intensa.
- 7.a) La caolinita se encuentra siempre en bajo porcentaje, nunca superior al 15 por 100, generalmente asociada a los términos inferiores de las series y en las facies detríticas. Se encuentra también a veces en pequeña cantidad en los términos superiores, incluso en los de facies yesíferas, ya que en las cuencas estudiadas, incluso en la etapa de carácter químico no están excluidos los aportes detríticos.
- 8.a) Tanto el talco como la pirofilita son minerales poco frecuentes y abundantes en la fracción fina. Su origen ha de ser atribuido a un proceso de herencia, ya que se encuentran asociados a illitas y cloritas de baja cristalinidad. Si fuesen

productos de diagénesis, aunque fuese incipiente, debería haber afectado a estos minerales transformándolos en illitas y cloritas de más alta cristalinidad, hecho que no ocurre en las series en que se encuentran.

### C) MINERALES TRANSFORMADOS

- 9.a) En ciertas series (p. ej.: Ambas, Monteana, Viñon) la cristalinidad de las illitas estudiadas crece a medida que se asciende en las mismas. Este rejuvenecimiento debe atribuirse a un progresivo incremento en el aporte iónico a la cuenca, por la maduración de los continentes. En otras series (p. ej.: Puerto de Horna, Cerro mortero, Chiclana de Segura) la secuencia es inversa, en cuyo caso el rejuvenecimiento se debe indudablemente a un proceso diagenético.
- 10.a) A medida que se asciende en las series estratigráficas hay una disminución en el contenido de illita. Esta disminución se debe en su mayor parte a un menor aporte de este mineral desde el área fuente, a favor de minerales tales como montmorillonita y vermiculita, formados en los suelos por la progresiva evolución geomorfológica de los relieves circundantes, sin que quede excluida una posible evolución climática.
- 11.a) La illita se transforma también por agradación en clorita. Esta transformación, en las cuencas triásicas estudiadas debe realizarse pasando por el interestratificado (10<sub>i</sub> — 14<sub>c</sub>) encontrado con cierta frecuencia.
- 12.a) Los porcentajes de montmorillonita y vermiculita son bajos debido a la transformación de estos minerales en interestratificados y clorita.  

La montmorillonita se agrada a clorita a través del interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>m</sub>). Dada la frecuencia (aunque no la abundancia) con que se encuentra la montmorillonita y el interestratificado citado anteriormente, es de esperar que la mayor parte de las cloritas muy cristalinas del Trias, así como las cloritas con capas interlaminadas de montmorillonita, procedan de la agradación de montmorillonitas y no de la agradación de illitas.
- 13.a) Muchas de las cloritas de alta cristalinidad pueden proceder, no sólo de las agradaciones citadas anteriormente, sino de la

agradación de vermiculitas a través del interestratificado (14<sub>c</sub> — 14<sub>v</sub>), así como del rejuvenecimiento de cloritas degradadas heredadas.

- 14.<sup>a</sup>) Estas agradaciones, de igual modo que el rejuvenecimiento, son un fenómeno que se puede producir en las cuencas triásicas, no sólo durante la sedimentación por entrada de los iones —aportados a la cuenca—, en los retículos cristalinos; sino durante la diagénesis, obteniéndose de este modo una secuencia de agradación en la vertical, inversa a la producida en el caso en que se realizase durante la sedimentación.

#### D) MINERALES NEOFORMADOS

- 15.<sup>a</sup>) La sepiolita sólo se presenta en una sola serie de la Cuenca Asturiana, asociada a montmorillonita. Esta sepiolita y la montmorillonita asociada deben constituir los únicos minerales neoformados en las cuencas de sedimentación triásicas.

La escasa frecuencia con que se presenta la sepiolita en los sedimentos estudiados, está en concordancia con los resultados obtenidos por otros autores, tanto en el Trias español como en el de otros países. Esta coincidencia permite suponer que las condiciones de alcalinidad y concentración iónica, no fueron suficientes para dicha neoformación y con ello que el clima no fuese suficientemente activo o las cuencas triásicas estaban relativamente abiertas.

#### E) PALEOGRAFIA

- 16.<sup>a</sup>) Aunque otros autores encuentran la sepiolita en centros de cuenca, en nuestro caso se localiza próxima a los bordes, lo que confirma la existencia de cuencas triásicas someras compartimentadas, donde localmente pueden darse las condiciones adecuadas para la citada neoformación.
- 17.<sup>a</sup>) La Cuenca Asturiana, además de ser la única con sepiolita, presenta una distribución muy irregular de los minerales de la arcilla y de sus porcentajes, a lo largo del período triásico, debido a una temprana evolución de los relieves del área fuente, hacia un aplanamiento y nivelación, con ellos las acciones degradantes intensas pudieron comenzar durante el



Trias inferior, siendo transportados a las cuencas minerales capaces de ser transformados (montmorillonita, cloritas degradadas, etc.).

- 18.<sup>a</sup>) El Trias de la Cordillera Ibérica en el sector de Puerto de Horna se caracteriza por presentar una diagénesis suave, que ha favorecido los fenómenos de agradación en profundidad. Al mismo tiempo, durante el trias superior, la cuenca debió de perder su "confinamiento", ya por comunicación con el mar abierto, ya por una pérdida de actividad climática que originó aportes continentales de agua desionizada, puesto que la montmorillonita se encuentra en los términos más superiores y encima de los niveles de sedimentación química con yesos. En efecto, si la cuenca hubiese poseído un carácter iónico (magnesio) más acusado, la montmorillonita hubiese sido agradada.
- 19.<sup>a</sup>) El Trias de la Zona Prebética, se caracteriza por su carácter detrítico. La illita es en todos los pisos, el mineral dominante; la caolinita es frecuente y sólo en el Trias medio y superior aparecen pequeños porcentajes de interestratificados y de montmorillonita.
- 20.<sup>a</sup>) El Trias de la Zona Subbética, se caracteriza por presentar, al igual que el de la Zona Prebética, un predominio de la illita sobre los interestratificados y la clorita. No obstante debería de tratarse de una cuenca con fondos compartimentados que determinarían la existencia de zonas restringidas en la que la concentración iónica y la alcalinidad serían adecuadas para la agradación de montmorillonitas, cloritas, vermiculitas, etc., en interestratificados o cloritas de alta cristalinidad, e incluso para la neoformación de sepiolita y montmorillonita, encontradas por otros autores.
- 21.<sup>a</sup>) Aunque todas las cuencas triásicas españolas, han sufrido una evolución, que en líneas generales es similar para todas ellas, consistente en un cambio desde un carácter detrítico inicial a un carácter fundamentalmente químico, tal evolución no ha sido contemporánea en todas ellas. Las condiciones locales de cada una han sido de vital importancia para su evolución: el estado de madurez en que se encontrasen los relieves del área fuente al comienzo del período triásico, el carácter más o menos acusado de mar interior que poseyera, la cercanía del mar abierto, la profundidad del mar epi-

continental y su compartimentación, serían algunos de los muchos factores que determinaron la evolución de las cuencas en el tiempo y en el espacio, sin excluir fenómenos muy posteriores al depósito, como por ejemplo, una diagénesis incipiente que ha enmascarado e invertido los fenómenos sin-sedimentarios.

**V****BIBLIOGRAFIA**

## BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1962).—“Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo, Gijón, Villaviciosa, Infiesto)”. *Emp. Nac. “Adaro” Inv. Min.*, vol. 1, p. 171.
- ALONSO, J. J., y VIRGILI, C. (1959).—“Un nivel de arcillitas de la base del Trias. estudio en el microscopio electrónico”. *An. Edf. y Fis. Veg.*, vol. 18, pp. 1-9.
- ALONSO, J. J., y MARFIL, R. (1970).—“Morfología de las Cloritas Triásicas”. Reunión Hispano-Belga de Minerales de la Arcilla. Madrid, 1970.
- ARBEY, F., y LE FOURNIER, J. (1962).—“Note préliminaire sur une altération de la glauconie à la base de la serie ordovicienne du Sahara. C. R. Acad. Sci. Fr., vol. 254, pp. 143-145.
- BATALLER, J., y GUERIN (1930).—“Notes sobre el Trias de Barcelona i Tarragona”. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. XXX, pp. 81-84.
- BATALLER, J. R. (1950).—“Geognosia del Triásico español”. *Anal. Esc. Peritos Agric. y Sup. de Agricul.*, vol IX, pp 193-219.
- BLOSS, D. (1966).—“Suggested terminology for interstratified clay minerals”. *Amer. Min.*, vol. 51, núms. 5 y 6, p. 855.
- BLUMENTHAL, M. (1927).—“Versu einer tektonischen Chiederung der betischen Cordilleren von central und sudwest Andalusien”. *Edog. Ger. Hevetiae.*, vol XX, núm. 4, pp. 487-532.
- BRADLEY, W. F. (1940).—“The structural scheme of attapulgite”. *Amer. Chim.*, vol. 25, pp. 405-410.
- (1945).—“Diagnostic criteria for clay mineral”. *Amer. Min.*, vol. 30, pp. 704-713.
- (1950).—“The alternating layer sequence of rectorite”. *Amer. Min.*, vol. 35, pp. 590-595.
- BRADLEY, W. F., y WEAVER, C. E. (1956).—“A regularly interstratified chlorite vermiculite clay mineral”. *Amer. Min.*, vol. 41, pp. 497-504.
- BRADLEY, W. F. (1959).—“Current progress in silicate structures”. *Clays and clay Min.* 6th, nat. conf. 1957, pp. 18-25.
- BRAUNER, K., y PREISINGER, A. (1956).—“Struktur und Entsterung des Sepioliths”. *Tschmaks Min. Petr. Mitt.*, vols. 1-2, pp. 120-140.
- BREWER, R. (1962).—“Fabric and mineral analysis of soils”. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- BRINDLEY, G. W., y ROBINSON, K. (1964).—“Structure of Kaolinite”. *Min. Mag.*, vol. 27, pp. 242-253.

- BRINDLEY, G. W.; OUGHTON, B. M., y ROBINSON, K. (1950).—“Polymorphism of the chlorites”. I Ordered structures. *Acta. Cryst.*, vol. 3, pp. 408-416.
- BRINDLEY, G. W. (1951).—“X-ray identification and structures of clay minerals”. *Min. Soc. (Clay Min. Group) London*, p. 345.
- (1956).—“Allevardite a swelling double layer mica mineral”. *Amer. Min.*, vol. 41, pp. 91-103.
- BRINDLEY, G. W., y GILLERY, F. H. (1954).—“A mixed layer Kaolinchlorite structure”. *Clays and Clay Min.* 2nd nat. conf. 1953, pp. 394-353.
- (1956).—“X-ray of chlorite specie”. *Amer. Min.*, vol. 41, pp. 169-186.
- BRINDLEY, G. W., y NAKAHIRA, M. (1958).—“Structure of Kaolinite”. *Min. Mag.*, vol. 31, pp. 781-786.
- BRINDLEY, G. W. (1961).—“Chlorite minerals (en G. Brown. “The X-ray identification and crystal structure of Clay minerals”)”. *Min. Soc. London*, pp. 342-396.
- BROWN, G., y MAC EWAN, D. M. C. (1951).—“X-ray diffraction by structures with random interstratification (en G. W. Brindley “X-ray identification and crystal structure of clay minerals”)”. *Min. Soc. London*, pp. 266-284.
- BROWN, G. (1953).—“The dioctahedral analogue of vermiculite”. *Clay Min. Bull.* vol. 10, pp. 64-67.
- (1955).—“Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals”. *Clay Min. Bull.*, vol. 2, pp. 294-302.
- BROWN, B. E., y JACKSON, M. L. (1958).—“Clay mineral distribution in the Hiassatha sandy soil of northern Wisconsin. *Clays and Clay Min.* 5th. nat. conf. 1956, páginas 213-226.
- BROWN, G. (1961).—“The X-ray identification and crystal structures of clay minerals”. *Min. Soc. (Clay Min. Group) London*, p. 544.
- BRUNTON, G. (1955).—“Vapor pressure glycolation of oriented clay minerals”. *Amer. Min.*, vol. 40, núms. 1-2, pp. 124-126.
- BURST, J. F. (1959).—“Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. *Clays and Clay Min.* 6th Nat. conf. 1957, pp. 327-341.
- CABALLERO, M. A., y LOPEZ AGUAYO, F. (1972).—“Ambientes genéticos de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias triásicas y wealdenses españolas”. VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada (en prensa).
- CABALLERO, M. A., y MARTIN VIVALDI, J. (1972).—“Distribution of clay minerals in the Spanish Triassic sedimentary basin”. Preprints, 1972. *Inter. Clay Conf. Madrid*, vol. 1, pp. 313-324.
- CAILLERE, S., y HENIN, S. (1949).—“The properties and identification of saponite (bowlingite)”. *Clay Min. Bull.*, vol. 1, pp. 138-144.
- CAILLERE, S.; MATHIEN-SICAUD, A, y HENIN, S. (1950).—“Nouvel essai d'identification du mineral de la Table, pres d'Allemand, allevardite”. *Bull. Soc. Fr. Min.*, vol. 53, pp. 193-201.
- CAILLERE, S., y HENIN, S. (1957).—“The chlorite and serpentine minerals”, En R. C. Mackenzie “The differential thermal investigation of clays”. *Min. Soc. London*, pp. 207-230.

- CAILLERE, S.; HENIN, S., y POBEGUIN, T. (1962).—“Presence d'un nouveau type de chlorite dans les bauxites de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrenées-Orientales)”. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, vol. 254, pp. 1.657-1.659.
- CAILLERE, S., y HENIN, S. (1964).—“Mineralogie des Argiles”. Masson et Cie. Editeurs.
- CAMEZ, T., y Col. (1962).—“Etudes sur l'evolution de mineraux argileux dans les sols des regions tempérées. *Mem. Serv. Cart. Geol. Als. Lor.*, vol. 20, p. 90.
- CARROL, D., y STARKEY, H. C. (1960).—“Effect of sea-water on clay minerals”. *Clays and clay Min.* 7th Nat. Conf. 1958, pp. 80-102.
- CATALAN LAFUENTE, J. C., y SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1968).—“Nuevo método de estudio de Series Sedimentarias: El perfil de sales solubles”. *Bol. Inst. Est. Asturianos*, núm. 14.
- COLE, W. F., y HOSKING, J. S. (1957).—“Clay minerals mixtures and interstratified minerals”. Cap. X de “The Differential thermal investigations of Clays”. Mackenzie Edt. *Min. Soc. London*.
- CORRENS, C. W. (1937).—“Sedimentation dans les mers profondes”. *Wiss. Eugebn. Deutsch. Atlant. Expedition auf dem Forcrungs 4. Vermessungsschiff Meteor.* vol. B, partie 3.
- COWLEY, J. M., y GOSWAMI, A. (1961).—“Electron difracction patterns from montmorillonite”. *Acta. Cryst.*, vol. 14, pp. 1.071-1.079.
- DEICHA, G. (1942).—“Sur les conditions de dépôt dans le golfe du gypse parisien”. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, vol. 214, p. 863.
- DORRONSORO, C. (1969).—“Estudio Mineralógico del Trias Germánico-Andaluz”. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada.
- DROSTE, J. B.; BHATTACHARNA, N., y SUNDERMAN, J. A. (1962).—“Clay mineral alteration in some Indiana soils”. *Clays and Clay Min.* 9th Nat. Conf., pp. 329-342.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., y MILLOT, G. (1962).—“Pyrophyllite de diagenèse dans le Devonien inferieur du synclinal de Laval (Massif Armoricain)”. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, vol. 255, pp. 3.438-3.440.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969).—“Les mineraux argileux dans la diagenese passage au metamorphisme”. *Mem. Ser. Cart. Geol. d'Alsace et Lorraine*, núm. 29, p. 320.
- EARLY, J. W., y MILNE, J. H. (1956).—“Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalts”. *Clays and Clay Min.* 4th Nat. Conf. 1955, pp. 381-384.
- ENDELL, K.; HOFFMAN, V., y MAGDEFERAN, E. (1935).—“Uber die Natur des Tonanteils in Rohstoffen des deutschen Zement Industrie”. *Zement.*, vol. 24, pp. 625-632.
- FALLOT, P. (1934).—“Essais sur la repartition des terrains secondaires et tertiaries le domaine des Alpides Espagnoles. I. Trias; II. Lias; III. Jurassique moyen; IV. Jurassique superieur”. *Geol. Medit. Occ.*, vol. 4, núm. 2, pp. 11-27.
- FALLOT, P. (1948).—“Les cordillères bétiques”. *Est. Geol.*, vol. 8, pp. 83-172.
- FAURA y SANS, M. (1919).—“Una nova especie d'equinit del Triasic de la provincia de Tarragona”. *Bull. Lust. Cat. Hist. Nat.* vol. XIX, pp. 122-123.
- FAUST, G. T.; HATHAWAY, J. C., y MILLOT, G. (1959).—“A restudy of stevensite and altered minerals”. *Amer. Min.* vol. 44, pp. 342-370.

- FINATON, C. (1934).—“Les dépôts lagunaires et le gypse du Bassin Parisien”. *Rev. Geog. Phys. Geol. Min.*, vol. 7, pp. 357-378.
- (1934).—“La formation des gisements salifères”. *Rev. Geog. Phys. Geol. Dym.*, volumen 8, pp. 285-303.
- FUCHTBAUER, H., y GOLDSCHMIDT, H. (1956).—“Ein Zechsteinanhrdrid-Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentin Varietat”. *Heidelberger Beitr. Min. Petr.*, vol. 5, pp. 187-203.
- FUCHTBAUER, H., y GOLDSCHMIDT, H. (1959).—“Die Tonminerale der Zechsteinformation”. *Beitr. Min. Petr.*, vol. 6, pp. 325-345.
- GALAN HUERTOS, E. (1972).—“Estudio mineralógico, genético y técnico de caolines españoles”. Tesis doctorol. Univ. Madrid.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967).—“La zona subbética al norte de Granada”. Tesis doctoral. Univ. Granada.
- GIESEKING, J. E. (1949).—*Adv. Agron.*, col. 1, p. 159.
- GONZALEZ MARTINEZ, J.; FENOLL HACH-ALI, P., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970).—“Estudio de niveles arcillosos del Trias alpujarride”. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*. Vol. LXXXI-VI, pp. 620-629.
- GRIFFIN, G. M. y INGRAM, R. L. (1955).—“Clay minerals of the Neuse river estuary”. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 25, pp. 194-200.
- GRIFFIN, J. J., y JOHNS, W. D. (1958).—“Clay minerals composition of sediments of the Mississippi river and major tributaries”. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, vol. 69, pp. 1.574.
- GRIM, R. E.; BRAY, R. H., y BRADLEY, F. W. (1937).—“The mica in argillaceous sediments”. *Amer. Min. Vol.* 22, pp. 813-829.
- GRIM, R. E.; DIETZ, R. S., y BRADLEY, W. F. (1949).—“Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California and the Gulf of California”. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, pp. 1.785-1.808.
- GRIM, R. E., y JOHNS, W. D. (1954).—“Clay mineral investigations of sediments in the northern Gulf of Mexico”. *Clays and Clay Min. 2nd Nat. Conf.* 1953, pp. 81-103.
- GRIM, R. E. (1962).—“Applied clay mineralogy”. *Mc. Graw-Hill*. New York. 422 pp.
- GRIM, R. E., y LONGHMAN, F. C. (1962).—“Clay minerals in sediments from Sydney Harbour, Australia”. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 32, pp. 240-248.
- GRIMSHAW, R. W. (1962).—“Micaceous mineral of Yorkshire Fireclays”. *Clay Min. Bull.*, vol. 5, núm. 28, pp. 110-127.
- GRUNER, J. W. (1932).—“The crystal of Kaolinite”. *Zeitschr. Krist.*, vol. 83, pp. 75-88.
- (1934).—“The crystal structure of talc and pyrophyllite”. *Zeitschr. Krist.*, vol. 88, páginas 412-419.
- (1934).—“The structure of vermiculites and their collapse by deshydration”. *Amer. Min.*, vol. 19, pp. 557-575.
- HATHAWAY, J. C. (1955).—“Studies of some vermiculite type clay minerals”. *Clays and Clay Min. 3rd. Nat. Conf.* 1954, pp. 74-86.
- HENDRICKS, S. B. y JEFFERSON, M. E. (1938).—“Structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites”. *Amer. Min.*, vol. 23, pp. 852-862.

- HENDRICKS, S. B., y JEFFERSON, M. E. (1939).—“Polymorphism of the micas with optical measurements”. *Amer. Min.*, vol. 24, pp. 729-771.
- HENDRICKS, S. B. (1942).—“Lattice structure of clay minerals and some properties of clays”. *Journ. Geol.*, vol. 50, pp. 276-290.
- HENDRICKS, S. B., y TELLER, E. (1942).—“X-ray interference in partially ordered layer lattice”. *Journ. Chem. Phys.*, vol. 10, pp. 147-167.
- HEY, M. H. (1954).—“A new review of the chlorites”. *Ming. Mag.*, vol. 30, pp. 277-292.
- HOFMAN, V.; ENDELL, K., y KILM, D. (1933).—“Kristal Struktur und Quellung von Montmorillonit”. *Zeitscher - Krist.*, vol. 86, pp. 340-348.
- HUERTAS, F.; LINARES, J., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970).—“Clay Minerals Geochemistry in basic sedimentary environments”. *Reunión Hispano Belga de Minerales de la Arcilla*. Madrid, 1970.
- HUMMEL, K. (1962).—“Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung)”. *Geol. Rundsch.*, vol. 13, pp. 40-81-97-136.
- JACKSON, W. W., y WEST, J. (1931).—“The crystal structure of muscovite.  $K.AI_2(Al.Si_3)O_{10}(OH)_2$ ”. *Zeitschr. Kryst.*, vol. 76, pp. 211-227.
- (1933).—“The Crystal structure of muscovite.  $K.AI_2(Al.Si_3)O_{10}(OH)_2$ ”. *Zeitschr. Kryst.* vol. 85, pp. 160-164.
- JACKSON, M. L.; TYLER, S. A.; WILLIS, A. L.; BAURBEAU, G. A., y PENNINGTON, R. P. (1948).—“Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. (1) Fundamental generations”. *J. Phy. Call. Chem.*, vol. 52, pp. 1237-1260.
- JACKSON, M. L.; HSEUNG, Y.; COREY, R. B.; EVANS, E. J., y VANDEN HEUREL, R. C. (1952).—“Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments: II Chemical weathering of layer silicates”. *Proc. Soil. Sci. Soc. Amer.*, vol. 16, pp. 3-6.
- JACKSON, M. L. y COL. (1954).—“Some analyses of soil montmorillonite, vermiculite, mica, chlorite and interstratified layer silicates”. *Clays and Clay Min. 2th Nat. Conf.* 1953, pp. 218-240.
- JACKSON, M. L. (1959).—“Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formations”. *Clays and Clay Min. 6th Nat. Conf.* 1957, pp. 133-143.
- JOHNS, W. D. y GRIM, R. E. (1958).—“Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River Delta”. *Jorn. Sedim. Petrol.*, vol. 28, pp. 186-199.
- JOHNSTONE, A. (1889).—“On the action of pure water and of water saturated with carbonic acid-gas, on the minerals of the mica family”. *Quant. Journ. Geol. Soc.*, vol. 45, p. 363.
- JULIVERT, J.; TRUYOLS, J., y GARCIA-ALCALDE, J. (1971).—“Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Hoja núm. 3 IGME.
- KARRENBERG, H. (1934).—“Die posttriarische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestpanien) Beiträge zur Geologie der West Mediterranegebiete”. (Berlin).
- KARRENBERG, H. (1934).—“La evolución posttríasica de la Cordillera Cantabro-asturica”. *Publ. Extr. Geol. Esp.* vol. III, pp. 104-224.
- KLUBER, B. (1961).—“Sur quelques interstratifiés irréguliers mica-montmorillonite”. *Bull. Ser. Carte Geol. D'Als. et Lor.* Tomo 14. Fasc. 4, pp. 173.

- KRUMM, H. (1969).—“A scheme of clay mineral stability in sediments based on clay mineral distribution in Triassic sediments of Europe”. *Procc. Inter. Clay Conf. Tokyo, Japan, 1969*, vol. 1, p. 313.
- LAPPARENT, J. DE (1938).—“Défense de l'attapulgite”. *Bull. Soc. Fr. Min.*, vol. 61, pp. 253-283.
- LIPPMANN, F. (1959).—“Clay mineralst from the röth member of the triassic near Göttingen (Germany)”. *Journ. Sedim. Petrol.* vol. 26, pp. 125-129.
- (1959).—“Corrensit in Hintze-Chudoba”. *Hand. red Mineralogie, de Gryter. Berlin.*, vol. 2, pp. 688-691.
- LONGCHAMBON, H. (1937).—“Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampandrara. Duscussion sur la formule des sepiolites”. *Bull. Soc. Fr. Min.*, vol. 60 páginas 232-276.
- LOPEZ AGUAYO, F., y CABALLERO, M. A. (1972).—“Los minerales de la Arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias”. VI Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Granada. En prensa.
- LOPEZ GARRIDO, A. C., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1970).—“Características sedimentarias de la “Formación de Chiclana de Segura”. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. T-I, núm. 1, pp. 78-92.
- LOPEZ GARRIDO, A. C. (1971).—“Geología de la zona Prebética, al N. E. de la provincia de Jaén”. Tesis Doctoral. Univ. Granada.
- LUCAS, J.; CAMEZ, T., y MILLOT, G. (1959).—“Determination pratique aux rayons X des mineraux argileux simples et interstratifiés”. *Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lor.* vol. 12, fasc. 2, pp. 21-31.
- LUCAS, J., y BRONNIER, M. (1961).—“Evolutions des Argiles sedimentaries dans le bassin triasique du Jura Français”. *Bull. Serv. Carte Geol. D'Als. Lor. Tomo 14*, fasc. 4, p. 137.
- LUCAS, J. (1962).—“La transformations des mineraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Memories du Service. Carte Geolg. Als. y Lr.*, vol. 23.
- (1962).—“Remarques sur les mineraux argileux interstratifiés et leur genèse”. *Coll. Intern. C. N. R. S. 105 “Genèse et synthese des Argiles”*. Paris, 1961, pp. 177-190.
- MAC EWAN, D. M. C. (1948).—“Les mineraux argileux de quelques sols écossais”. *Verrres et Silic. Industr.*, vol. 13, pp. 41-46.
- (1948).—“A troioctahedral montmorillonite derived from biotite”. XVIIIth Intern. Geol. Conf. London. *Abstr. pp.* 128.
- (1949).—“Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams of soil clays”. *Journ. Soil. Science.*, vol. 1, pp. 90-103.
- MAC EWAN, D. M. C.; RUIZ AMIL, A., y BROWN, G. (1961).—“Interstratified clay minerals”, in G. Brown “The X-ray identification and crystal structures of clay minerals”. *Min. Soc. London.* 393-445.
- MAGDEFRAU, E., y HOFMANN, H. (1938).—“Die kristallstruktur des Montmorillonits”. *Zeitschr - Krist.*, vol. 98, pp. 299-323.
- MALLADA, L. (1884).—“Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén”. *Bol. Com. Map. Esp.*, vol. 11, pp. 1-65.

- MALLARD, E. (1878).—“Sur la bravaisite”. *Bull. Soc. Fr. Min.*, vol. 1, p. 5.
- MARCAIS, J. (1934).—“Decouverte de fossiles dans le Trias de Prérif. Oriental”. *Bull. Soc. Sci. Nat. Maroc.*, vol. 14, p. 139.
- MARFIL, R. (1969).—“Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica”. Tes. Doct. Univ. de Madrid.
- MARFIL, R.; ALONSO, J. J., y GARCIA, M.<sup>a</sup> C. (1971).—“Estudio del material cementante del Trias inferior de la Cordillera Ibérica”. *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 427-439.
- MARTIN POZAS, J. M. (1968).—“Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X”. Tes. Doct. Univ. de Granada.
- MARTIN POZAS, J. M.; GALAN, E., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1971).—“Il giacimento di caolino de Jove (Lugo) Epagna”. *Atti del I.º Congresso Nazionale del Gruppo Italiano dell'AIPEA. Venezia-Faenza*, pp. 89-109.
- MARTIN VIVALDI, J. L., y CANO RUIZ, J. (1953).—“Spanish sepiolites”. *An. Edaf. Fisiol. Veg.*, vol. 12, pp. 827-855.
- MARTIN VIVALDI, J. L., y MAC EWAN, D. (1960).—“Corrensite and swelling chlorite”. *Clay Min. Bull.*, vol. 4, núm. 24.
- MARTIN VIVALDI, J. L., y SANCHEZ CAMAZANO, M. (1961).—“A dioctahedral clay vermiculite in soil from Saucelle Salamanca”. *Clay Min. Bull.*, vol. 4, pp. 299-306.
- MARTIN VIVALDI, J. L., y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1961).—“Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffractions II Chlorite, swelling chlorite and montmorillonite”. *Clay Min. Bull.*, vol. 4, núm. 26, pp. 293-298.
- MARTIN VIVALDI, J. L., CABALLERO, M. A., DE LA CALLE, M., y LHENAFF, R. (1971).—“Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del Polje de Zafarraya (Granada) España”. *Estud. Geol.*, vol. XXVII, pp. 137-144.
- MARSHALL, C. E. (1935).—“Layer-Lattices and base exchange clays”. *Zeitschr. Krist.*, vol. 91, pp. 433-449.
- MATHIESON, A. M., y WALKER, G. F. (1954).—“Crystal structure of magnesium-vermiculite”. *Amer. Min.*, vol. 39, pp. 231-255.
- MATHIESON, A. M. (1958).—“Mg-vermiculite: a refinement and reexamination of the crystal structure of the 14,36 A phase”. *Amer. Min.*, vol. 43, pp. 216-227.
- MATHIESON, A. M.; RADOLOVICH, E. W., y WALKER, G. F. (1959).—“Accuracy in structure analysis of layer silicates”. *Acta Cryst.*, vol. 12, pp. 937-938.
- MAUGUIN, C. (1928).—“Etude des micas au moyen des rayons-X”. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, vol 51, pp. 285-332.
- (1930).—“La maille cristalline des chlorites”. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, vol, 53, páginas 279-300.
- MC MURCHY, R. C. (1934).—“The crytal structure of the chlorite minerals”. *Zeitschr. Krist.*, vol 8, pp. 420-432.
- MERING, J. (1949).—“L'interference des rayos X dans les systèmes à stratification désordonnée”. *Acta Cryst.*, vol. 2, pp. 371-377.
- MILNE, I. H., y EARLY, J. W. (1958).—“Effect of source and environment on clay minerals”. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 42, pp. 328-338.



- MILLOT, G. (1949).—“Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses”. Thèse Sci. Nancy et Geol. Appl. Prospec. Min. 2, núms. 2, 3, 4, pp. 1-352.
- MILLOT, G.; PERRIAUX, J. y LUCAS, J. (1961).—“Signification climatique de la couleur rouge des gres permo-triasique Vosges et des grandes series detritiques rouges”. Bull. Serv. Cart. Geol. Als. et Lor. Tomo 14, fasc. 4, p. 91.
- MILLOT, G. (1964).—“Geologie des Argiles”. Masson et Cie. Edit. Paris.
- MITCHELL, W. A. (1955).—“Review of the mineralogy of Scottish soil clays”. Journ. Soil Science., vol. 16, pp. 94-98.
- MUÑOZ, M., y ALEXANDRE, V. (1957).—“The mica minerals”. Cap. VI de “The differential thermal investigation of Clays”. Mackenzie Ed. Mineralogical. Soc. London.
- MURRAY, H. H., y LEININGER, R. K. (1956).—“Effect of weathering on clay minerals”. Clays and Clay Min. 4th Nat. Conf., 1955, pp. 340-347.
- NAGELSCHMIDT, G. (1944) “Illite and bravaisite”. Min. Mag., vol. 27, pp. 59-61.
- NAGY, B., y BRADLEY, W. F. (1955).—“The structural scheme of sepiolite”. Amer. Min., vol. 40, pp. 885-892.
- NELSON, B. W. (1960).—“Clay mineralogy of the bottom sediments. Rappahannock Rive, Virginia”. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf., 1958, pp. 135-148.
- NEWHAM, R. E., y BRINDLEY, G. W. (1956-1957).—“Structure of dickite”. Acta Cryst., vol. 9 y 10, pp. 759-764 y 88.
- OCHSENIUS, C. (1877).—“Die Bildung der Stein colzlager und ihrer Mutterlangensalze”. Halle. Ed., p. 172.
- ORCEL, J. (1927).—“Recherches sur la composition chimique des chlorites”. Bull. Soc. Fr. Min., vol. 50, pp. 75-426.
- ORCEL, J.; CAILLERE, S., y HENIN, S. (1952).—“Nouvel essai de classification des chlorites”. Min. Mag., vol. 29, pp. 329-340.
- PATAC, I. (1956).—“La Geología del Litoral Asturiano y su importancia industrial. Estudios originales del Permiano y del Hullero superior de España”. Bol. Inf. Inst. Nac. Carbón, núm. 27, pp. 107-123.
- PAULING, L. (1930).—“Structures of micas and related minerals”. Proc. Nat. Acad. Sci., vol. 16, pp. 123-129.
- (1930).—“The structure of the chlorites”. Proc. Nat. Acad. Sci., vol. 16, p. 578.
- PEÑA DE LA, J. A. (1972).—“Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica”. Tes. Doct. Univ. de Madrid.
- PERRIAUX, J. (1961).—“Contribution à la géologie des Vosges gréseuses”. Mem. Serv. Cart. Geol. Als. Lor., vol. 18, p. 236.
- PETERSON, M. N. A. (1961).—“Mineral assemblages from evaporitic rocks in the system MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O”. Abst. Prog. Ann. Meetgs. p. 121-A.
- PETERSON, M. N. A. (1962).—“The mineralogy and petrology of upper mississippian carbonate rocks of the Cumberland plateau in Tennessee”. Journ. Geol., vol. 70, pp. 1-31.
- PETRUK, W. (1964).—“Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer”. Amer. Min., vol. 19, pp. 61-71.

- PINSAR, A. P., y MURRAY, H. H. (1960).—“Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico”. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf., 1958, pp. 162-178.
- POWER, M. C. (1957).—“Adjustement of land derived clays to the marine environment”. Journ. Sedim. Petrol., vol. 27, pp. 355-372.
- POWER, M. C. (1959).—“Adjustement of clays to chemical change and the concept of the equivalent level”. Clays and Clay Min. 6th Nat. Conf., 1957, pp. 309-326.
- RADOSLOVICH, E. W. (1960).—“The structure of muscovite. KAl<sub>2</sub>(Si<sub>3</sub>Al)O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>”. Acta Cryst., vol. 13, pp. 919-932.
- RIBA, O. (1959).—“Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín”. Mongr. Inst. “Lucas Mallada” núm. 16, C. S. I. C., p. 283.
- RICOUR, J. (1959).—“Stratigraphie du Trias de Paris”. Bull. Soc. Geol. Fr., vol. 1, páginas 3-13.
- (1956).—“Contribution à una revision du Trias français”. Mem. Carte Geol. Detail. Franc.
- RICH, C. I., y OBENSHAIN, S. S. (1955).—“Clay mineral properties of a soil”. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., vol. 19, pp. 334-339.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933).—“Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten”. Abh. der Ges. der Wiss. zu Göttingen Math. Phys. Klasse F., vol. 7, 118, pp. 1.067-86.
- ROSS, C. S., y HENDRICKS, S. B. (1945).—“Minerals of the montmorillonite group”. S. Geol. Surv. Prof. Paper. núm. 205-B.
- ROSS, S. (1960).—“Review of the relationships in the montmorillonite group of clay minerals”. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf., 1958, pp. 225-230.
- RUIZ AMIL, A.; RAMIREZ GARCIA, A., y MAC EWAN, D. (1965).—“Curvas de difracción de rayos-X para el análisis de estructuras interestratificadas”. Dep. Quím. Inor. C. S. I. C. Madrid.
- SANCHEZ CELA, C. (1971).—“Estudio geológico del Trias del borde prebético (Linares-Alcaraz). Estudios Geológicos”. Vol. XXVII, núm. 3, pp. 213-238.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., y AGUEDA VILLAR, J. A. (1970).—“Paleografía del Triásico en el Sector occidental de la Cordillera Ibérica”. Estudios Geológicos, vol. XXVI, pp. 423-430.
- SCHMIDT, E. R., y HEYSTEK, H. (1953).—“Saponita from Krugersdorp”. Miner. Mag., vol. 20, pp. 201-210.
- SCHMEHL, W. R., y JACKSON, M. L. (1956).—“Interstratification of layer silicates in soil clays”. Clays and Clay Min. 4th Nat. Conf., 1955, pp. 423-428.
- SCHULTZ, L. G.; SHEPHARD, A. O.; BLECKMON, P. D., y STARKEY, H. C. (1971).—“Mixed-Layer kaolinite-Montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico”. Clays and Clay Min., vol. 19, pp. 137-150.
- SIFFERT, B. (1962).—“Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles”. Mem. Serv. Cart. Geol. d'Alsace et Lorraine., vol. 21.
- SLOSS, L. L. (1953).—“The significance of evaporites”. Journ. sedim. Petrol., vol. 23, pp. 143-161.

- SMITH, J. V., y YODER, H. S. (1956).—“Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs”. *Min. Mag.*, vol. 31, pp. 209-235.
- SMOOT, T. W. (1960).—“Clay mineralogy of Pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. Art. I. Relation of permeability to clay mineral soils”. *Illinois State Geol. Surv. Circular* 286, 20 p.
- STEINFINK, F. (1958).—“The crystal structure of chlorite. I. A. monoclinic polymorph. II. A. Triclinic polymorph”. *Acta. Cryst. I Act. Cryst.*, vol. 11, II, pp. 191-195-195-198.
- STEVENS, R. E. (1942-45).—“A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members”. *Geol. Surv. Bull.* vol. 950, pp. 101-113.
- SUDO, T. (1943).—“Hydrous silicates”. *Bull. Chem. Soc. Japan*, vol. 18, pp. 281-329.
- TAKEUCHI, Y., y SADANAGA, R. (1959).—“The crystal structure of xanthophyllite”. *Acta Cryst.*, vol. 12, pp. 945-46.
- TOOKER, E. W. (1962).—“Clay minerals in rocks of the lower part of the Oquirrh formation, Utah”. *Clays and Clay Min.* 9th Nat. Conf. 1960, pp. 355-365.
- TSCHERMAK, G. (1890-1891).—“Die chloritgruppe”. *S. B. Akad. Wiss. Wien.* 99. Abt. I et 100, Abt. I, pp. 29, 107-174-266.
- VIRGILI RODON, C. (1958).—“El triásico de los catalanides”. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, vol. LXIX.
- WALKER, G. F. (1949).—“The decomposition of biotite in the soil”. *Min. Mag.*, vol. 28, pp. 693-703.
- (1950).—“Trioctahedral minerals in the soil clays of North East Scotland”. *Min. Mag.* vol. 29, pp. 72-84.
- (1951).—“Vermiculite and some related mixed layers, in Brindley, “X-ray identification and structure of the clay minerals”. *Min. Soc. Great Britain. Monogr.* London.
- (1957).—“On the differentiation of vermiculites and smectites in clays”. *Clay Min. Bull.*, vol. 3, pp. 154-164.
- (1957).—“On the differentiation of vermiculites and smectites in clay”. *Clay Min. Bull.* 3, núm. 17, p. 154.
- WALTHER, J. (1900).—“Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und vorseit. Berlin - 2.º ed. Leipzig (1924).
- WARSHAW, C. M. y ROY, R. (1961).—“Classification and a scheme for the identification of layer silicates”. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 72, pp. 1.455-1.492.
- WEAVER, C. E. (1956).—“The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks”. *Amer. Min.*, vol. 41, pp. 202-221.
- WHITEHOUSE, U. G., y MAC CARTER, R. S. (1958).—“Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water”. *Clays and Clay Min.* 5th Nat. Conf., 1956, páginas 81-119.
- WHITTIG, L. D., y JACKSON, M. L. (1955).—“Interstratified layer silicates in some soils of northern Wisconsin”. *Clays and Clay Min.* 3th. Nat. Conf. 1954, pp. 322-336.

- WHITTIG, L. D., y JACKSON, M. L. (1956).—“Mineral content and distribution as indexes of weathering in the Omega and Ahmeek soils of northern Wisconsin”. *Clays and Clay. Min.* 4th Nat. Conf., 1955, pp. 362-371.
- WINCHELL, A. N. (1925).—“Studies in the mica group”. *Am. Journ. Sci.*, vol. 9 pp. 309-327 y 415-430.

## AGRADECIMIENTO

*Queremos, en estas líneas, hacer llegar nuestro agradecimiento a la Dra. VIRGILI RODON y al Dr. SANCHEZ DE LA TORRE, Catedráticos de Estratigrafía de las Universidades de Madrid y Oviedo, respectivamente, por la gentileza que han tenido no sólo al cedernos parte de las muestras para su estudio, sino de discutir y orientarnos en los intrincados problemas de la sedimentología y estratigrafía triásica, tan bien conocidos por ellos.*

*Al Instituto Geológico y Minero de España, que nos ha brindado la oportunidad de publicar, en un solo volumen, toda la labor realizada, permitiéndonos de esta manera una exposición más amplia y detallada del estudio realizado.*

*Por último, hemos de hacer constar nuestro agradecimiento a todas aquellas personas que, de una u otra manera, han contribuido a la realización de este trabajo, así como al Ministerio de Educación y Ciencia que concedió, a uno de nosotros, una beca de «Iniciación a la Investigación», sin la cual hubiese sido imposible llevarlo a cabo.*