

NATURALEZA DEL CEMENTO EN LAS ARENISCAS DEL FLYSCH NUMIDIENSE (SUR DE ESPAÑA)

M. D. Ruiz Cruz *

RESUMEN

Se ha realizado el análisis de diferentes fracciones granulométricas en niveles de areniscas de la unidad del Aljibe con objeto de determinar la naturaleza y génesis del material cementante de las mismas. Las técnicas utilizadas han sido: Difracción de rayos X, espectroscopía de infrarrojos, análisis térmico diferencial, termogravimetría y microscopía electrónica de barrido.

En función de los parámetros cristalquímicos determinados han podido diferenciarse dos tipos de caolinita: Caolinita heredada, con valores bajos de la cristalinidad y del parámetro b_0 y caolinita autigénica con valores elevados de la cristalinidad y de b_0 . La dickita aparece bien desarrollada en ciertas secuencias.

En las fracciones analizadas la matriz detrítica está constituida por caolinita desordenada, illita e interstratificados illita-esmectita. El cemento está constituido fundamentalmente por caolinita ordenada, dickita y materia amorfa.

Los factores que han controlado el desarrollo de estos materiales han sido: porosidad primaria de las areniscas, composición de los fluidos intersticiales y grado de enterramiento.

Palabras clave: *Cristalinidad, Caolinita, Dickita, Material amorfo, Unidad del Aljibe, Campo de Gibraltar.*

ABSTRACT

Several size-fractions were centrifuged from the Aljibe sandstones to determinate both, nature and genesis of the cement. These samples are been analyzed by X-ray power diffraction, infrared spectroscopy, differential thermal analysis, termogravimetry and scanning electron microscopy.

Two types of kaolinite were distinguished: Detrital kaolinite with low values of crystallinity and b-parameter and authigenic kaolinite with higher values of crystallinity and b-parameter. Dickite is also presente in less extent.

In the fractions analyzed, the detrital matrix is formed by disordered kaolinite, illite and mixed-layers illite/smectite. The cement is formed by ordered kaolinite, dickite and amorphous material.

The controlling factors in the development of these materials are: primary porosity of sandstones, pore-fluid composition and burial.

Key words: *Amorphous material, Crystallinity, Kaolinite, Dickite, Aljibe unit, Gibraltar area.*

Introducción

Las formaciones del Campo de Gibraltar se sitúan al oeste de las Cordilleras Béticas, en posición intermedia entre las zonas Internas y las zonas Externas. Están constituidas por potentes series con características turbidíticas que abarcan del Cretácico inferior

al Aquitaniense. En este trabajo se hace referencia a tres de las unidades definidas en esta zona: Unidad del Aljibe, unidad de Algeciras y unidad de Bolonia.

La unidad del Aljibe (Flysch numídico), definida en España por Gavala (1924) está formada por un potente flysch areniscoso (areniscas numídicas o areniscas del Aljibe) en el que alternan los bancos de are-

* Departamento de Química Inorgánica, Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Málaga.

niscas con niveles de arcillas ocre, en proporciones variables. La potencia se estima entre 1.000 y 3.000 m (Pendón, 1978) y, en general, se le asigna una edad Aquitaniense (Bourgeois, 1978; Esteras, 1984, Didon *et al.*, 1984).

La unidad de Algeciras definida por Didon (1960) comprende materiales que abarcan del Cretácico superior al Oligoceno superior-Aquitaniense. La parte más alta de la misma está constituida por un flysch «margo-areniscoso-micáceo» que puede alcanzar potencias superiores a los 1.000 m.

La existencia de series mixtas, en las que en el flysch de Algeciras aparecen intercalados niveles del Aljibe, han permitido definir la unidad de Bolonia, que tendría una posición paleogeográfica intermedia entre ambas.

Las areniscas numídicas presentan una composición mineralógica muy uniforme, no sólo en las secuencias del Aljibe s.s. sino también en los niveles litológicamente similares de la unidad de Bolonia, lo que permite identificar fácilmente en otras series este tipo de niveles.

Los datos mineralógicos básicos acerca de las areniscas del Aljibe han sido publicados recientemente (Rodríguez Jiménez y Ruiz Cruz, 1988). Aunque en este trabajo se analizaron los niveles de areniscas, se hizo especial hincapié en los niveles lutíticos, poniéndose de manifiesto las diferencias cristaloquímicas y genéticas existentes entre las caolinitas de ambos tipos de niveles. Con el estudio detallado de la fracción fina de las areniscas se trata de determinar la naturaleza y origen del cemento, a la vez que se establece la relación entre el contenido en materia amorfa y las características cristaloquímicas de la caolinita, así como el control que la composición y textura de la roca ejercen sobre el desarrollo de estos materiales.

Material y métodos

Se han seleccionado para ilustrar este trabajo, de un total de 75 muestras analizadas, las más representativas de cada uno de los perfiles estudiados, pertenecientes a las unidades del Aljibe y de Bolonia. En la figura 1 se recoge la situación geológica de estos perfiles. En la tabla 1 se han sintetizado algunas características de los materiales seleccionados¹. En esta tabla, las muestras de are-

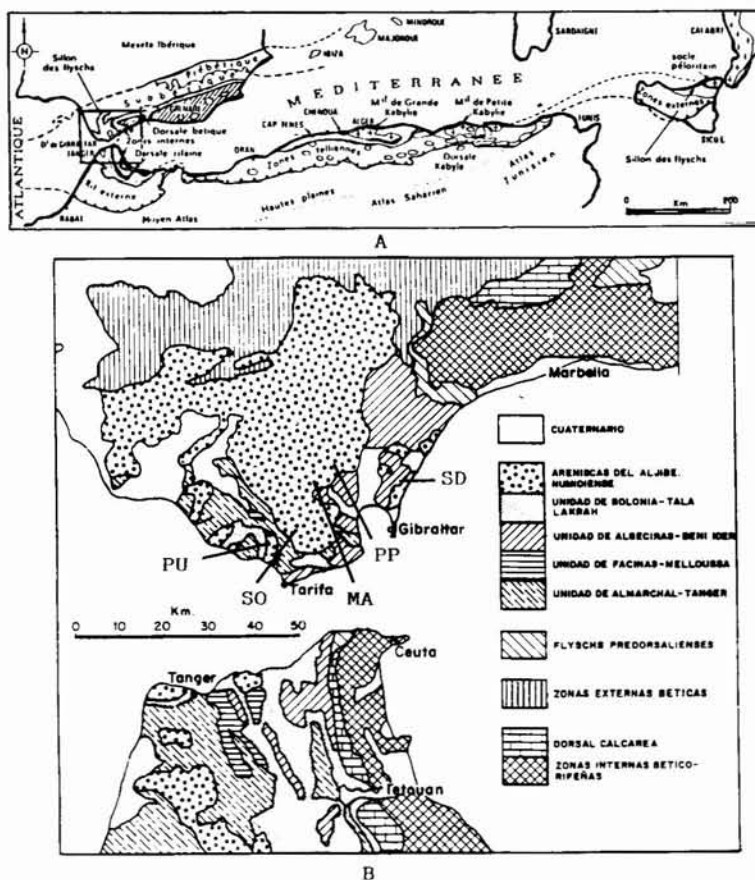


Fig. 1.—A) Esquema de las cadenas béticas y mogróbides (Durán-Delga, 1972). B) Esquema geológico de las orillas del Estrecho de Gibraltar (Didon *et al.*, 1973). PU: Secuencia del Pulido. SD: Secuencia de San Diego. SO: Secuencia de la Sierra de Ojén. CM: Secuencia del Camino de Majadillas. PP: Secuencia de la presa de Palmones.

niscas aparecen ordenadas en función del contenido en matriz arcillosa. La mayor parte de las secuencias citadas se han descrito con detalle en trabajos anteriores (Rodríguez Jiménez, 1987; Rodríguez Jiménez y Ruiz Cruz, 1988).

Como técnicas básicas se han utilizado la difracción de rayos X (DRX), el análisis térmico diferencial (ATD) y termogravimétrico (TG), el microscopio petrográfico y el microscopio electrónico de barrido (MEB) equipado con analizador puntual por dispersión de energía de rayos X (EDAX).

La composición mineralógica de las muestras totales y de las fracciones finas se ha determinado a partir de difractogramas de polvo y de agregados orientados naturales, solvatados con etilenglicol y calentados a 550° C. La ausencia de clorita se ha comprobado de forma sistemática mediante tratamiento con SO₄H₂ al 20 % (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961).

De cada una de las muestras se han separado cuatro fracciones: 2 a 20 µm, 1 a 2 µm, 0,5 a 1 µm y <0,5 µm, con el fin de obtener una información completa, mineralógica y estructural de la fracción fina y en especial de los minerales del caolín (Lombardi *et al.*, 1987). Sobre los difractogramas de polvo realizados a 0,5°/min y 2°/min se ha determinado la composición de las diferentes fracciones: se ha medido d₀₆₀, utilizando como standard la reflexión a 1,54 Å del cuarzo y se ha determinado la cristalinidad de la caolinita utilizando los índices propuestos por Brindley y Kurtossy (1961), Ormsby *et al.* (1962) y Hinckley (1963). Para la caracterización del politipo de caolinita se han utilizado también los diagramas expuestos por Brindley y Robinson (1946) y Galán (1973-1975). Sobre los agregados orientados se ha analizado la naturaleza y el contenido relativo en materia amorfa, siguiendo un método similar al de Lapaquellerie (1987).

Resultados

El estudio al microscopio petrográfico ha puesto de manifiesto para estas muestras una serie de características comunes. Son rocas muy ricas en cuarzo, con los granos distribuidos en dos tamaños. Los más grandes son generalmente monocristalinos, presentando frecuentemente un «coating» ferruginoso. Aparecen en granos muy redondeados y con superficie escamosa, características que indican la existencia de un transporte eólico, previo al depósito turbidítico. Los de menor tamaño son angulosos, presentando huellas de choque y fractura concoidea que indican un transporte acuático en un medio de alta energía. Los feldespatos aparecen en general mal representados (plagioclasa sódica y, en menor medida, microclina). Como minerales accesorios contienen

biotita, mica blanca, epidota, turmalina y opacos. En la clasificación de Pettijohn (1957) corresponden a areniscas arcósicas, grauvacas y ortocuarcitas.

Las diferencias más significativas puestas de manifiesto al microscopio se refieren a la proporción y tipo de feldespatos, grado de alteración de los mismos, presencia y tipo de fragmentos de rocas, contenido en matriz arcillosa y naturaleza del cemento. La relación entre estos últimos componentes es variable de unas muestras a otras, dominando, en general, un tipo de cemento transparente e isótropo, constituido por materia amorfa. En ciertos casos el cemento aparece parcialmente cristalizado, observándose numerosos agregados de caolinita de pequeño tamaño.

La composición mineralógica de las muestras seleccionadas, representada en diagramas triangulares (fig. 2), es bastante homogénea en niveles de litología similar. La fracción menor de 2 µm está constituida por la asociación: caolinita-ilita-interestratificados ilita-esmectita, tanto en los niveles de areniscas como en los de arcillas. A estos minerales hay que sumar una cantidad variable de material amorfo, no cuantificado en la figura 2. El contenido en amorfos, deducido de los diagramas de TG y la composición de los mismos en la fracción menor de 2 µm se ha recogido en la tabla 2.

La presencia de material amorfo viene indicada en DRX por un máximo de difusión alrededor de ciertos ángulos de difracción (Cauchois, 1952). El valor de este ángulo es indicativo y, en ciertos casos determinativo, de la naturaleza de este material. En la mayor parte de las muestras aquí descritas es frecuente la presencia de dos máximos bien diferenciados, uno situado entre 26,5° y 28,5° (2θ), que corresponde a geles de hierro y aluminio (y en ciertas muestras a alofana), y otro alrededor de 21° (2θ), correspondiente a geles de silicio (Ruiz Cruz y Moreno Real, 1989).

La relación entre ambos tipos de constituyentes (fases cristalinas y amorfas) se observa claramente en los diagramas de ATD (fig. 3). El primer endotérmi-

Tabla 1.—Litología y situación geológica de las muestras analizadas.

Muestra	Secuencia	Unidad	Litología	Matriz (%)	Clasificación
PU-1	El Pulido	Bolonia	Arenisca parda	< 1	Ortocuarcita
SD-1 a	San Diego	Aljibe	Arenisca parda	< 1	Ortocuarcita
SD-1 b	San Diego	Aljibe	Arenisca blanca	< 1	Ortocuarcita
SO-1	Sierra de Ojén	Aljibe	Arenisca blanca	≈ 5	Arenisca arcósica
SO-2	Sierra de Ojén	Aljibe	Arcilla parda		Lutita
CM-1	C. Majadillas	Aljibe	Arenisca parda	≈ 6	Arenisca arcósica
PP-1	Presa Palmones	Aljibe	Arenisca blanca	≈ 7	Grauvaca feldespática
PP-2	Presa Palmones	Aljibe	Arenisca parda	≈ 15	Grauvaca feldespática
PP-3	Presa Palmones	Aljibe	Arcilla marrón		Lutita arenosa

Clasificación de areniscas según Pettijohn (1957) y de lutitas según Vatán (1967).

¹ En la tabla 1 se incluyen dos muestras pertenecientes a niveles lutíticos que se utilizan, a lo largo del trabajo (figs. 2 y 3) para establecer las diferencias entre la composición de este tipo de niveles y las areniscas.

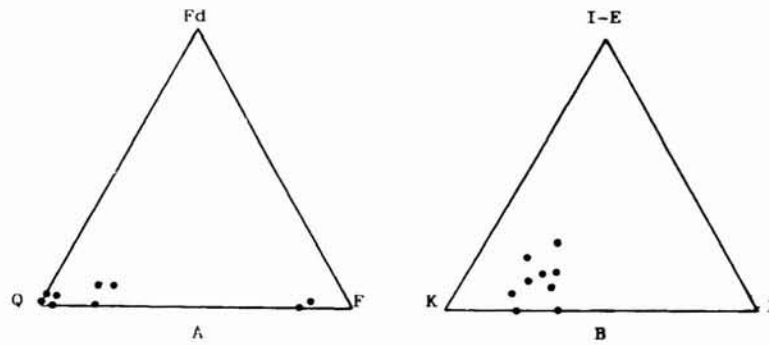


Fig. 2.—A) Composición mineralógica de las muestras globales, y B) de la fracción menor de 2 μm. Q: cuarzo, Fd: feldespato, F: filosilicatos, K: caolinita, I: illita, I-E: interstratificados illita-esmectita.

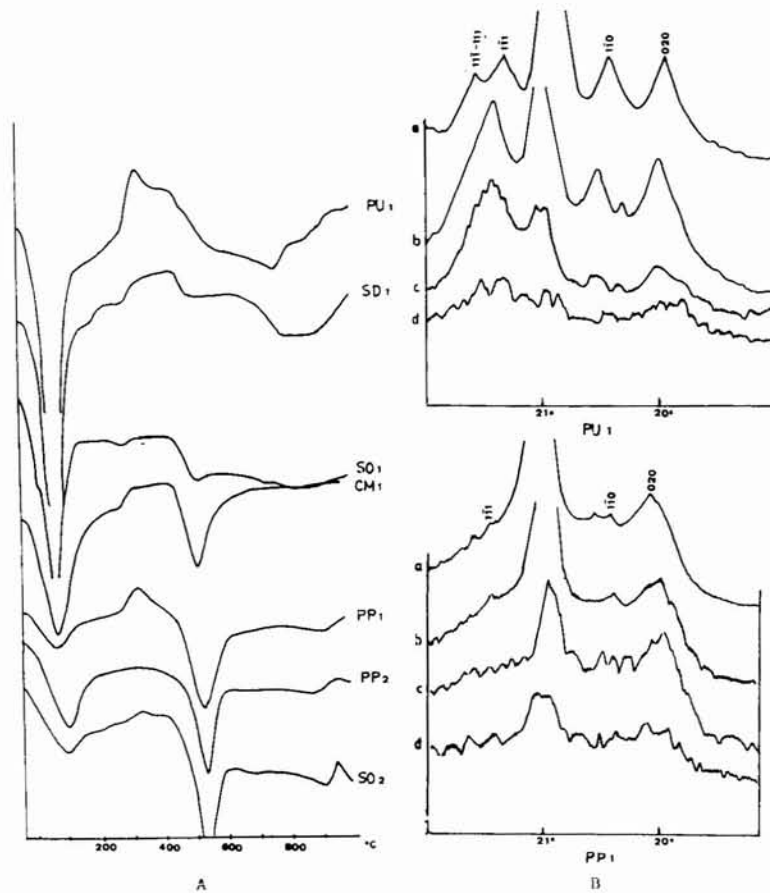


Fig. 3.—A) Diagramas de ATD de las fracciones menores de 2 μm. B) Difractogramas de polvo rodados a 0,5°/min. a) Fracción 2-20 μm. b) Fracción 1-2 μm. c) Fracción 0,5-1 μm. d) Fracción <0,5 μm.

co se sitúa, en general, a temperaturas próximas a 85° C y corresponde fundamentalmente a material amorfo. En ciertos casos, un exotérmico alrededor de 300° C indica un contenido importante en geles de hierro (Mackenzie, 1982). Un segundo endotérmico, correspondiente a caolinita, aparece a 525° C, con diferente grado de desarrollo. Este efecto es intenso en las muestras lutíticas y en ciertas areniscas. A 680°

C aparece, en ciertos casos un débil efecto endotérmico que podría corresponder a dickita.

La relación caolinita/material amorfo, deducida de los diagramas de ATD-TG y de DRX, no presenta, aparentemente buena coincidencia (tabla 2). Así, las dos muestras de areniscas que, en la figura 3 son más dispares (PU-1 y PP-1), en DRX presentan diagramas muy similares, si no se tiene en cuenta que la di-

Tabla 2.—Contenido en caolinita y materia amorfa en la fracción menor de 2 µm (deducida a partir de las curvas de TG).
Composición química de la materia amorfa.

Muestra	% caolinita	% amorfos	Composición (amorfos)*		
			Fe	Al	Si
PU-1	15,5	71,5	49,1	25,0	25,9
SD-1a	9,8	56,8	58,8	17,6	23,6
SD-1b	12,1	53,3	35,2	24,1	40,7
SO-1	16,7	56,6	40,2	29,3	30,5
CM-1	24,6	36,3			
PP-1	30,3	16,6			
PP-2	31,7	14,4			

* Datos de Ruiz Cruz y Moreno Real (1989).

ferencia de cristalinidad entre ambas es notable, lo que podría alterar los cálculos de los contenidos en amorfos recogidos en la tabla 3. Así en una primera apreciación, la cristalinidad decrece en ambos casos al disminuir el tamaño de partícula pero, al aplicar el índice de Hinckley, dado que la reflexión 020 va perdiendo intensidad a medida que crece 111, se obtiene un aumento notable en los valores de este índice al disminuir el tamaño de las partículas, especialmente en la fracción, 0,5-1 µm.

Tabla 3.—Características mineralógicas y cristaloquímicas de las diferentes fracciones.

	Fracciones	2-20 µm	1-2 µm	0,5-1 µm	<0,5 µm
PU-1	K/Q	0,36	0,46	0,81	0,43
	K/I	13,30	7,50	2,25	sin I
	b ₀	8,9190	8,9136	8,9472	8,9316
		banda	8,9730	8,9730	8,9754
	C (1)	0,24	0,32	0,38	0,42
	C (2)	0,92	0,87	0,80	0,75
	C (3)	1,48	1,68	3,40	1,80
	Amorfos (2θ)	—	26,2	26,6	30,5
	Amorfos (%)	< 5	< 5	15	85
	SD-1a	K/Q	0,20	0,18	0,18
K/I		4,00	4,90	sin I	sin I
b ₀		8,9214	8,9262	8,9148	?
		8,9838	8,9730	8,9810	
C (1)		0,34	0,36	0,46	0,46
C (2)		1,50	0,36	0,25	?
C (3)		1,48	1,46	0,72	2,8
Amorfos (2θ)		25,5	26,5	31,2	32-27,1
Amorfos (%)		20	12	20	40
SD-1b		K/Q	0,33	0,12	0,12
	K/I	4,30	4,70	4,80	sin I
	b ₀	8,9472	8,9112	8,9182	banda
	C (1)	0,37	0,44	0,38	0,44
	C (2)	1,60	?	?	?
	C (3)	0,76	?	?	?
	Amorfos (2θ)	24,1	25,2	28,8	28,8-21,1
	Amorfos (%)	10	20	12	60

Tabla 3.—Características mineralógicas y cristaloquímicas de las diferentes fracciones.

	Fracciones	2-20 µm	1-2 µm	0,5-1 µm	<0,5 µm	
SO-1	K/Q	0,15	0,35	0,47	sin Q	
	K/I	5,29	7,50	3,33	sin I	
	b ₀	8,9190	8,9214	8,9134	8,9468	
		8,9864	8,9784	8,9732		
	C (1)	0,32	0,34	0,42	0,46	
	C (2)	1,16	0,70	0,16	?	
	C (3)	0,90	0,96	1,21	?	
	Amorfos (2θ)	26,7	26,2	27,7	27,7-21,3	
	Amorfos (%)	< 5	14	24	55	
	CM-1	K/Q	0,20	0,72	2,02	0,80
K/I		2,18	6,36	5,90	sin I	
b ₀		8,9238	8,9238	8,8878	8,9337	
C (1)		0,36	0,36	0,38	0,50	
C (2)		1,90	0,75	0,30	0,28	
C (3)		0,65	1,48	1,00	0,46	
Amorfos (2θ)		26,0	26,8	26,8	26,8	
Amorfos (%)		< 5	15	33	43	
PP-1		K/Q	0,25	0,93	0,34	0,28
		K/I	8,12	12,10	4,28	sin I
	b ₀	8,9100	8,9158	8,9190	8,9202	
	C (1)	0,48	0,38	0,48	0,52	
	C (2)	0,53	0,55	0,43	0,60	
	C (3)	0,75	1,00	1,00	1,00	
	Amorfos (2θ)	24,2-21,0	26,7-21,1	25,7-21,0	26,1-21,0	
	Amorfos (%)	8	6	34	43	
	PP-2	K/Q	0,22	0,57	0,48	sin Q
		K/I	4,60	5,70	3,48	sin I
b ₀		8,9182	8,9202	8,9198	8,9200	
C (1)		0,39	0,47	0,48	0,50	
C (2)		1,30	0,56	0,46	0,32	
C (3)		0,68	0,90	0,55	?	
Amorfos (2θ)		25,1-21,0	25,8-21,1	24,9-21,0	25,8-21,1	
Amorfos (%)		7	5	30	26	

K: Caolinita.

Q: Cuarzo.

I: Ilita.

C (1): Índice de cristalinidad según Brindley y Kurtossy (1961).

C (2): Índice de cristalinidad según Ornsby *et al.* (1962).

C (3): Índice de cristalinidad según Hinckley (1963).

Amorfos (2θ): Máximo de difusión de los amorfos (Lapaquellerie, 1987).

Amorfos (%): Contenido aproximado en materia amorfa, deducido a partir de la medida de las áreas de los máximos de difusión.

En la tabla 3 se han recogido algunos de los parámetros determinados en las fracciones finas de las areniscas. De los índices de cristalinidad medidos, en esta tabla se han recogido tres: El primero (C-1), representa la anchura del pico 001 medida en el agregado orientado y es el que ofrece valores más fiables. El segundo (C-2), representa la relación I_{021}/I_{060} y muestra, a veces, una buena coincidencia con el primero pero es de difícil aplicación si existen dos valores de d_{060} . El índice C-3 ($I_{111} + I_{110} / I_{020}$) aumen-

ta, en general, al disminuir el tamaño de partícula pero, por las razones expuestas antes, no es aplicable a las diferentes fracciones separadas en estas rocas. Otros índices de cristalinidad recogidos en la literatura (Gomes, 1987) sólo son aplicables a caolinitas muy desordenadas y tampoco pueden utilizarse aquí. De forma general, los valores de todos estos índices indican una evolución gradual en la cristalinidad de las caolinitas, en función de la composición de las muestras, especialmente del contenido en matriz detrítica. Las muestras más ricas en matriz contienen una mayor proporción de caolinitas heredadas, de baja cristalinidad.

Los valores de b_0 muestran también variaciones notables. El valor más frecuente se sitúa en torno a 8,92 Å, manteniéndose bastante constante en las muestras pobres en materia amorfa. Este valor es inferior al que suele atribuirse a caolinitas ordenadas ($b_0=8,95$ Å según Brindley y Robinson, 1946). En las muestras ricas en geles aparecen con frecuencia dos grupos de valores: uno alrededor de 8,92 Å y otro próximo a 8,97 Å, éstos últimos bastante más elevados que los citados en caolinitas ordenadas. Por otra parte, en los difractogramas de polvo realizados a las diferentes fracciones de estas muestras es frecuente encontrar reflexiones propias de dickita, en la mayor parte de los casos difíciles de individualizar dada la presencia simultánea de caolinita en mayor proporción. En la figura 4 se recogen los diagramas de la muestra PU-1 en los que se han señalado algunas de las reflexiones de la dickita. La presencia de este mineral se ha comprobado asimismo mediante ATD, observándose una concentración apreciable del mismo en la fracción 2-20 µm (fig. 5).

El estudio textural al MEB permite observar, en la mayor parte de estas areniscas el desarrollo de numerosas caolinitas «en libro» (face to face), agrega-

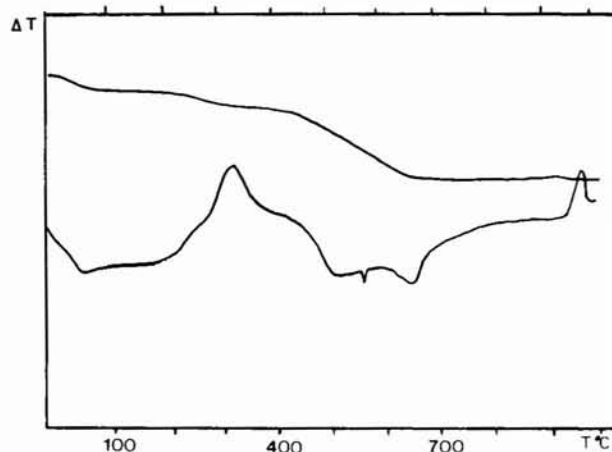


Fig. 5.—Diagramas de ATD y TG. Muestra PU-1. Fracción 2-20 µm.

dos constituidos por cristales laminares o tabulares de morfología pseudo-hexagonal (figs. 6, 1 y 2). En las areniscas arcósicas, además del desarrollo local de caolinitas como las que se acaban de describir, es frecuente observar la formación de láminas de caolinita a partir de feldspatos detríticos, siguiendo las superficies de exfoliación, tal como describen Morad *et al.* (1987). Este proceso origina varios agregados subparalelos de láminas de caolinita (figs. 6, 3 y 4) que parecen ser los precursores de ciertas texturas «en acordeón» que frecuentemente presentan las caolinitas.

El desarrollo de dickita se ha producido especialmente en las areniscas de la secuencia de la unidad de Bolonia, donde constituyen agregados de láminas muy delgadas con morfologías rómbicas y tamaños comprendidos entre 10 y 20 µm (figs. 6, 5). En las grauvacas no suele observarse el desarrollo de caolinita autigénica. Este tipo de rocas suele presentar,

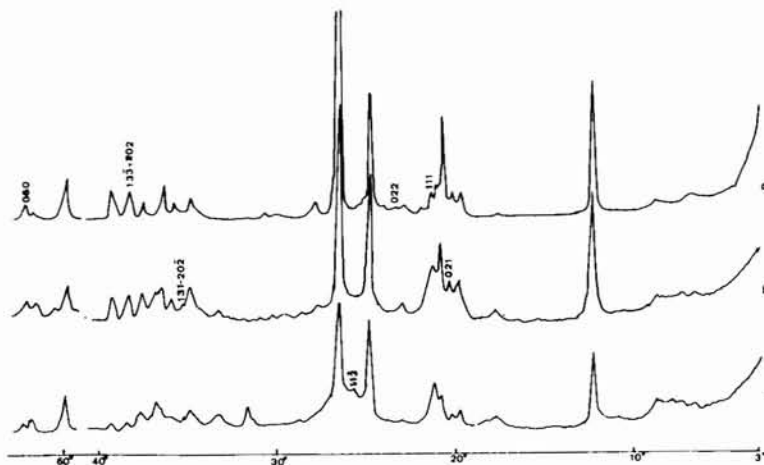


Fig. 4.—Difractogramas de polvo de la muestra PU-1, rodados a 2°/min. a) Fracción 2-20 µm. b) Fracción 1-2 µm. c) Fracción 0,5-1 µm.

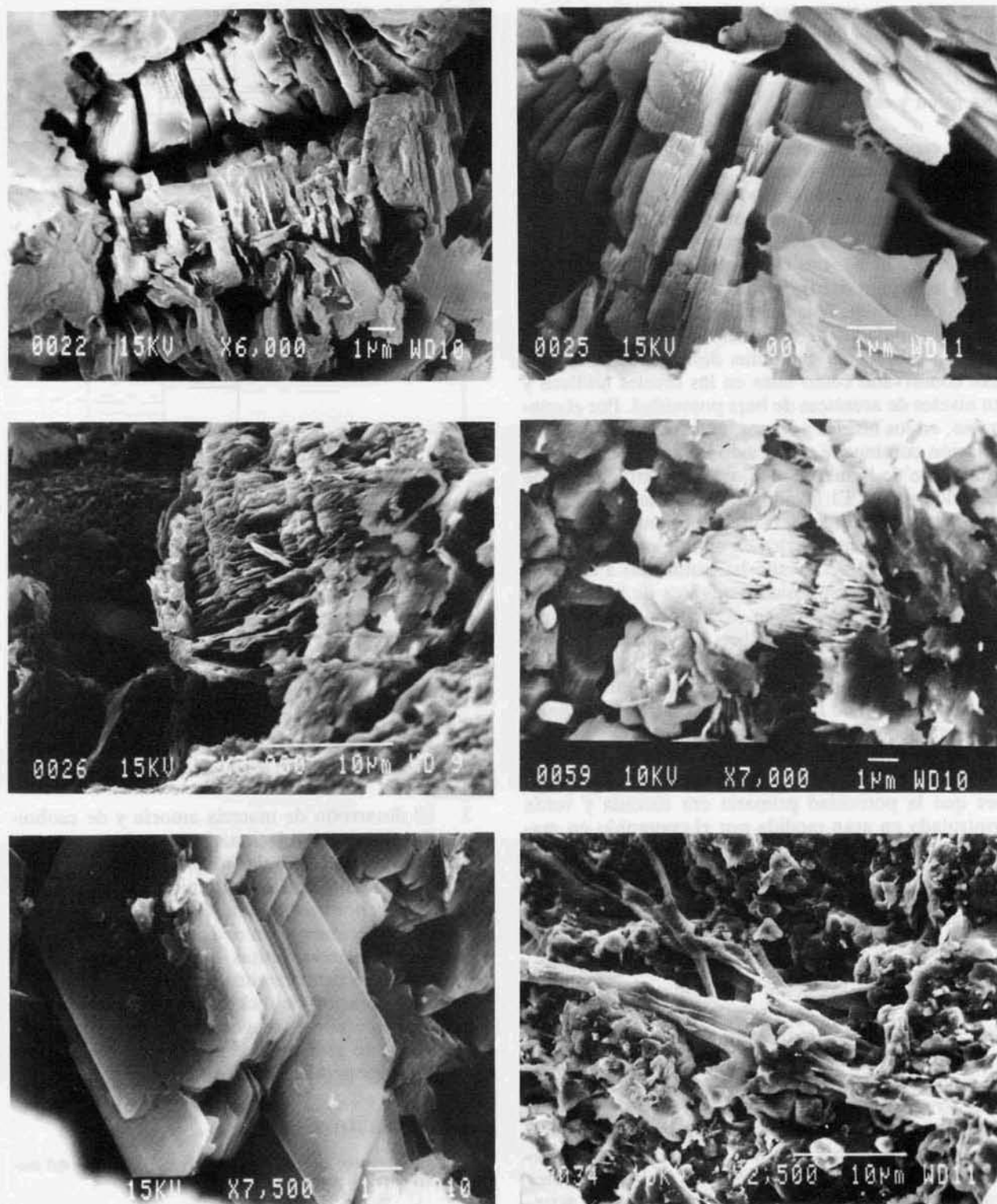


Fig. 6.—Fotografías al MEB. 1. Muestras SO-1: Caolinitas vermiformes en placas pseudo-hexagonales. 2. Muestra SO-1: Placas pseudo-hexagonales de caolinita. 3. Muestra CM-1: Desarrollo de caolinita a partir de feldespato detrítico. 4. Muestra PP-1: Avanzado desarrollo de caolinita a partir de feldespato. 5. Muestra PU-1: Láminas delgadas de dickita con morfologías rómbicas. 6. Muestra PP-2: Fibras de materiales «poco cristalinos».

en cambio, crecimientos locales de fibras o agregados esferoidales de materiales amorfos (figs. 6, 6).

Discusión y conclusiones

Las caolinitas de las areniscas numídicas han sido interpretadas como materiales detríticos en la zona del Campo de Gibraltar (Ortega *et al.*, 1983) y como materiales originados por alteraciones exógenas, junto con la materia amorfa, en el norte de Africa (Chiochini *et al.*, 1978). Los datos que se han expuesto indican un origen detrítico para gran parte de las caolinitas del Aljibe. Estas caolinitas heredadas presentan cristalinidades bajas y valores de b_0 próximos a 8,92 Å, propios de caolinitas desordenadas, que se han conservado como tales en los niveles lutíticos y en niveles de areniscas de baja porosidad. Por el contrario, en los niveles porosos, en condiciones de percolación continuada, ha tenido lugar la hidrólisis de gran parte de la matriz arcillosa y probablemente de los feldespatos. El lavado de los cationes y de una gran parte de la sílice ha originado, en una primera etapa, materia amorfa rica en aluminio. El descenso en la intensidad del lavado ha conducido a cambios graduales en la composición química de los fluidos, responsables del desarrollo de materia amorfa progresivamente más rica en sílice. La evolución de las condiciones fisicoquímicas en los poros de las areniscas ha conducido, por último, al crecimiento de caolinita en el seno de la materia amorfa. Esta caolinita presenta generalmente mayor cristalinidad y valores elevados del parámetro b_0 .

Dada la composición de estas areniscas cabe suponer que la porosidad primaria era elevada y venía controlada en gran medida por el contenido en matriz arcillosa. El mecanismo de formación de materia amorfa y caolinita durante esta etapa diagenética sería en gran medida similar (Millot, 1964) al que tiene lugar en las alteraciones exógenas y en los suelos.

La formación de dickita puede relacionarse con la diagénesis de enterramiento (Curtis, 1983; Kantorowicz, 1984). Precisamente este mineral aparece en perfiles del Aljibe y de Bolonia en que las características de las ilitas y las transformaciones sufridas por los interestratificados ilita-esmectita indican un grado de diagénesis más elevado (Rodríguez Jiménez y Ruiz Cruz, 1988).

No existe, en las muestras analizadas, una relación clara entre tamaño y tipo de caolinita. La representación de los índices de cristalinidad en las diferentes fracciones analizadas (fig. 7) indica, de forma general, una relación directa entre cristalinidad y tamaño, lo que sugiere una concentración preferente de las caolinitas autigénicas en las fracciones más gruesas. Tanto los datos de ATD como las observaciones

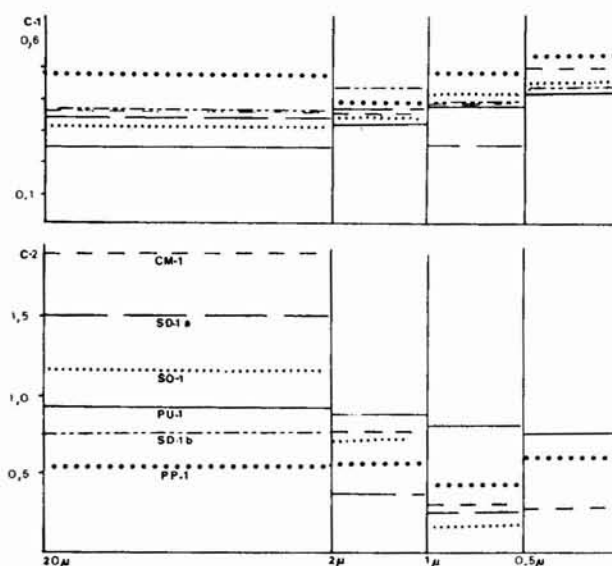


Fig. 7.—Variación de los índices de cristalinidad C (1) y C (2) (tabla 3) en función del tamaño de partícula.

al MEB indican, también, de forma concluyente, que la dickita se concentra en la fracción 2-20 μm .

Las principales conclusiones pueden resumirse en los puntos siguientes:

1. Las caolinitas detríticas, de baja cristalinidad, constituyentes fundamentales de los niveles lutíticos en el flysch numidiense, aparecen escasamente representadas en los niveles de areniscas.
2. El cemento de estas areniscas está constituido fundamentalmente por materia amorfa, caolinita y dickita.
3. El desarrollo de materia amorfa y de caolinitas autigénicas está relacionado estrechamente con las características texturales-mineralógicas de las rocas, especialmente con el contenido en matriz arcillosa y, en menor medida, en feldespatos. Puede observarse un crecimiento en el desarrollo de estos materiales en el sentido: lutitas \rightarrow grauvacas \rightarrow areniscas arcóscicas \rightarrow ortocuarcitas.
4. La formación de dickita está relacionada fundamentalmente con la diagénesis de enterramiento, determinada en gran medida por la localización geológica (paleogeográfica) de los niveles del Aljibe.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece al Profesor Galán la lectura crítica del manuscrito así como la discusión de los resultados.

Referencias

- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques. Espagne. Données géologiques pour un modèle

- d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Extr. des Ann. Sci. Univ. Besançon*, 445 págs.
- Brindley, G. W. y Robinson, K. (1946). The structure of kaolinite. *Mineral. Mag.*, 27, 242-253.
- Brindley, G. W. y Kurtosy, S. S. (1961). Quantitative determination of kaolinite by X ray diffraction. *Amer. Mineral.*, 46, 1205-1215.
- Cauchois, Y. (1952). *Atomes, Spectres, Matières*. Ed. Albin Michel, 342 págs.
- Chiochini, U.; Franchi, R.; Guerrero, F.; Ryan, W. B. F. y Vanucci, S. (1978). Geologia di alcune successioni torbiditiche Cretaceo-Terziarie appartenenti al «Flysch Mauretaniens» e alla «Nape Numidienne» del Rif Settentrionale (Marocco). *Studi Geologici Camerti*, 4, 37-66.
- Curtis, C. D. (1983). Geochemistry of porosity enhancement and reduction in clastic sediments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 12, 113-125.
- Didon, J. (1960). Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algeciras (province de Cadix, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 352-361.
- Didon, J.; Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973). Homologies géologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 77-105.
- Didon, J.; Durand-Delga, M.; Esteras, M.; Freinberg, G. y Suter, G. (1984). La formation des grès numidiens, de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes. *CR Academ. Sc. Paris*, 292, 121-128.
- Duran-Delga, M. (1972). La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Eclogae Geol. Helv.*, 65, 267-278.
- Esteras, M. (1984). Geología del Estrecho de Gibraltar. *Rev. Obras Públicas*, 3227, 505-527.
- Galán, E. (1973-1975). *Caolines españoles. Geología, mineralogía y génesis*. Soc. Esp. Cerám. Vidrio, Madrid, 159 págs.
- Gavala, J. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. IGME.
- Gomes, C.S.F. (1987). X ray diffraction and infrared crystallinity indices in kaolinites. Their significance, capacities and limitations. *The 6th Meeting of the European Clay Groups*, Sevilla, Spain.
- Hinckley, D. N. (1963). Variability in crystallinity values among the kaolin deposits of the Coastal Plain of Georgia and South Carolina. *Clays Clay Miner. Proc. 11th Natl. Conf. Ottawa, Ontario, Canada, 1962*, W. F. Bradley ed. Pergamon Press. New York, 229-235.
- Kantorowicz, J. (1984). The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. *Clay Miner.*, 19, 359-375.
- Lapaquellerie, Y. (1987). Utilisation de la diffractométrie X pour la détermination des constituents amorphes dans les sédiments marins (silice biogène et cendres volcaniques). *Clay Miner.*, 22, 457-463.
- Lombardi, G.; Russel, J. D. y Keller, W. D. (1987). Compositional and structural variations in the size fractions of a sedimentary and a hydrothermal kaolin. *Clays Clay Miner.*, 35, 321-335.
- Mackenzie, R. C. (1982). Oxides and Hydroxides of Higher-Valency Elements. In: *Differential Thermal Analysis*. R. C. MacKenzie ed. Academic Press. London and New York, 775 págs.
- Martín Vivaldi, J. L. y Rodríguez Gallego, M. (1961). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ry diffraction photographs. Part. I. Chlorite-kaolinite mixtures. *Clay Miner.*, 4, 288-292.
- Millot, G. (1964). *Géologie des Argiles*. Masson et Cie. ed. Paris, 499 págs.
- Morad, S. y Aldahan, A. A. (1987). A SEM study of diagenetic kaolinization and illitization of detrital feldspars in sandstones. *Clay Miner.*, 22, 237-243.
- Ormsby, W. C.; Shartsis, J. M. y Woodside, K. H. (1962). Exchange behavior of kaolins and varying degrees of crystallinity. *J. Amer. Ceram. Soc.*, 45, 361-366.
- Ortega Huertas, M.; Sebastián Pardo, E.; Rodríguez Gallego, M. y López Aguayo, F. (1983). Mineralogía de las arcillas en sedimentos turbidíticos de las Unidades del Campo de Gibraltar (Cádiz). *Tecniterrae*, 51, 43-48.
- Pendón, J. G. (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis doctoral. Univ. de Granada, 261 págs.
- Pettijhon, F. J. (1957). *Sedimentary rocks*. Ed. Harper, New York, 718 págs.
- Rodríguez Jiménez, P. (1987). *Mineralogía y génesis de las arcillas de las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis doctoral. Univ. de Málaga, 374 págs.
- Rodríguez Jiménez, P. y Ruiz Cruz, M. D. (1988). Mineralogía y génesis de las arcillas de las Unidades del Campo de Gibraltar. I. Areniscas del Aljibe. *Estudios Geol.*, 44, 31-46.
- Ruiz Cruz, M. D. y Moreno Real, L. (1989). Caracterización del material amorfo en areniscas del Aljibe (S. España). *III Congreso de Geoquímica de España*, Soria.
- Vatan, V. M. (1967). *Manual de Sedimentología*. Ed. Techniq, París, 397 págs.

Recibido el 26 de octubre de 1989
Aceptado el 17 de marzo de 1990