

## MINERALOGIA DE SERIES CRETACITAS DE LA ZONA SUBBETICA. ALGUNAS CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS DERIVADAS DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LAS ESMECTITAS

A. López Galindo (\*)

### RESUMEN

En este trabajo se estudia la mineralogía de diversas secuencias subbéticas muy ricas en esmeectitas y de edad Aptense-Coniacense, haciendo especial hincapié en la composición química de tales componentes. Se discute el origen de los minerales de la arcilla más abundantes y, en base a comparaciones con los datos obtenidos en estudios similares realizados sobre esmeectitas sedimentarias oceánicas, se llega a la conclusión que, si bien parte de éstas son de origen detrítico, la mayoría han podido formarse autígenamente y/o por alteración halmirolítica de rocas basálticas. Dicha hipótesis viene en parte avalada por la presencia de paligorskita y clinoptilolita, minerales frecuentemente descritos en este tipo de ambientes y originados durante los primeros estadios de la diagénesis.

La relativa baja proporción de hierro y magnesio observado en las esmeectitas (entre 0,6 y 0,9 átomos por media celdilla unidad) se interpreta como debida a una pérdida de tales elementos en la evolución diagénética de estos minerales hacia términos illíticos.

**Palabras clave:** *Esmectitas, Cretácico, Zona Subbética.*

### ABSTRACT

In this work the mineralogy of several smectite-rich Aptian-Coniacian Subbetic sequences is analyzed, with special interest in the chemical composition of such components. The origin of main clay minerals is considered bearing in mind the similarity of our data and those found in surrounding areas of submarine volcanic rocks. This fact and the presence of palygorskyte and clinoptilolite in association with smectites, leads us to think that, although some of the smectites have a detritic origin, the greater part are authigenic clays and/or halmirolitic products of basaltic rocks.

The relatively low content in iron and magnesium (between 0.6 and 0.9 by half unit-cell) is interpreted as a loss of such elements in the diagenetic evolution of smectites towards illitic terms.

**Key words:** *Smectites, Cretaceous, Subbetic Zone, Spain.*

### Introducción

En algunos ámbitos de la Zona Subbética se depositaron, durante el Aptense-Coniacense, unas sucesiones marinas caracterizadas tanto por su alto contenido en minerales de la arcilla y materia orgánica en los niveles pelágicos como por la existencia de capas detríticas asociadas a estos niveles. El ejemplo más representativo de este tipo de depósito es la denominada *For-*

*mación Fardes* (Comas, 1978), situada en el llamado Subbético Medio Meridional.

Los principales constituyentes de esta Formación son las arcillas bentónicas de color verde oscuro, y, en menor proporción, argilitas con radiolarios. En estas bentonitas se intercalan turbiditas carbonatadas en bancos de potencia variable.

Litologías semejantes aparecen tanto al este (sur de la provincia de Murcia) como al oeste (provincia de

(\*) Departamento Mineralogía y Petrología e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. 18071 Granada.

Málaga) de la citada Formación, aunque la proporción de los depósitos carbonatados resedimentados varía notablemente entre los diversos sectores considerados. En un trabajo anterior (López Galindo, 1985) se establecían criterios mineralógicos de correlación entre algunas de estas secuencias.

El estudio mineralógico y químico de estas series es bastante interesante en lo que concierne al conocimiento de los diversos parámetros que rigieron su depósito. En este artículo se hace especial hincapié en la composición química de las esmectitas, componentes mayoritarios dentro de las hemipelagitas, comparándose ésta con datos bibliográficos correspondientes a otras esmectitas producidas por la alteración submarina de rocas basálticas.

### Situación de los materiales estudiados

Las muestras arcillosas han sido tomadas en un total de 9 secuencias estratigráficas, cuya situación geográfica y geológica se indica en la figura 1.

En general, la litología de estos sedimentos se puede agrupar en tres tipos principales:

A) Margas arcillosas y arcillas verdes oscuras, con abundantes niveles turbidíticos y olistostromas intercalados. a este grupo pertenecen las series de «Río Fardes» (RF), «Alamedilla» (AL), «Valdeinferno» (VAL) y «El Puerto» (PU).

B) Margas y micritas de color verde-gris oscuro, asociadas a niveles prácticamente libres de carbonatos. Abundantes restos de piritita oxidada y alta proporción de materia orgánica. Bajo número de intercalaciones detriticas, normalmente en lechos muy finos. Series de «Pinosa» (PI), «Guadalupe» (GU) y «El Cerrajón» (EC).

C) Calizas margosas, margas y arcillas margosas ricas en materia orgánica y sin intercalaciones detriticas. Series de «Puerto del Viento» (PV) y «Río de la Venta» (RV).

### Metodología

Debido a la naturaleza arcillosa de la mayor parte de las muestras, la difracción de rayos X ha sido la técnica usualmente empleada en la determinación cualitativa y cuantitativa de los diferentes minerales. Para ello se ha utilizado un difrac-

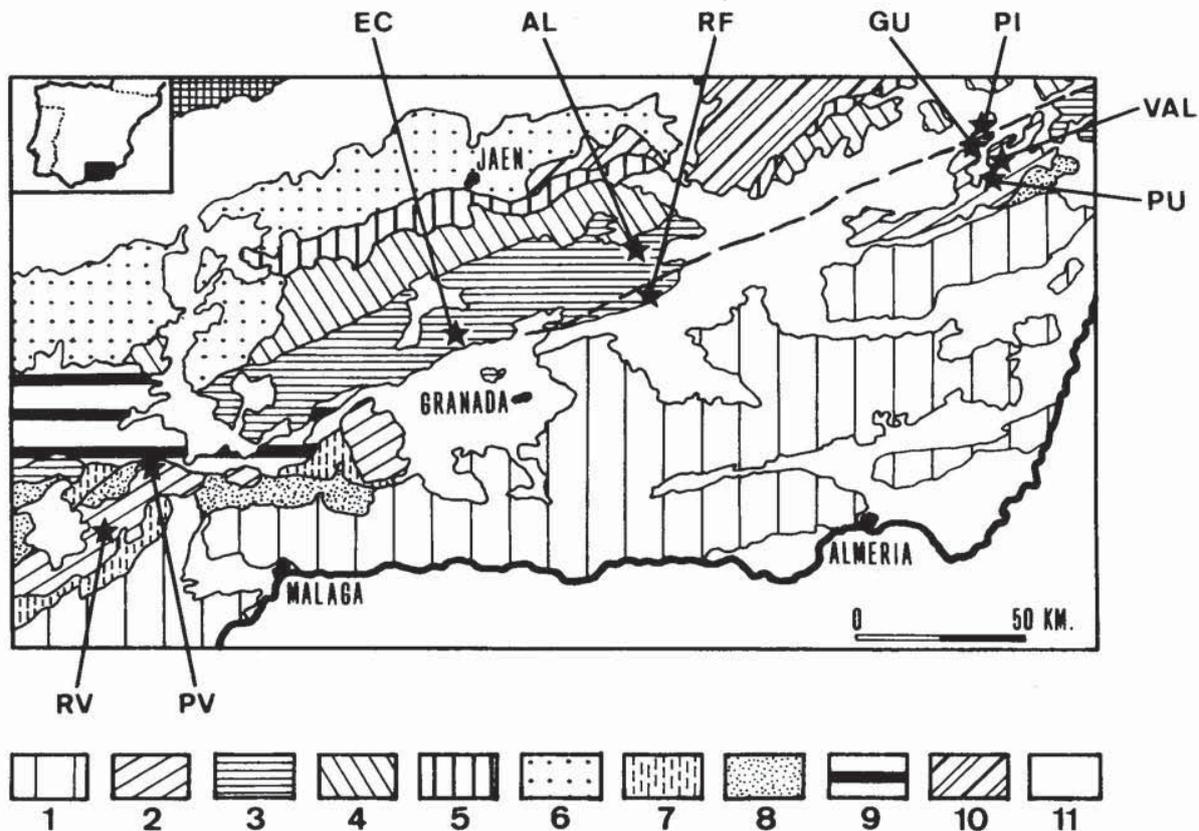


Fig. 1.—Situación de las series estudiadas sobre un esquema geológico de parte de la Cordillera Bética (simplificado de Azema *et al.*, 1979).

EC: El Cerrajón. AL: Alamedilla. RF: Río Fardes. GU: Guadalupe. PI: Pinosa. VAL: Valdeinferno. PU: Puerto. RV: Río de la Venta. PV: Puerto del Viento. 1: Zonas Internas. 2: Subbético Interno y Penibético. 3: Subbético Medio. 4: Subbético Externo. 5: Unidades Intermedias. 6: Unidades del Guadalquivir. 7: Dorsal Bética. 8: Flysch del Campo de Gibraltar. 9: Triás de facies Keuper. 10: Prebético. 11: Neógeno y Cuaternario.

tómetro Phillips modelo PW 1710, radiación  $\text{CuK}\alpha$  y una velocidad de exploración de  $6^\circ 20$  por minuto. Se estudió tanto la muestra total como las fracciones menor de  $2\mu$  y la comprendida entre 2 y  $20\mu$ . De ambas fracciones se prepararon agregados orientados, los cuales fueron sometidos a diversos tratamientos: solvatación con etilén-glicol y dimetil-sulfóxido y calentamiento a  $550^\circ\text{C}$  durante una hora.

Los difractogramas obtenidos posibilitaron igualmente la medida del índice de cristalinidad de la ilita (Dunoyer de Segonzac, 1969; Kubler, 1968), del índice de Biscaye (Biscaye, 1965) y del parámetro  $b_0$  de las esmectitas, indicador de la naturaleza di o trioctaédrica de estos minerales.

La mezcla de dos o más minerales de la arcilla en la fracción  $<2\mu$  ha imposibilitado el poder establecer las fórmulas mineralógicas mediante análisis químicos. Por este motivo, se tomó una parte representativa de la fracción arcilla de algunas muestras para su estudio mediante microscopía electrónica, utilizando un microscopio Philips 400T equipado con un analizador EDAX 707 A y detector de Si(Li). Las fórmulas mineralógicas de las esmectitas —se han considerado como tales aquellas partículas de tamaño inferior a  $1\mu$ , con forma semejante a las esmectitas recogidas por Sudo *et al.* (1981), y que, además, tuvieran un contenido inferior a 0,50 átomos de K por media celdilla unidad— se han determinado suponiendo que todas las cargas están compensadas y utilizando los factores de proporcionalidad deducidos por Mellini & Menechini (1985), que señalan un error de  $\pm 0,1$  átomos por elemento.

A causa del carácter dioctaédrico de las esmectitas (comprobado por la medida de la reflexión (060) se ha supuesto que todo el Fe presente es trivalente, en tanto que el Ca, Na y K se han asignado a la intercapa, como elementos que compensan las sustituciones isomórficas. El Mg es el elemento que plantea mayores problemas, ya que puede ser tanto parte de la capa octaédrica como un catión de cambio. No obstante, dos hechos abogan por la primera hipótesis: en primer lugar, algunos análisis térmicos realizados sobre las muestras ofrecen picos endotérmicos simples alrededor de los  $160^\circ\text{C}$ , poniendo de manifiesto que un catión monovalente es dominante en la intercapa (MacKenzie, 1970); y en segundo, el parámetro  $b_0$  de las esmectitas, de acuerdo con los datos de Desprairies (1983) y Brigatti (1983), indica que el número de átomos de  $\text{Fe}+\text{Mg}$  oscila entre 0,6 y 0,9 por media celdilla unidad, cifra únicamente alcanzada suponiendo que prácticamente todo el Mg existente forma parte de la capa octaédrica (los valores medios de dicho parámetro para cada serie vienen indicados en la tabla 3).

A pesar de las imprecisiones que todo estudio mediante

microscopía electrónica conlleva, se ha comprobado que los datos obtenidos por esta técnica en el análisis de las esmectitas pertenecientes a la Formación Fardes, concuerdan aceptablemente con los ofrecidos por otros investigadores para esta misma Formación (Sebastián *et al.*, 1984) y calculados en base a análisis químicos realizados sobre la fracción  $<20\mu$ . Por dicho motivo se consideran representativos los datos que para las esmectitas de las diversas secuencias se han obtenido en este trabajo.

## Mineralogía

En conjunto, los minerales fundamentales de las secuencias estudiadas (véase la tabla 1) son filosilicatos, cuarzo, calcita, ópalo CT y feldespatos. Minerales accesorios son dolomita, pirla, clinoptilolita, natrojarosita, barita, yeso y óxidos de hierro. La concentración de la mayoría de estas fases minerales es similar en todas las series, excepto la de la calcita. Sin embargo, sus variaciones (probablemente debidas a diferencias batimétricas entre las diferentes subcuencas en que se depositaron los materiales, con depósitos sobre o bajo el nivel de compensación de los carbonatos) no son excesivamente significativas.

Los principales minerales de la arcilla presentes son esmectitas, ilita, paligorskita y caolinita, siendo con diferencia más abundantes los dos primeros. En cantidades muy bajas han sido detectados clorita e interestratificados del tipo ilita-montmorillonita, ilita-clorita y clorita-montmorillonita.

No se observan diferencias apreciables si se compara la mineralogía de arcillas encontrada en la fracción menor de  $2\mu$  con aquella perteneciente a la fracción comprendida entre 2 y  $20\mu$  (véase la tabla 2).

## Composición de las esmectitas

La figura 2 contiene varios diagramas triangulares de vértices Si-Al, octaédrico-Fe+Mg, en los que las áreas rayadas representan la composición química de

Tabla 1.—Composición mineralógica media de los materiales analizados en las secuencias estudiadas, expresada en %

Secuencia	Fil	Q	Op	Ca	Fd	Acces.
Río Fardes	75	20	<5	<5	tr	N, Cp, Py
Alamedilla	76	18	tr	tr	5	T, Do, N
Valdeinfierno	59	8	15	17	<5	Y, N, Cp
El Puerto	60	10	—	29	tr	Cp
Pinosa	65	18	—	13	<5	N, Y
Guadalupe	71	17	—	8	<5	N, Y
El Cerrajón	52	10	tr	36	<5	N, Y
Río Venta	39	5	—	56	tr	—
P. Viento	23	4	—	73	—	—

Fil=Filosilicatos. Q=Cuarzo. Op=Ópalo CT. Ca=Calcita. Fd=Feldespatos. Acces.=Accesorios. N=Natrojarosita. Cp=Clinoptilolita. Py=Pirla. Y=Yeso. Do=Dolomita. Tr=Trazas.

Tabla 2.—Mineralogía media de arcillas encontrada en las fracciones arcilla ( $1/2\mu$ ) y limo ( $2-20\mu$ ) de los materiales analizados

Secuencia	<2 $\mu$						2-20 $\mu$					
	Sm	Il	Pa	K	Cl	Int	Sm	Il	Pa	K	Cl	Int
Río Fardes .....	69	22	8	tr	tr	—	71	20	7	tr	tr	—
Alamedilla .....	60	35	—	5	—	—	48	45	—	6	tr	—
Valdeinfierno .....	55	42	tr	<5	—	—	60	38	tr	tr	—	—
El Puerto .....	48	36	15	tr	—	—	41	49	9	tr	—	—
Pinosa .....	55	39	—	6	—	—	58	35	—	7	—	—
Guadalupe .....	57	34	—	9	—	—	59	32	—	9	tr	—
El Cerrajón .....	49	44	<5	5	tr	—	48	45	tr	5	tr	—
Río Venta .....	68	26	6	—	—	—	76	20	<5	—	—	—
P. Viento .....	70	28	tr	—	—	tr	57	33	<5	<5	tr	<5

Sm=Esmeclitas. Il=Iilita. Pa=Paligorskita. K=Caolinita. Cl=Clorita. Int=Interstratificados (sobre todo ilita-esmeclita).

las esmeclitas estudiadas (tabla 3). Se han elegido estos cationes porque son los normalmente utilizados para establecer el origen de las esmeclitas. Igualmente, se ha preferido expresar la composición mediante proporciones atómicas en lugar de utilizar proporciones de óxidos, pues es una forma usual de ofrecer los datos obtenidos mediante microscopía electrónica.

Las series pertenecientes a la Formación Fardes (RF y AL) son las más conocidas, tanto desde el punto de vista mineralógico como sedimentológico (Comas, 1978; López Aguayo *et al.*, 1985; López Galindo *et al.*, 1985; Sebastián *et al.*, 1984). Por este motivo, y para tener una base de comparación, se

delimita en todos los diagramas triangulares mediante una línea de puntos el campo correspondiente a la composición de las esmeclitas de la citada Formación.

Tres hechos principales se deducen de la observación de esta figura:

— La clara homogeneidad composicional de la mayor parte de las esmeclitas correspondientes a los diversos afloramientos. Con una variación de  $\pm 0,2$  átomos por elemento mayoritario, la fórmula mineralógica media es la siguiente:

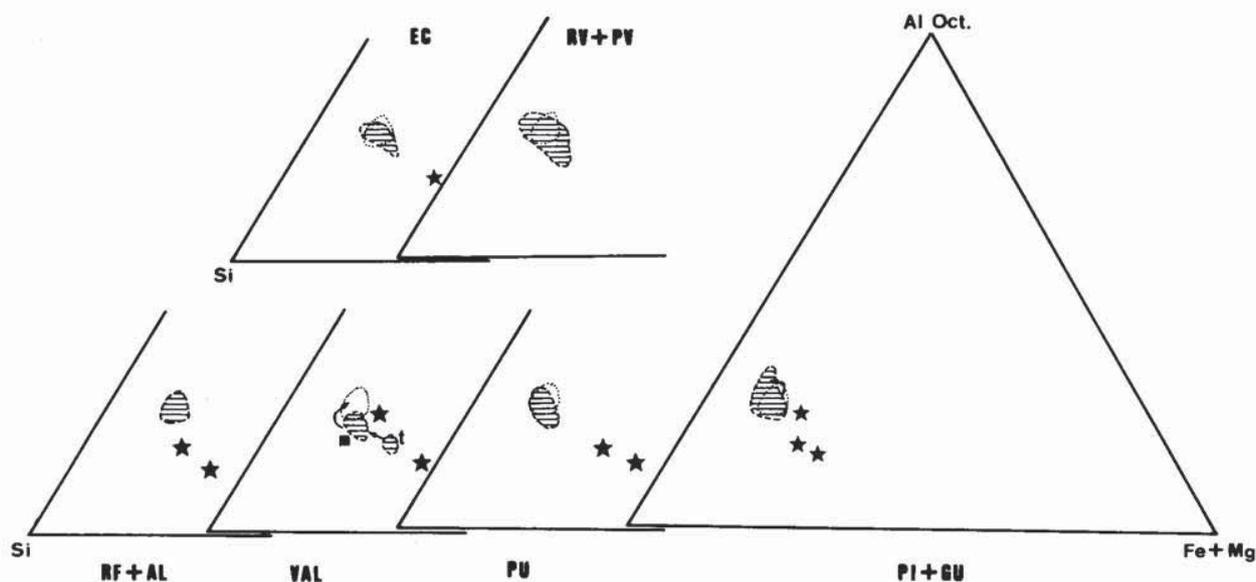
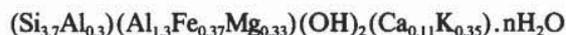


Fig. 2.—Representación triangular de la composición química de las esmeclitas estudiadas (área rayada). El área encerrada entre líneas de puntos representa la composición de las esmeclitas de la Fm. Fardes y las estrellas indican aquellas esmeclitas ricas en Fe y Mg. El significado de las flechas se explica en el texto.

Si: Silicio tetraédrico. Al Oct: Aluminio octaédrico. Fe: Hierro férrico octaédrico. Mg: Magnesio octaédrico. t y m: Techo y muro de la secuencia de «Valdeinfierno».

— Las esmectitas correspondientes a la serie de «Valdeinfierno», y sobre todo las que se encuentran en el techo de esta secuencia son, en principio, las más diferentes.

— Se pueden observar algunas composiciones —marcadas con una estrella— netamente diferentes, y son, en general, más ricas en Fe y Mg. El estudio de la frecuencia con que dichas esmectitas aparecen muestra que están en proporción 1:4 respecto a las mayoritarias.

### Origen de las esmectitas

Parece existir un acuerdo general en admitir un origen detrítico para algunos minerales del grupo de las arcillas, como es el caso de la illita, clorita y caolinita. La presencia de esmectitas, por el contrario, no suele explicarse tan fácilmente.

Algunos autores han puesto de manifiesto que en medios marinos pelágicos es muy habitual encontrar unas altas concentraciones de esmectitas (Chamley & Debrabant, 1982; De Graciansky *et al.*, 1981; Von Rad & Rösch, 1972) y en dominios atlánticos similares al aquí analizado —caracterizados por unas secuencias pelíticas ricas en materia orgánica y depositadas en cuencas de contextos extensivos—, encuentran que este tipo de mineral es particularmente abundante en el Cretácico medio (Brosse, 1982). Su presencia en estos sedimentos ha sido interpretada de muy diversas maneras, bien como productos de neoformación en medios básicos ricos en sílice y magnesio, o bien como aportes de carácter detrítico procedentes de la meteorización de áreas continentales pobremente drenadas, durante periodos cálidos y húmedos. Una última hipótesis supone un origen detrítico a partir de la alteración submarina de rocas basálticas.

En nuestro caso existen criterios que avalan cualquiera de las tres hipótesis arriba enunciadas. Así, la existencia de minerales como cuarzo, illita, clorita y caolinita abogan por un origen detrítico para la asociación mineral; la presencia de paligorskita hace pensar en medios básicos ricos en Mg (Brosse, 1982; Von Rad & Rösch, 1972), por lo que no es extraño una neoformación de esmectitas; por último, el que haya paligorskita, clinoptilolita y ópalo CT junto a las esmectitas puede indicar cierta influencia volcánica en la génesis de los sedimentos, pues dicha asociación mineral ha sido repetidamente citada como típica de la halmirolisis de rocas básicas (Bonatti & Joensuu, 1968; Calvert, 1974; Cook & Zemmels, 1972; Hathaway & Sachs, 1965; Hein *et al.*, 1978; Reynolds, 1970; Velde, 1985; Von Rad & Rösch, 1972; Weaver, 1986).

El estudio bibliográfico de algunos artículos que ofrecen datos sobre la composición química de esmectitas en sedimentos marinos no ofrece ningún resul-

tado en lo que respecta a encontrar un criterio válido que diferencie esmectitas de distintos orígenes. Sin embargo, en general se observan las siguientes tendencias:

I. Las esmectitas de origen detrítico son generalmente aluminicas, y se encuadran dentro del término beidellítico (Debrabant *et al.*, 1985).

II. Aquellas originadas en la alteración submarina de rocas básicas suelen pertenecer a los términos nontronítico y/o saponítico. No obstante, es muy frecuente encontrar otros términos con composiciones más aluminicas, sobre todo en las esmectitas circundantes a los foncos volcánicos submarinos (Debrabant *et al.*, 1985; Hein *et al.*, 1979; McMurtry *et al.*, 1983; Rateev *et al.*, 1980, entre otros).

III. La evolución diagenética de las esmectitas lleva aparejada una pérdida de Mg y Fe y una ganancia de Al (Donnelly *et al.*, 1980; Pollastro, 1985).

Aun con el riesgo que implica el establecer un origen determinado para las esmectitas que se han encontrado en las series subbéticas analizadas, nos inclinamos a pensar en una importante influencia volcánica, sin excluir un aporte detrítico adicional, por los motivos que a continuación se exponen:

- Las elevadas concentraciones que alcanzan las esmectitas (Hein & Scholl, 1976; Parra *et al.*, 1985).
- El alto valor que alcanza el Índice de Biscaye (véase la tabla 3) Riscaye, 1965).
- La semejanza entre nuestros datos y los ofrecidos en la bibliografía (véase la figura 3).
- La existencia de algunas esmectitas bastante más ricas en Fe y Mg, que pueden ser «testigos» de la composición primitiva.
- Los cationes interlaminares más frecuentes en nuestras esmectitas son el potasio (con una media de 0,35 átomos por media celdilla unidad), el calcio (0,11 átomos) y el sodio (trazas). El predominio de potasio sobre los demás ha sido registrado en esmectitas asociadas a basaltos submarinos profundos de varias localidades (Melson & Thompson, 1973; Scheidegger & Stakes, 1977). Según muestran Desprairies & Jehanno (1983), el factor de enriquecimiento de este elemento durante la neoformación de esmectitas a partir de basaltos oscila entre +4.000 y +8.500, actuando como un importante elemento fijador de potasio en el medio oceánico.
- El hecho de que las series con un mayor grado de diagénesis —medido según el índice de cristalinidad de la illita— contengan las esmectitas más pobres en hierro y magnesio (véase la tabla 3), podría deberse a una pérdida de dichos elementos durante la diagénesis. Esto

Tabla 3.—Composición química media de las esmectitas y algunos parámetros cristalográficos de los minerales de la arcilla más abundantes

Secuencia	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg	K	Ca	Ic	bo	I <sub>B</sub>
Río Fardes .....	3,59	0,41	1,43	0,29	0,36	0,36	0,05	0,44	9,025	0,80
Alamedilla .....	3,70	0,30	1,40	0,39	0,19	0,37	0,15	0,36	9,024	0,80
Valdeinfierno .....	3,84	0,16	1,22	0,47	0,31	0,32	0,12	0,56	9,029	0,78
El Puerto .....	3,70	0,30	1,34	0,28	0,39	0,33	0,16	0,34	9,042	0,66
Pinosa .....	3,70	0,30	1,35	0,28	0,39	0,33	0,12	0,41	9,025	0,68
Guadalupe .....	3,60	0,40	1,41	0,28	0,21	0,24	0,10	0,36	9,028	0,73
El Cerrajón .....	3,65	0,35	1,34	0,35	0,35	0,31	0,10	0,45	9,047	0,60
Río Venta .....	3,78	0,22	1,30	0,34	0,33	0,43	0,09	0,55	9,046	0,66
P. Viento .....	3,75	0,25	1,32	0,33	0,32	0,40	0,12	0,50	9,042	0,50

Si=Silicio tetraédrico. Al<sup>IV</sup>=Aluminio tetraédrico. Al<sup>VI</sup>=Aluminio octaédrico. Fe<sup>3+</sup>=Hierro octaédrico. Mg=Magnesio octaédrico. K=Potasio interlamilar. Ca=Calcio interlamilar. Ic=Índice de cristalinidad medio de la illita. bo=Espaciado (010) medio de las esmectitas. I<sub>B</sub>=Índice de Biscaye medio de las esmectitas.

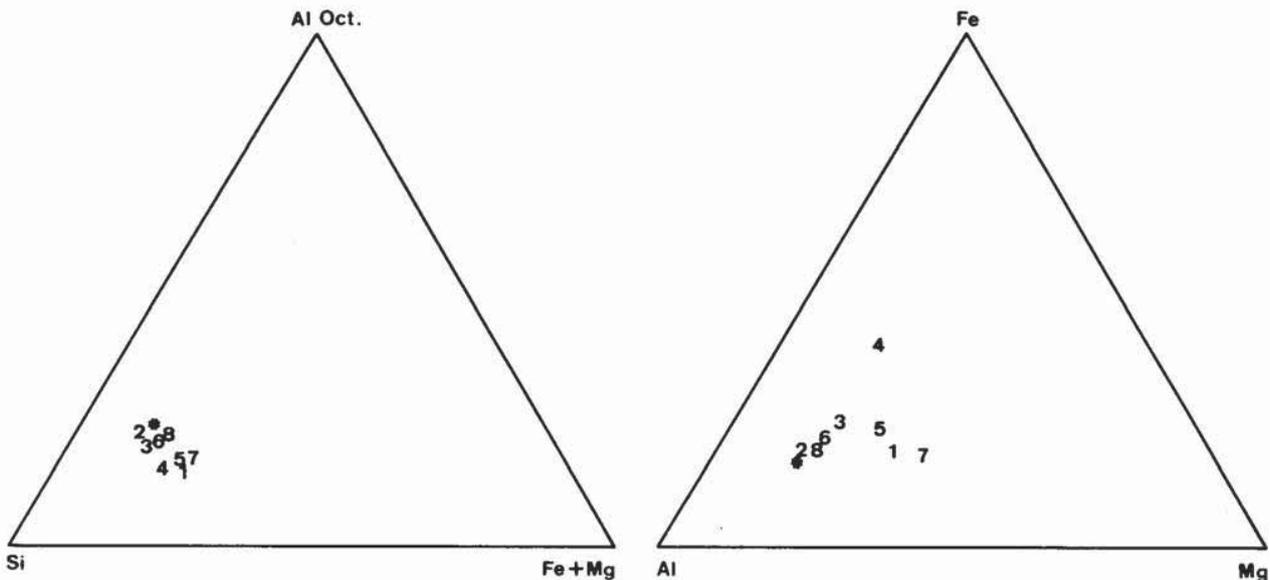


Fig. 3.—Comparación de la composición química media de las esmectitas subbéticas (señalada con un asterisco) con la ofrecida en la bibliografía como perteneciente a esmectitas circundantes de rocas volcánicas submarinas.

1: Papavassiliou & Cosgrove (1981). 2 y 3: McMurtry *et al.* (1981). 4: Rateev *et al.* (1980). 5: Hein *et al.* (1979). 6 y 7: Melson & Thompson (1973). 8: Debrabant *et al.* (1985). Si: Silicio tetraédrico. Al Oct: Aluminio octaédrico. Al: Aluminio total. Fe: Hierro férrico octaédrico. Mg: Magnesio octaédrico.

explicaría, por una parte, las diferencias que se observan en los diagramas triangulares de la figura 2 correspondientes a las series de «Valdeinfierno», «Pinosa» y «Guadalupe» —las flechas indican la evolución diagenética— y, por otra, el porqué las esmectitas son, en general, más pobres en Fe y Mg que las composiciones típicas producidas en la alteración actual de material volcánico submarino.

Si estas pruebas se aceptan como evidencia de una importante influencia volcánica para al menos parte de las esmectitas, dos hipótesis explicarían el acúmulo de éstas. La primera de ellas radica en el hecho de

que los materiales estudiados se depositaron en una zona de comunicación entre el Protoatlántico y la Mesogea, durante una época de importante creación de corteza oceánica en el Atlántico Norte. En consecuencia, la alteración halmirolítica que, con toda probabilidad, sufriría dicha corteza pudo proporcionar el exceso de sílice, hierro y magnesio necesario para la formación de esmectitas. Ahora bien, esta hipótesis necesita la presencia de corrientes que transportasen las partículas minerales. Algunas pruebas de su existencia parecen deducirse del hecho de que, por una parte, la asociación mineral observada no varíe apreciablemente a lo largo de las diversas secuencias; que,

por otra, dicha asociación aparezca en las pelitas turbidíticas intercaladas entre las hemipelagitas (López Galindo, 1984); y que, finalmente, series más septentrionales estén constituidas exclusivamente por minerales detríticos —ilita, caolinita, clorita, etc.— y apoyan claramente la idea de que fuertes corrientes de fondo uniformizaban los aportes de carácter ígneo que, procedentes de ámbitos situados más al sur, llegaban tanto a los surcos como a los umbrales pelágicos de la cuenca sedimentaria.

La segunda hipótesis supone la existencia de rocas volcánicas más cercanas. Algunos autores (López Aguayo *et al.*, 1958) han propuesto a las ofitas triásicas y/o a la denominada «cresta volcánica medio-subbética», como estas rocas. Su antigüedad y profundidad parece imposibilitar tal hipótesis, motivo por el cual nosotros no descartamos totalmente que, en un momento determinado de las condiciones extensivas que se produjeron en el margen meridional de la placa ibérica durante el Cretácico se originase algún tipo de manifestación volcánica submarina, aunque de qué tipo concreto eran las rocas y dónde estaban situadas es un problema aún sin resolver. El concurso de corrientes marinas es, en este caso, igualmente necesario.

En cualquiera de las dos hipótesis, la paligorskita y la clinoptilolita se consideran minerales posteriores al depósito de las esmectitas y se originaron probablemente durante los primeros estadios de la diagénesis.

La falta de una homogeneización mineralógica total prueba una cierta independencia entre los diversos subámbitos deposicionales, que limitó los procesos conducentes a la uniformización de los aportes.

#### AGRADECIMIENTOS

Deseo mostrar mi gratitud al profesor M. Mellini, de la Universidad de Pisa, por la ayuda prestada en la utilización y aplicación del microscopio electrónico, y a la doctora M. C. Comas, de la Universidad de Granada, por el provechoso intercambio de ideas que sobre este tema hemos mantenido.

#### Referencias

- Azema, J.; Foucault, A.; Fourcade, E.; García-Hernández, M.; González Donoso, J. M.; Linares, A.; Linares, D.; López Garrido, A. C.; Rivas, P., y Vera, J. A. (1979): Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secr. Publ. Univ. Granada*, 83 pp.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-832.
- Bonatti, E. y Joensuu, O. (1968): Palygorskite from Atlantic deep sea sediments. *Amer. Miner.*, 53, 975-983.
- Brigatti, M. F. (1983): Relationships between compositions and structure in Fe-rich smectites. *Clay Minerals*, 18, 177-186.
- Brosse, E. (1982): Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des «black-shales» du Crétacé dans l'Atlantique central nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. *Thesis. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 474 pp.
- Calvert, S. E. (1974): Composition and diagenesis of silica in marine sediments. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 273-228.
- Chamley, H y Debrabant, P. (1982): L'Atlantique Nord à l'Albien: influences américaine et africaine sur la sédimentation. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 294, 525-528.
- Comas, M. C. (1978): Sobre la Geología de los Montes Orientales. Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). *Tesis, Univ. Bilbao*, 323 pp.
- Cook, H. E. y Zemmels, I. (1972): X-ray mineralogy studies. Leg 9. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. IX (Hays, J. D. *et al.*, eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 707-778.
- Debrabant, P.; Delbart, S., y Lemagner, D. (1985): Microanalysis geoquímiques des minéraux argileux de sédiments prélevés et Atlantique Nord (Forages du DSDP). *Clay Minerals*, 20, 125-145.
- Desprairies, A. (1983): Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Applications à l'étude des sédiments. *Clay Minerals*, 18, 165-175.
- Desprairies, A. y Jehanno, C. (1983): Paragenèses minérales liées à des interactions basalte-sédiment-eau de mer (Sites 465 et 456 des Legs 65 et 60 du DSDP). *Sci. Géol. Bull.*, 36, 2-3, 93-110.
- Donnelly, T. W.; Pritchard, R. A.; Emmermann, R., y Puchelt, H. (1980): The aging of oceanic crust: Synthesis of the mineralogical and chemical results of DSDP, Legs 51 Through 53. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 51-52-53 (Donnelly *et al.*, eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 1563-1577.
- Dunoyer de Segonzac, C. (1969): Les minéraux argileux dans la diagénesis; passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 29, 320 pp.
- Graciansky, P. C. De; Bourbon, M.; Lemoine, M. y Sigal, J. (1981): The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, 353-367.
- Hathaway, J. C. y Sachs, P. L. (1965): Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic Ridge. *Amer. Miner.*, 50, 852-867.
- Hein, J. R. y Scholl, D. W. (1978): Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the Southern Bering Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 197-210.
- Hein, J. R.; Scholl, D. W.; Barron, J. A.; Jones, M. G., y Miller, J. (1978): Diagenesis of Late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25, 155-181.
- Hein, J. R.; Yeh, H. W., y Alexandre, E. (1979): Origin of iron-rich montmorillonite from the manganese nodule belt of the north equatorial Pacific. *Clays Clay Miner.*, 27, 185-194.
- Kubler, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme pour la cristallinité de l'illite. *Bull. C. R. Pau S.M.P.A.*, 212, 285-307.
- López Aguayo, F.; Sebastián, E.; Huertas, F., y Linares, J. (1985): Mineralogy and genesis of the bentonites of the «Fardes Formation», Middle Subbetic, Province of Granada, Spain. *Mine. Petr. Acta.* (in press).
- López Galindo, A. (1984): Intercalaciones arcillosas en turbiditas: hemipelagitas y pelitas turbidíticas. Interpretación en base a su mineralogía (Cretácico medio-superior, Cordilleras Béticas, Andalucía). *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*, 122 pp.

- López Galindo, A. (1985): Aplicación de la mineralogía a la correlación de series estratigráficas: el ejemplo del Cretácico Subbético. *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 8, 295-306.
- Mackenzie, R. C. (1970): Simple Phyllosilicates based on Gibbsite and Brucite-like sheets. In: *Differential Thermal Analysis*, vol. I (R. C. Mackenzie, ed.). Academic Press, London and New York, 775 pp.
- McMurtry, G. M.; Vang, C. H., y Yeh, H. W. (1983): Chemical and isotopic investigations into the origin of clay minerals from the Galapagos hydrothermal mounds fields. *Geoch. Cosm. Acta*, 47, 475-489.
- Mellini, M y Menechini, R. (1985): Proportionality factors for thin film TEM/EDS microanalysis of silicate minerals. *Rend. Soc. Ita. Min. Petr.*, 40, 261-266.
- Melson, W. G. y Thompson, G. (1973): Glassy Abyssal Basalts, Atlantic Sea Floor near St. Paul's Rocks: Petrography and Composition of Secondary Clay Minerals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 703-716.
- Noack, Y. (1983): Palagonization and time. *Sci. Géol. Bull.*, 36, 2.3. 111-116.
- Papavassiliou, C. Th. y Coscove, M. E. (1981): Chemical and mineralogical changes during basalt-seawater interaction: Site 223, Leg 23, D.S.D.P., north-west Indian Ocean. *Miner. Mag.*, 44, 141-146.
- Parra, M.; Delmontt, P.; Ferragne, A.; Latouche, C.; Pons, J. C. y Puechmaille, D. (1985): Origin and evolution of smectites in recent marine sediments of the NE Atlantic. *Clay Minerals*, 20, 335-346.
- Pollastro, R. M. (1985): Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite/smectite. *Clays and Clay Min.*, 33, n.º 4, 265-274.
- Rateev, M. A.; Timofeev, P. P. y Rengarten, N. V. (1980): Minerals of the clay fraction in Pliocene-Quaternary sediments of the east equatorial Pacific. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. LIV, U.S. Government Printing Office, Washington, 307-318.
- Reynolds, W. R. (1970): Mineralogy and stratigraphy of Lower Tertiary clays and claystones of Alabama. *J. Sed. Petrol.*, 40, 829-838.
- Scheidegger, K. F. y Stakes, D. S. (1977): Mineralogy, chemistry and cristallization sequence of clay minerals in altered tholeitic basalts from the Peru Trench. *Earth. Plan. Sci. Let.*, 36, 413-422.
- Sebastián, E.; López-Aguayo, F.; Huertas, F., y Linares, J. (1984): Las bentonitas sedimentarias de la Formación Fardes, Granada, España. *Clay Minerals*, 19, 645-652.
- Sudo, T.; Shimoda, S.; Yotsumoto, H., y Aita, S. (1981): Electron Micrographs of clay minerals. *Devel. in Sedim.*, 31. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Velde, B. (1985): Clay Minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. *Devlpt. in Sedim.* 40, Elsevier, 427 pp.
- Von Rad, U. y Rösch, H. (1972): Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XIV (Hayes, D. E. et al., eds.). U.S. Government Printing Office, Washington, 727-751.
- Weaver, C. E. (1968): Mineral facies in the Tertiary of the continental shelf and Blake Plateau. *Southeastern Geol.*, 9, 57-63.

Recibido el 19 de mayo de 1986  
Aceptado el 5 de septiembre de 1986