

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 8	Págs. 867-887	Madrid 1982
----------------------------	--------	---------------	-------------

ALGUNOS MODELOS DE GENESIS DE ARCILLAS  
EN EL CRETACICO INFERIOR DE LA CORDILLERA IBERICA  
Y DEL MAESTRAZGO

POR  
J. BASTIDA CUAIRÁN \*

RESUMEN

La consideración de las características mineralógicas y geoquímicas de las rocas arcillosas en formaciones detríticas del Cretácico inferior ha puesto de manifiesto: *a)* Un ejemplo de alteración laterítica que origina una arcilla residual. *b)* Otro ejemplo, con una asociación mineralógica fundamentalmente heredada de un área fuente diferenciada, sometida a alteración laterítica. *c)* Un tercer caso que pudiera corresponder a estadios poco desarrollados de alteración laterítica de un sedimento. Se ha tratado de relacionar el grado de alteración laterítica con la cristalinidad de la caolinita.

RESUME

On a étudié les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de quelques roches argileuses appartenant à des formations detrétiques du Cretacé inférieur, et on a pu observer: *a)* Un exemple d'altération latéritique jusqu'à une argille résiduelle. *b)* Un autre montrant l'héritage d'une aire font sous l'action de phénomènes lateritiques. *c)* Un troisième cas montrant, peut être, un stade peu développé d'altération latéritique d'un sédiment. On a essayé de mettre en rapport degré d'altération latéritique et cristallinité des kaolinites.

\* Departamento de Geología. Facultad de Químicas de la Universidad de Valencia. Instituto de Química Técnica (Tecnología Cerámica) de la Universidad de Valencia.

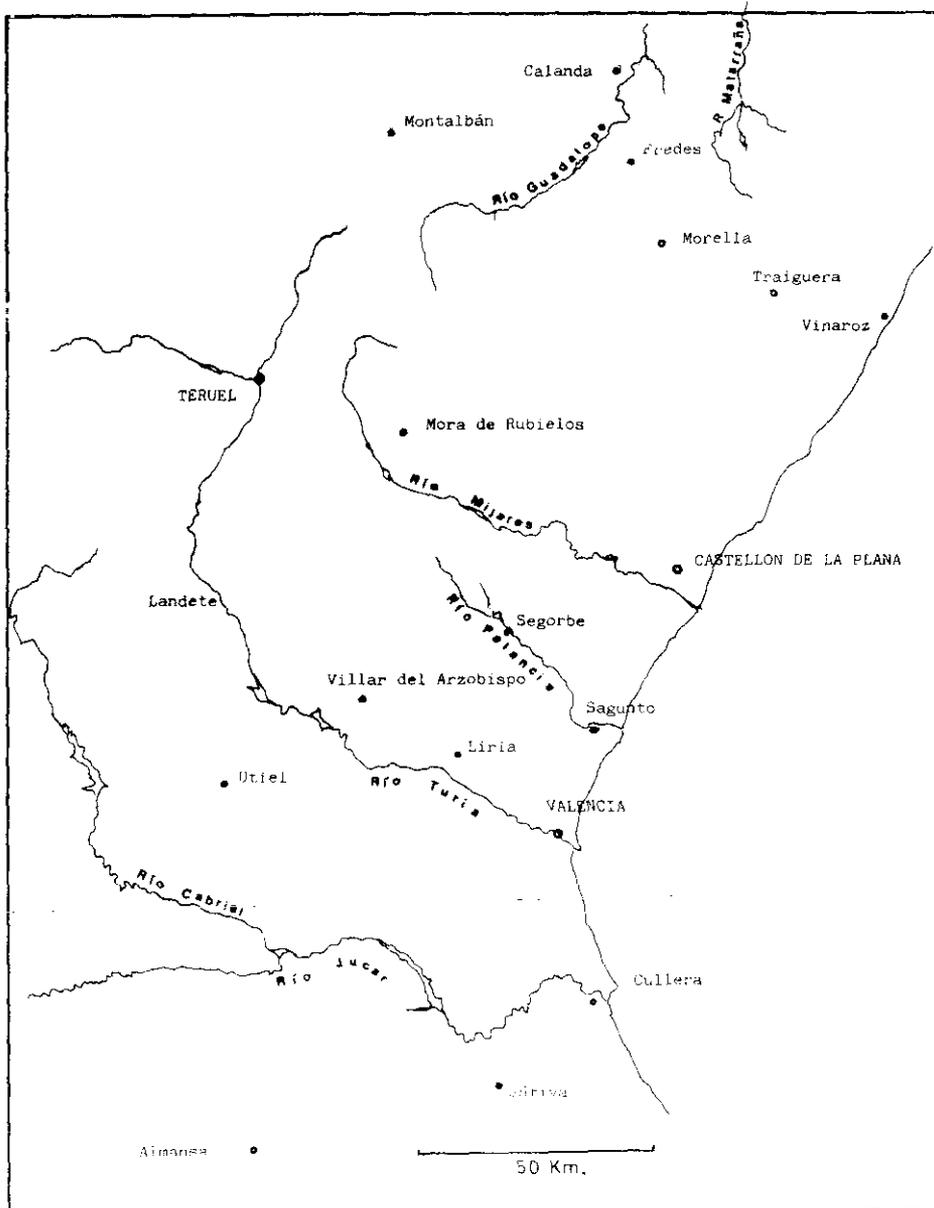


FIG. 1.—*Situación de las localidades que se citan en el texto.*

## INTRODUCCION

El objeto de la presente comunicación es analizar las características mineralógicas de algunas arcillas de diferentes unidades litológicas del Cretácico inferior; previamente efectuaremos algunas consideraciones sobre las rocas arcillosas sedimentarias.

Los minerales de la arcilla, al igual que otros componentes mineralógicos de cualquier sedimento, tienen una historia que puede iniciarse con anterioridad a la génesis del depósito del que forman parte, en áreas más o menos distantes, y continuar hasta el momento en que analizamos el material.

La distinción entre génesis de los minerales de la arcilla, génesis de un sedimento arcilloso, y posteriormente, de la roca arcillosa, es obvia conceptualmente. Es clásica la división simple de las rocas arcillosas en dos grandes grupos: residuales y transportadas (PETIJOHN, 1957, 1975). Esta división es muy clara, sin embargo no siempre es fácil de establecer taxativamente; en este sentido, los términos «lutitas residuales» y «lutitas de medios acuosos» (CORRALES *et al.*, 1977), siendo términos prácticos, adolecen de cierta relatividad; en el primer grupo sitúan las «arcillas y arcillitas relacionadas con procesos edáficos, que en series antiguas aparecen formando paleosuelos» (sic.). El reconocimiento de un suelo fósil no es fácil cuando se verificaron procesos muy agresivos y/o de larga duración que anularon las características (estructura interna, textura, composición) del material de partida, si además no se han conservado trazas de actividad orgánica.

Sería bizantino plantear aquí una discusión del tema con carácter general; donde debe plantearse, es en el estudio concreto de las unidades litológicas, en áreas determinadas. Es evidente que las modificaciones de presión, temperatura y quimismo, asociadas al enterramiento (tanto mayores cuanto más profundo) tenderán a modificar (homogeneizando) las composiciones mineralógicas. Son muy orientativos en este sentido los trabajos de MULLER, 1967, y DUNOYER DE SEGONZAC, 1971. Debe notarse, sin embargo, que en cuanto se está ante un sedimento fundamentalmente arcilloso va a existir un cierto margen de estabilidad, o sea, que es fácil que no haya muchos cambios (GRIM, 1969), lo cual permite en muchos casos el reconocimiento de facies sedimentarias y diagenéticas, atendiendo a las asociaciones de minerales de la arcilla.

A título de ejemplo expondremos las características petrográficas y mineralógicas de depósitos arcillosos de carácter residual y de arcillas transportadas.

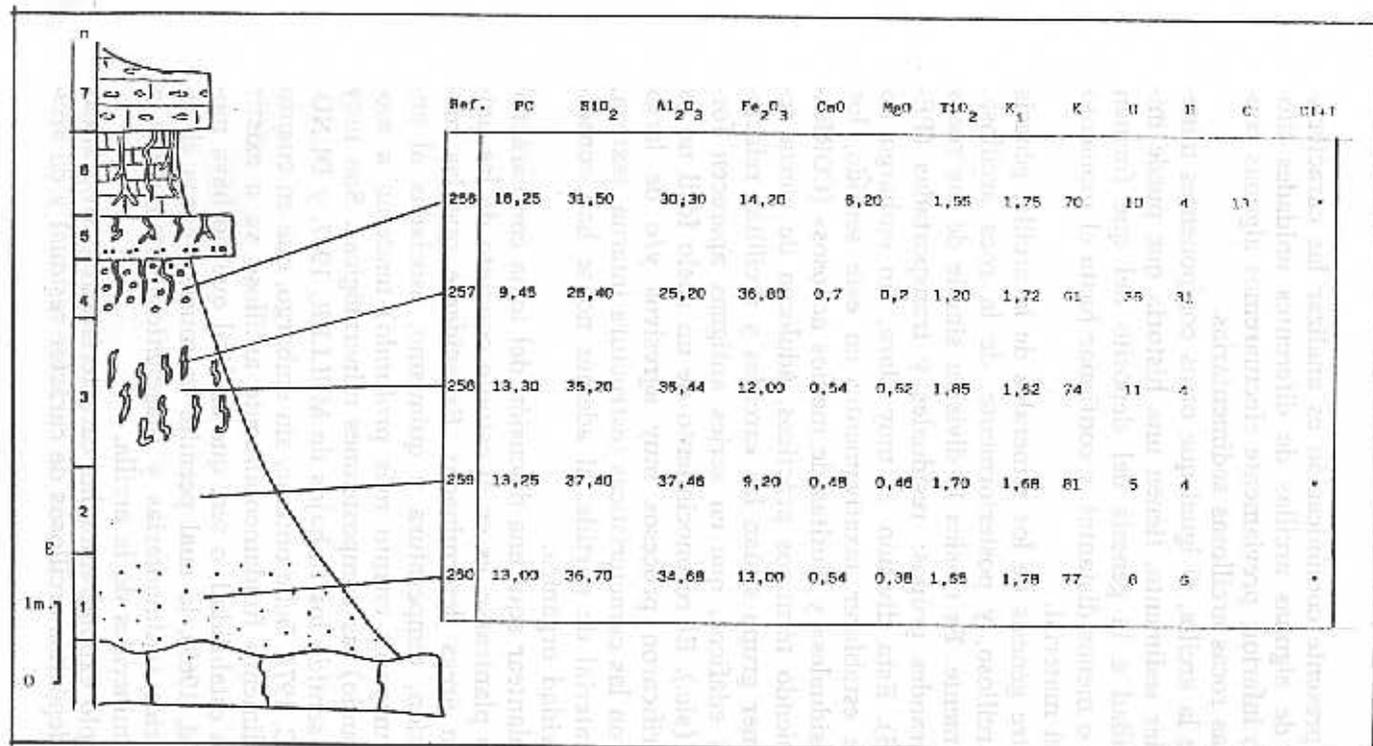


TABLA 1.—*Leyenda. Perfil.* E = escala gráfica. n = nivel del perfil laterítico, a saber: 1) Caliza ferruginosa rubefacta con manchas redondeadas. 2) Arcilla compacta rojiza, fractura concoidal, manchas rojas difusas (diámetro máximo, 1 cm). 3) Arcilla abigarrada endurecida, matriz arcillosa ocre, sin fractura concoidal pero frágil, con «pintado» (trama compacta, dura de caolinita-hematites, rojo-violácea con vénulas negras). 4) Arcilla compacta no abigarrada, de caolinita-goethita, que da fragmentos angulosos, con pisolitos (de 1 a 4 mm) y concreciones de goethita-hematites-caolinita, y calcáreas. 5) Caliza gris, techo rubefacto; perforada por tubos verticales. 6) Caliza ferruginosa, en bancos decimétricos, perforada por tubos verticales. 7) Calizas grises con concreciones ferruginosas del tamaño de un puño, con Bivalvos y Gasterópodos.

*Simbolos de la tabla:* K = Canditas. G = Goethita. H = Hematites. CL + I = Clorita e illita. C = Calcita.

# I. EJEMPLO DE ARCILLAS RESIDUALES: ARCILLAS LATERITICAS DE FREDES

## 1. Situación geográfica

Fredes (Castellón). El yacimiento se ubica en las proximidades del Collado de Cantaperdices, en el km 3,5 de la pista Fredes-Monte Rafalguerri. Hoja núm. 521 del Mapa Nacional 1/50.000.

## 2. Situación geológica

En el extremo oriental del Maestrazgo Septentrional, al sur de los Puertos de Beceite, zona del Maestrazgo en que se produce el cambio de directrices estructurales, pasando de catalanas a ibéricas.

## 3. Localización estratigráfica

Los materiales en cuestión se sitúan en la serie del Barremiense continental descrita por COMBES, 1969. Se presentan entre calizas blancas (con Carofitas, algún Bivalvo y algún Casterópodo) alternantes con calizas rubefactas con manchas limoníticas, filoncillos ferruginosos y techos arrañados.

En el corte de la tabla 1 se plasma la evolución vertical de perfil.

En la figura 2 se tiene un corte del perfil muestreado. El techo (t) está constituido por calizas carstificadas, siendo el contacto irregular, mediante una zona de brecha. En la parte media-superior (U1) predomina la facies «pintada» (véase el pie de la tabla 1); en la parte inferior (U2), la facies pisolítica. El muro está constituido por calizas rubefactas a techo y carstificadas. La superficie del muro es irregular como consecuencia de accidentes cársticos (véase Fig. 2).

## 4. Características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas

En las tablas 1 y 2 se recogen análisis que caracterizan la evolución vertical y lateral del perfil.

En la tabla 2 los análisis 1 y 2 corresponden a las muestras 1 y 2 de la figura 2; 3 corresponde a pisolitos y 4 a arcillas rojo-amarillas, con aspecto de carniolas, que representan un mayor desarrollo de niveles tales como el 4 del perfil (véase tabla 1); el 5 corresponde

a materiales análogos a los que, según COMBES, 1969, constituirían el sedimento que fue alterado.

Puede observarse el mayor carácter ferruginoso en la base y en el techo del perfil. Por otra parte, estos materiales pueden clasificarse como arcillas bauxíticas según la terminología de BARDOSY, 1963 (in VALETON, 1972), si bien presentan valores de  $K_1 (= \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  superiores a los exigidos a las arcillas bauxíticas en trabajos más modernos (PEDRO, 1966; VALETON, 1969; in VALETON, 1972).

Analizamos detalladamente la muestra 2 de la tabla 2, arcillita compacta, blanco-rojiza, pisolítica, localmente abigarrada, frágil. Por difracción de Rayos X se pone de manifiesto el predominio de cantitas, existiendo trazas de clorita, illita, interestratificados, cuarzo, anatasa y diásporo, además de hematites y goethita relativamente abundantes. La caolinita oscila entre medianamente ordenada y bien ordenada. En el ATD se observa un exotérmico a 400° C, correlacionable con la presencia de gibbsita, siendo patente el predominio de caolinita (exotérmico a 950° C) (BASTIDA, 1980).

TABLA 2

Ref.	1	2	3	4	2 < 2 μ	5
PC	15,24	12,80	13,58	23,69	12,75	30,32
SiO <sub>2</sub>	37,09	25,95	16,72	24,36	42,72	23,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,11	25,64	17,25	21,72	35,51	6,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,45	33,05	50,03	8,75	7,65	2,45
TiO <sub>2</sub>	1,37	1,14	1,14	1,37	0,35	0,52
MnO <sub>2</sub>	0,11	0,32	0,33	0,04	0,00	0,05
CaO	3,31	0,38	0,43	18,78	0,65	24,86
MgO	0,39	0,39	0,30	0,33	0,20	8,82
K <sub>2</sub> O	0,46	0,31	0,15	0,46	0,79	2,17
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,26	0,13	0,13	0,26	0,13
Tot.	100,66	100,18	100,06	99,63	100,74	99,91
K <sub>1</sub>	1,94	1,70	1,63	1,89	2,02	5,79

## 5. Consideraciones genéticas

Como consecuencia del análisis precedente se tiene que illita, clorita, cuarzo, anatasa y una pequeña parte de la hematites son heredados del sedimento original, mientras que caolinita, gibbsita, diasporo y hematites se han formado en el perfil (BASTIDA, 1980). La caolinita desordenada existente sería probablemente heredada del sedimento.

La serie carbonatada en que se ubican estas arcillas representa el borde septentrional de la cuenca del Maestrazgo Central (CANEROT, 1974). Los sedimentos que habrían sufrido alteración laterítica serían margas y areniscas correspondientes a una llanura de marea periódicamente emergida y desecada, sometida a fuerte lavado como consecuencia de oscilaciones freáticas. Estos fenómenos tienen lugar en las inmediaciones del área emergida de Monte Caro (COMBES, 1969; CANEROT, 1974).

## II. EJEMPLOS DE ARCILLAS TRANSPORTADAS

### 1.º *Formación Arenas y Arcillas de Villar del Arzobispo*

#### 1. Localización geográfica y geológica

En el área Higuieruelas-Villar del Arzobispo, hoja núm. 667 del Mapa Nacional 1/50.000.

Los afloramientos a considerar forman parte del extremo sud-oriental del anticlinal de Chelva.

#### 2. Localización estratigráfica

Las arcillas en cuestión se hallan en la denominada «Formación Arenas y Arcillas de Villar del Arzobispo», definida en su localidad tipo por MAS, 1981, y atribuida por dicho autor a un Hauteriviense superior-Barremiense inferior.

Las características de los afloramientos estudiados pueden hallarse en BASTIDA (1979 a, 1980).

MAS (1981) describe las asociaciones de facies correspondientes a esta formación y que representan desde ambientes fluviales y lacustres hasta ambientes parálisos con influencia marina.

Frecuentemente las arenas son caoliníferas y se destinan al beneficio de caolín y/o de arena de cuarzo. Estas arenas corresponden

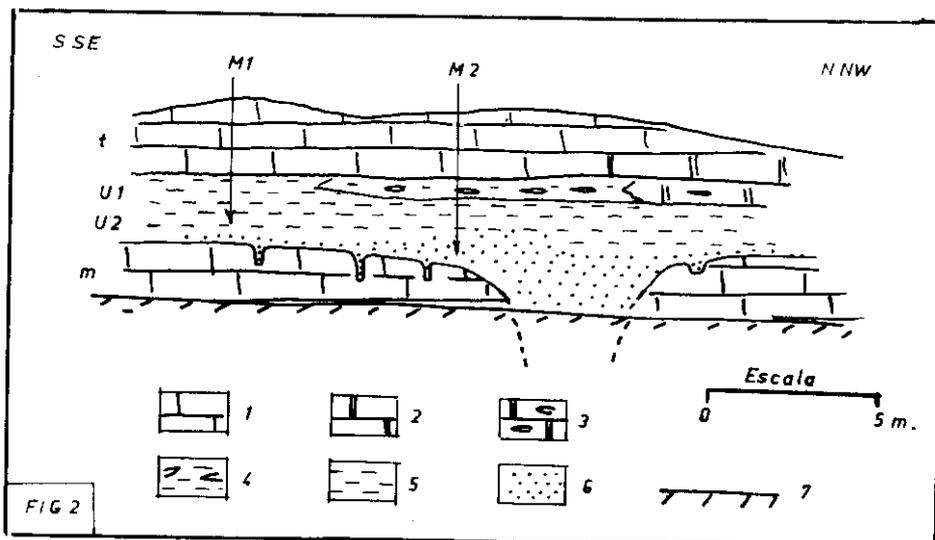


FIG. 2.—*Leyenda.* 1) Calizas grises rubefactas en bancos decimétricos, con perforaciones verticales.—2) Calizas dolomíticas más carstificadas.—3) Brecha calcárea dolomítica.—4) Brecha calcárea dolomítica-arcillosa.—5) Arcillita «pintada».—6) Arcillita pisolítica.—7) Recubrimiento de la carretera.

al tipo de yacimiento de caolín denominado «Tipo Cordillera Ibérica, subtipo Wealdense» (GALAN, 1974).

### 3. Características petrográficas y mineralógicas

En BASTIDA (1979 a, 1980) se analiza detalladamente la composición de este tipo de materiales. Lo más frecuente es encontrar arcillas limo-arenosas de un contenido en fracción arcilla entre el 15 y el 45 por 100, rojas o verde-rojizas o más abigarradas (verde-amarillo-pardo-rojo); las areniscas arcillosas suelen presentar colores grises.

Sobre la mineralogía de los niveles arenosos pueden hallarse datos en LOPEZ AGUAYO, GALAN & MARTIN VIVALDI (1971).

En la fracción arena de las rocas arcillosas predominan: cuarzo, feldspatos, moscovita, hematites, goethita y calcita; se ha señalado también (BASTIDA, 1979 b) la presencia de glauconita en algunos niveles de arcillas y también en arenas.

En la fracción limo predominan cuarzo y moscovita con trazas de hematites, feldspato y clorita.



FIG. 3.—Fotografía del perfil en la vertical de la M2 de la Fig. 2. El martillo está en la facies 4. Nótese el aspecto de la facies «pintada».

La fracción arcilla consta generalmente de illitas y canditas con una relación illitas/canditas que oscila entre 2 y 1, existiendo asimismo cuarzo, hematites, goethita, feldespatos y trazas de siderita.

Las illitas son abiertas hacia los ángulos bajos, presentando baja cristalinidad si se comparan con otras arcillas del registro estratigráfico en esta zona (BASTIDA, 1980).

Según GALAN, MARTIN VIVALDI & LOPEZ AGUAYO (1973) la caolinita presente en la serie de Higuieruelas es un politipo T parcialmente desordenado de buena morfología hexagonal y uniforme tamaño de partícula.

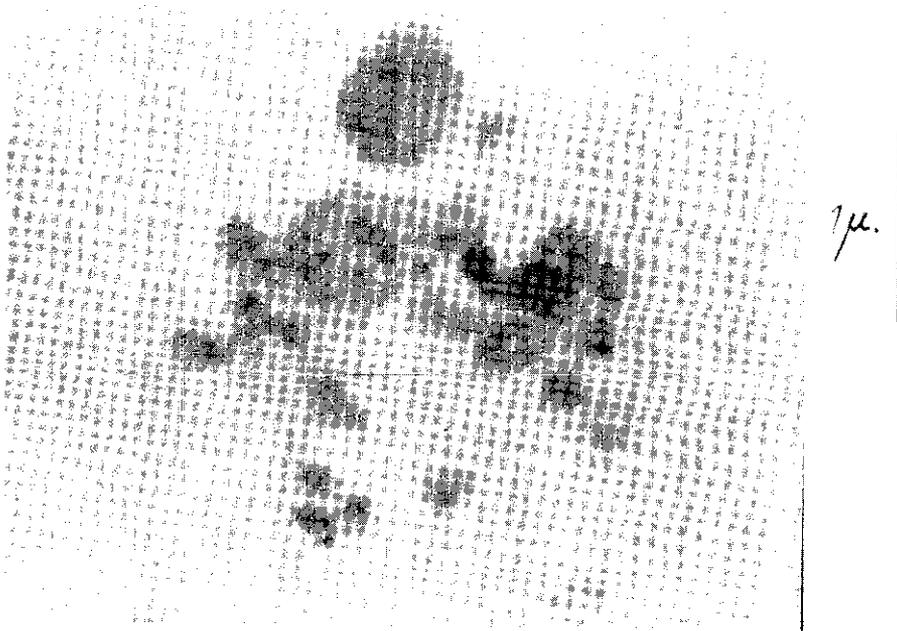


FIG. 4.—Microfotografía MET de la muestra CP de la arcilla laterítica.

En la fracción arcilla de arcillas verdesas, además de canditas, illitas, cuarzo y feldespatos, se halla siderita. Tanto en rojizas como verdes o gris verdes se ha señalado la existencia de interestratificados sin precisar (BASTIDA, 1980). Según LOPEZ AGUAYO (1973) en estos materiales existen interestratificados illita-esmectita.

Al microscopio electrónico se observan unas partículas mayores (de 1 a 4 micras) bastante anhedrales, y otras partículas más finas

(0,2 a 0,75 micras) entre las que existen formas tubulares, escasas, atribuibles a haloisita (Fig. 5).

En las arcillas, y sobre todo en arenas arcillosas de las zonas más occidentales del área considerada, es frecuente la presencia de cloritas e interestratificados sin precisar.



FIG. 5.—Microfotografía MET de la muestra V3, de BASTIDA (1979 a), de una arcilla roja de la Formación Arenas y Arcillas de Villar del Arzobispo.

#### 4. Características genéticas

LOPEZ AGUAYO (1971) y GALAN, MARTIN VIVALDI & LOPEZ AGUAYO (1973) observan cómo en este tipo de facies la cristalinidad de la caolinita aumenta hacia el techo de las series y correlacionan el hecho con la mayor duración de los procesos de caolinización en las áreas fuentes.

MARTIN VIVALDI (1969) y LOPEZ AGUAYO (1973) atribuyen un origen biorrexistásico a las asociaciones mineralógicas halladas en estos sedimentos (tanto en arenas como en arcillas). Las asociaciones diferentes observadas en distintas zonas corresponderían —condiciones sedimentarias aparte— a diferentes grados de intensidad de los procesos edáficos en las áreas fuentes. Para estos autores, además,

es posible la presencia de procesos hidrotermales localizados en las áreas fuentes, que podrían originar caolinitas de diferentes tamaños de partículas y diferente orden.

LOPEZ AGUAYO (1973) no descarta la posibilidad de que en ciertos niveles pueda presentarse caolinita neoformada en el sedimento. Lo cual, a nuestro juicio, sería bastante probable en lo que se refiere a los niveles arenosos.

La asociación fundamental de filosilicatos presentes en la fracción arcilla se considera heredada de unas áreas sometidas a procesos lateríticos. La composición de la fracción arena informa sobre la naturaleza del área fuente (rocas ígneas ácidas, predominantemente).

En la fracción fina existen trazas de minerales (entre ellos la siderita) cuya génesis parece más factible situarla en el sedimento y que implica un cierto grado de reducción. La presencia de glauconita se relaciona con un ambiente local reductor dentro de un ambiente general oxidante (VELDE, 1979).

Consideradas las distintas formaciones del Cretácico inferior, así como la evolución lateral de las mismas, y considerada la naturaleza de las asociaciones mineralógicas presentes en las mismas, se observan diferencias que serán discutidas en un trabajo posterior.

##### **5. Algunas observaciones en relación con las arcillas de formaciones análogas en áreas más septentrionales**

Vamos a considerar aquí la situación existente en el Maestrazgo. En el Hauteriviense superior se sitúan —según CANEROT (1974)— los primeros depósitos terrígenos Weald del sector Peñagolosa-Alcora, que durante el Hauteriviense había estado emergido (CANEROT, 1969), pasando entonces a ser asiento de sedimentación.

Durante el Barremiense, en el Maestrazgo Central continúa existiendo una cuenca epicontinental abierta hacia el actual Mediterráneo, con el promontorio del Monte Caro al norte (en zonas inmediatas al cual se tienen desde el Hauteriviense, arcillas lateríticas) con el umbral Ejulve-Molinos al NW y con el umbral del Maestrazgo meridional al S. Al S y al W de estos dos últimos umbrales se tiene una sedimentación fundamentalmente detrítico-terrigena; en estas facies, junto al umbral meridional, se han reconocido arcillas bauxitoides en Chodos (CANEROT, 1974). El mayor desarrollo de estas facies detríticas se tiene en la Sierra de Gudar.

Las asociaciones de facies sedimentarias acaso no difieran substancialmente de las existentes al sur del denominado por CANEROT (1972) umbral ibérico sudoriental, y que han sido estudiadas por MAS (1981) en el norte de la provincia de Valencia. Sin embargo,

las diferencias petrográficas observables en las rocas arcillosas son patentes (BASTIDA, 1980). Presentan mayor grado de compactación y contenidos mayores de cuarzo y hematites en las fracciones intermedias. También existen diferencias en la naturaleza de la fracción arena, así como en la asociación de filosilicatos de la fracción arcilla, en la que predomina illita sobre caolinita, siendo las illitas de mayor cristalinidad que la reconocida en la Formación Arenas y Arcillas de Villar. Se han reconocido asimismo diferencias de distribución granulométrica (BASTIDA, 1980).

No hay indicios claros (BASTIDA, 1980) de que la diagénesis haya modificado sensiblemente la naturaleza de los filosilicatos de la fracción arcilla.

La posición del Ecuador durante el Cretácico inferior estaría 30-35° al Norte de la actual, teniendo en cuenta la situación de las caolinizaciones de esa edad (KUZWART & KONTA, 1968, in GALAN & LAIGLESIA, 1977).

En BASTIDA (1980) se discute la procedencia de estos materiales teniendo en cuenta la naturaleza de la fracción arcilla. En líneas generales la procedencia de áreas meridionales queda descartada, ya que dada la cristalinidad de las illitas, en dichas áreas, para los materiales paleozoicos (cuya edad atribuida es Devónico-Carbonífero) debería acudir a materiales del Trias, lo cual no resulta plausible al considerar la naturaleza de la fracción arena. La naturaleza de ésta no encaja con rocas ígneas ácidas, como en el caso de la Formación Arenas y Arcillas de Villar del Arzobispo, sino que correspondería a rocas sedimentarias y metamórficas de grado bajo (o medio, como mucho). Tal sería la situación en materiales paleozoicos en las dos ramas más septentrionales del Macizo Hespérico, en las que se tiene respectivamente no metamorfismo, y el correspondiente a la epizona (salvo en la región más occidental). El grado de metamorfismo es mucho más variable en la zona centroibérica, oscilando entre la zona de la clorita y la de la sillimanita, y, por otra parte, son mucho más abundantes las rocas ígneas. Las observaciones anteriores se basan en la descripción del Macizo Herciniano Ibérico, según JULIVERT *et al.* (1974). Utilizando la terminología paleogeográfica clásica pudiera hablarse de procedencia del «Macizo del Ebro», frente a procedencia de la «Meseta Castellana».

## 2.º *Formación Areniscas del Maestrazgo*

### 1. Localización geográfica y geológica

Canteras de Traiguera (Castellón), entre los km 41 y 43 de la carretera CN-232 de Vinaroz a Zaragoza, hoja núm. 545 del Mapa Nacional 1/50.000.

La zona se sitúa en la depresión de La Jana-Traiguera, situada en el Maestrazgo Central, en las estibaciones más occidentales del Sistema Costero Catalán.

## 2. Situación estratigráfica

Los materiales en cuestión se sitúan por encima de las calizas con *Orbitolinopsis* y *Pseudochoffatella* (Gargasiense superior), de la carretera de La Jana, y constituyen la denominada por CANEROT (1974) Formación Areniscas del Maestrazgo, que según dicho autor es equivalente lateral de la Formación Utrillas. El techo está constituido por las calizas con Orbitolinas y Dasycladáceas de Traiguera.

Desde el punto de vista litológico podemos distinguir dos grupos litológicos: el de la base, constituido por calcarenitas, margas, arcillas y arenas arcillosas, y el del techo, con predominio neto de terrígenos.

La serie estratigráfica reconocible en las conteras es:

Yacente: no se observa.

1. (26 m) Tramo arenoso en la base y arenisco calcáreo a techo, aflorante entre la CN-232 y las cotas más altas de la cantera Cevi, al este de Traiguera. Consta de:

a) (5 m) Margas grises con areniscas en la base e intercalaciones de calizas nodulosas ferruginizadas.

b) (5 m) Arcillas grises con margas a techo.

c) (10 m) Arcillas margosas con intercalaciones de limo-arcillas y pasadas calcáreas centimétricas.

d) (6 m) Areniscas calcáreas, arenas y calcarenitas ferruginizadas con pasadas margosas hacia el techo.

2. (25 m) Margas, arcillas y arenas alternando con arcillas arenosas y calcarenitas con estratificación cruzada a gran escala, presentando las de la base contactos inferiores erosivos y techos ferruginizados.

3. (20 m) Alternancia de niveles de finos y calcarenitas bioclásticas groseras, unos y otras en estratos de 2 a 3 m. En la parte media se reconocen suelos fósiles caracterizados por moldes ferruginizados de raíces, sobrepuestos a arcillas amarillentas, las cuales en su parte superior y englobando moldes presentan mayores contenidos en cantitas.

4. (7 m) Arenas finas versicolores en capas de 0,5 a 1 m, con intercalaciones de arcillas y arenas con pasadas carbonatado-ferruginosas y con 0,5 m de arcillas arenosas marrones a techo.

5. (22 m) Arenas caoliníferas groseras; contacto inferior erosivo, cantos blandos en la base. Estratificación cruzada a media escala en los 10 m basales.

A techo, caliza masiva, y en la parte media calizas finamente estratificadas.

Los niveles 1 y 2 se observan en la cantera al E de Traiguera; los siguientes, en la cantera de arenas situada al O.

### 3. Características petrográficas y mineralógicas

Vamos a referirnos a continuación a las arcillas del nivel 1b, muestreadas en la cata existente junto al km 43 de la carretera CN-234.

Son arcillas arenosas grisáceas con un 35 por 100 de fracción arcilla aproximadamente.

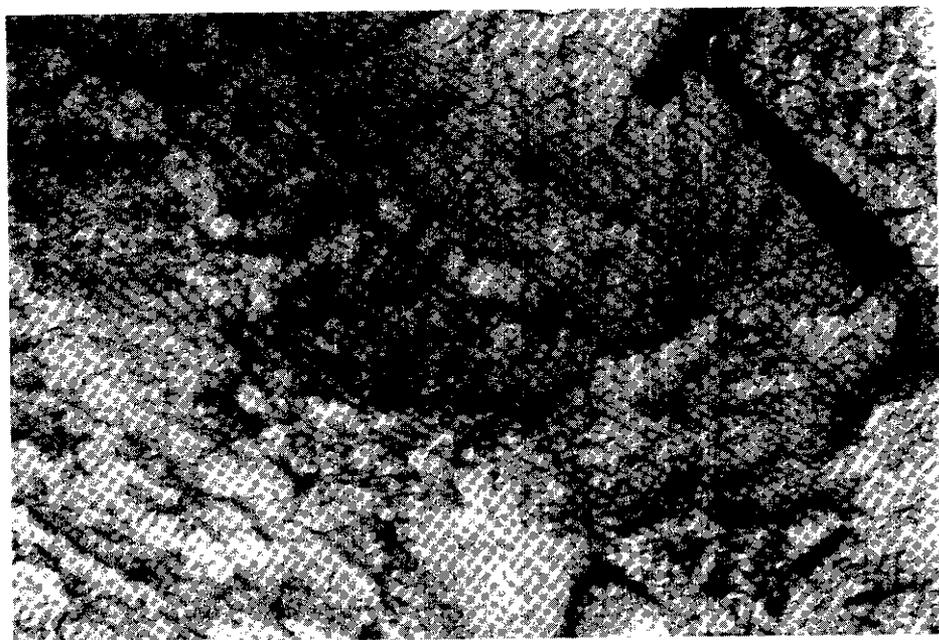


FIG. 6.—Afloramiento de arcillas del nivel 2. El martillo, paralelo a la estratificación. En gris más oscuro (parte media de la foto), acumulación de moldes vericales ferruginizados; debajo se sitúa la arcilla a la que corresponde la ref. VCO de la tabla 3.

La fracción arena fina contiene cuarzo (predominante), moscovita, clorita, minerales opacos (entre ellos, goethita botrioide), turmalina, clorita, brookita, hedenbergita y calcita. Pueden observarse también oogonios de Carofitas ferruginizados.

La fracción arena gruesa contiene cuarzo predominante, ferruginizado, hematites, moscovita, clorita, calcita (espática y/o microcristalina) y magnetita.

En la fracción limo predominan cuarzo, moscovita y hematites.

En la fracción arcilla predominan illitas y canditas. La relación illitas/canditas, estimada por difracción de rayos X en agregados orientados, oscila entre 1,3 y 2,6, según se considere como poder reflectante de las canditas el de caolinita ordenada o desordenada.



FIG. 7.—Microfotografía de MET de la arcilla VCO, de Traiguera.

También por difracción en agregados orientados se aprecia la existencia de interstratificados junto a illitas de muy baja cristalinidad en la fracción  $< 2\mu$ , más fáciles de resolver en las fracciones  $< 63$ ,  $44$  y  $20\mu$ , al tenerse en éstas reflexiones correspondientes a illitas menos abiertas.

En la tabla 3 se han recogido los análisis de la arcilla estudiada de su fracción arcilla (Tf. 1) y de su fracción limo (Tf. 2). Los aná-

lisis CV0 y CV2 corresponden respectivamente a arcillas arenosas y arenas arcillosas del nivel 1b, la referencia A2 corresponde a una arcilla similar de la misma formación, en afloramiento próximo a Alcalá de Chivert.

Los análisis racionales corresponden al método de WORRAL (1959), suponiéndose que los alcalinos corresponden únicamente a micas.

Mediante fluorescencia de rayos X se observa la presencia de P, S y Cl, que deben estar dispersos en la fracción arcilla (BASTIDA, 1980).

TABLA 3

Ref.	T	Tf2	Tf1	CVO	CV2	A2
PC	6,49	2,88	9,11	8,20	2,87	4,68
SiO <sub>2</sub>	58,62	75,69	52,01	58,53	77,05	69,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,11	13,22	27,09	18,06	11,11	17,79
TiO <sub>2</sub>	0,56	1,14	0,0	1,22	0,74	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,97	3,69	6,69	5,12	4,03	0,00
MnO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,0	0,06	4,03	0,00
BaO		1,01	0,0	0,06		
MgO	1,03	0,37	1,87	0,98	0,39	0,50
CaO	0,50	0,24	0,40	3,65	0,38	0,45
K <sub>2</sub> O	3,64	0,24	2,45	3,33	3,08	3,88
Na <sub>2</sub> O	3,64	2,41	0,51	0,50	0,63	0,39
TOT.	0,51	0,12	100,13	99,01	100,66	99,65
K <sub>1</sub>	99,45	100,79	3,22	5,45	11,78	6,65
<i>Análisis racional:</i>						
I, M	8,46	20,40	20,69	28,19		
K	45,15	13,95	59,14	18,28	2,74	13,05
Q	43,79	60,10	29,55	37,28	63,98	48,08
H	6,97	3,69	6,69	5,12	4,38	2,30

I = Illita; M = Moscovita; K = Canditas; Q = Cuarzo; H = Hematíes y Goethita.

Comparando estos análisis con los de otras arcillas del registro estratigráfico en esta zona destacan los bajos contenidos en  $K_2O$  y  $MgO$ . Por otra parte, considerando, por ejemplo, el contenido en  $TiO_2$ , dividido por un número representativo de la amplitud del pico a 10 Å de la illita, se tienen valores bajos en relación al resto de arcillas. De ello podría deducirse un cierto grado de alteración post-deposicional, con un criterio parecido al de JARON (1967). Estos hechos son más patentes en arcillas del nivel 2 que en arcillas del nivel 1.

Por otra parte, estas observaciones concuerdan con los datos de campo. Hemos señalado, particularmente en el nivel 2, la existencia de rubefacciones en los materiales calcáreos; en el nivel 1, eventualmente se tienen capillas más rojizas. En el nivel 2 se ha señalado los moldes de raíces entre arcillas relativamente más caoliníferas.

Con independencia del medio deposicional correspondiente a estos materiales existen indicios de alteración postdeposicional.

Es cierto, sin embargo, que la asociación de filosilicatos es fundamentalmente heredada. La ubicación de estos depósitos, próxima a una línea de costa sometida a oscilaciones (CANEROT, 1974) hace sugestiva la idea de considerar la existencia de unos esbozos de procesos lateríticos que podrán estar más desarrollados en facies continentales y en las propias áreas fuente.

### III. COMPARACION ENTRE LAS ARCILLAS CONSIDERADAS. CRITERIOS CRISTALOQUIMICOS

Nos hemos venido refiriendo a una serie de procesos lateríticos que se desarrollan durante el Cretácico inferior, los cuales nos originan unas asociaciones de minerales, donde el mineral común es la caolinita. Se ha establecido que en unos casos ha habido transporte y en otros no. Es obvio que el mayor desarrollo local del proceso laterítico se ha observado en el ejemplo de la arcilla laterítica de Fredes, por cuanto se tiene una asociación mineralógica más avanzada, que incluye gibbsita. Compararemos, a continuación, la cristalinidad de las caolinitas, y a tal efecto aplicamos el método descrito por NEAL & WORRALL (1977). En las muestras objeto de estudio la medida de la cristalinidad por difracción de rayos X, según el método de HNCKLEY (1965), resulta inadecuada, dada la abundancia de illita y otros minerales. El método utilizado permite obviar la interferencia debida a las bandas de la illita (NEAL & WORRALL, 1977) y resulta operacionalmente más accesible que el de PARKER (1969).

En la tabla 4 se recogen los valores obtenidos para las arcillas CP (muestra 1 de la tabla 2), V.3 y V.5 (arcilla roja y rojo-verdosa, de la Formación Arenas y Arcillas de Villar del Arzobispo) y T (muestra CV2, de la tabla 3). Dichos valores son promedios de los hallados en cuatro muestras de cada arcilla, en las cuales la concordancia llegaba a las décimas. Estos resultados son comparables a los obtenidos por NEAL & WORRALL (1977). La fila  $a_1/a_3$  da la medida de la cristalinidad, que es elevada en la arcilla laterítica CP (dichos valores análogos a éste para algunas China Clays), los otros valores son comparativamente medio-altos y similares entre sí.

Las mayores reservas corresponden a las muestras T (CV2), para las cuales se obtenían valores más dispersos.

La cristalinidad de la caolinita nos da una medida de la intensidad de los procesos lateríticos, que obviamente es mayor en la arcilla residual.

Conviene tener en cuenta las precauciones señaladas por GALAN, MATIAS & GALVAN (1977) en cuanto al valor estadístico de las medidas de cristalinidad de las coalinitas por IR.

No obstante, consideramos que el método utilizado puede resultar útil en el establecimiento de órdenes de intensidad de los procesos lateríticos cuando las paragénesis minerales no son suficientemente explícitas, fenómeno éste, por otra parte común, en las formaciones cretácicas a las que nos hemos venido refiriendo.

TABLA 4

Tabla 4

Banda	Absorbancia	Muestra=	CP	V3	V5	T(3)
3690 $\text{cm}^{-1}$	$a_1 = \log(I_{01} I_1^{-1}) =$		0,772	0,141	0,056	0,152
3614	$a_2 = \log(I_{02} I_2^{-1}) =$		0,496	0,114	0,056	0,121
911	$a_3 = \log(I_{03} I_3^{-1}) =$		1,017	0,297	0,127	0,345
Medida de cristalinidad=	$a_1/a_3$		0,758	0,474	0,443	0,442
	$a_1/a_2$		1,556	1,235	1,13	1,262

## BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, J. (1979 a): Arcillas de Araya y Villar: Geología, Mineralogía y Fisicoquímica. Edit. Azuvi, S. A., Villarreal (Castellón, España).
- (1979 b): Nota sobre la textura de las arcillas de Villar cocidas. *Jornadas Científicas sobre Cerámica y Vidrio*, Edit. EUNIBAR, 300-305.
- (1980): Mineralogía aplicada de las arcillas cerámicas de la provincia de Castellón. *Tesis doctoral*, Univ. Autónoma de Barcelona.
- BRINDLEY, G. W., & ROBINSON, F. (1946): Randomness in the structures of kaolinite clay minerals, *Trans. Faraday Soc.*, 42, B, pp. 198-205.
- BROWN, G. (1961): The X-Ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals. Mineralogical Society, London.
- CANEROT, J. (1974): Recherches géologiques aux confins des chaînes Ibérique et Catalane (Espagne). ENADIMSA. *Trabajos de tesis*.
- CANEROT, T.; COMBES, P., & ROBLES, S. (1980): Le Cretacé sur la bordure nord du Bassin du Maestrazgo, in «Groupe Français du Cretacé-Grupo Español del Mesozoico. Excursion 1980. Le Cretacé du Maestrazgo, 1<sup>er</sup>e Journée».
- COMBES, P. (1969): Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mem. Centre d'Etudes et Recherches Geologiques. Université de Montpellier, t. III-IV.
- CORRALES, I.; ROSELL, J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L., & VILAS, L. (1979): Estratigrafía. Ed. Rueda, Madrid.
- CHILINGAR, G. W., & RIEKE, H. H. (1975): Chemistry of interstitial solutions in undercompacted versus well compacted shales. Proceedings of the International Clay Conference, 1975, pp. 673-679.
- CHUKHROV, F. V. (1975): Genetic System of Hipergenic Iron Oxides. Proceedings of the International Clay Conference, 1975, pp. 275-286.
- DUNOYER, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse et les métamorphisme. Mem. du Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine.
- FAIRBRIDGE, E. W. (1967): Phases of authigenesis and diagenesis, in Larsen & Chilingarian, Diagenesis of sediments. Elsevier, Amsterdam.
- GALÁN, E.; MARTÍN VIVALDI, J. J., & LÓPEZ AGUAYO, F. (1975): Mineralogy and genesis of the Wealdian Sediments in the Southern Cordillera Ibérica, Spain. *Clays and Clay Minerals*, 24, pp. 323-330.
- GALÁN, E., & ESPINOSA, J. (1974): Los caolínes de España. Edit. Soc. Española de Cerámica y Vidrio.
- GALÁN, E., & LAIGLESIA, A. (1977): A discussion about kaolin genesis and synthesis. Proceedings of the Kaolin Symposium, Madrid, 1977.
- GRIM, R. E. (1969): Clay Mineralogy. Mc Graw Hill, Nueva York.
- JARON, H. G. (1967): A méthode of determining postdepositional alteration in underclays and associated lithologies. Inform. Circ. Pennsylvania Geol. Surv. 4 th. Ser., 57, pp. 1-14.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., & CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I. G. M. E., Madrid.
- LONG, G., & NEGLIA, S. (1968): Composition de l'eau interstitielle des argiles diagenèse des minéraux argileux. *Rev. Inst. Franc. Pétrole*, 23, n.º 1, 53-69.

- LÓPEZ AGUAYO, F.; GALÁN, E., & MARTÍN VIVALDI, J. L. (1971): Sobre la mineralogía y génesis de dos yacimientos de caolín de la provincia de Valencia, *Estudios Geológicos*, v. XXVI, pp. 145-152.
- LÓPEZ AGUAYO, F., & MARTÍN VIVALDI, J. L. (1973): Mineralogía de las facies Wealdenses españolas, *Estudios Geológicos*, v. XXIX, pp. 342-397.
- MAS, R. (1981): El Cretácico superior de la región nororiental de la provincia de Valencia, *Seminarios de Estratigrafía*, n.º 8, Madrid.
- MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. Masson et Cie., Ed. París.
- MULLER, G. (1967): Diagenesis in argillaceous sediments in Larsen & Chilingarian Diagenesis in sediments. *Develop. in Sedim.*, n.º 8, Elsevier, Amsterdam.
- NEAL & WORRALL, E. (1977): The mineralogy of fireclays. Part I: The crystallinity of kaolinite in fireclays. *Trans. Jour. Brit. Ceram. Soc.*, v. 76, pp. 57-61.
- PETTIJHON, F. J. (1975): *Sedimentary rocks* (Third Ed.). Harper & Row, Nueva York.
- STRAKHÓV, N. M. (1962): *Principles of Lithogenesis*, vol. 1, Ed. Oliver & Boyd, Londres y Edimburgo.
- VALENTON, I. (1972): Bauxites. *Developments in Soil Science*, n.º 2, Elsevier Pub. Co., Amsterdam.
- VELDE, B. (1979): Clays and Clay Minerals in natural and Synthetic systems *Developments in Sedimentology*, n.º 21, Elsevier Pub. Co., Amsterdam.
- VON ENGELHARDT, W., & GAIDA, K. H. (1963): Concentration changes of pore pore solutions during the compaction of clay sediments. *Jour. Sedim. Petrol.*, 33 (4), pp. 919-930.
- WORRALL, W. (1959): Rational analysis of fireclays. *Trans. Jour. Brit. Ceram. Soc.*, 58, pp. 145-153.