

PROCEDENCIA Y MODELO DIAGENETICO DE LAS ARENISCAS DE FACIES UTRILLAS EN LA CORDILLERA IBERICA (UMBRAL DE ATECA) Y LA MESETA NORCASTELLANA

R. Marfil (1) y D. Gómez-Gras (2)

(1) Dpto. de Petrología y Geoquímica, U.C.M., 28040-Madrid.

(2) Dpto. de Geología (Area de Estratigrafía), U.A.B., 08193-Bellaterra (Barcelona).

RESUMEN

Las facies Utrillas de la Cordillera Ibérica, en los alrededores del Umbral de Ateca y en la Meseta norcastellana, provincia de Soria, son un depósito detrítico formado en un ambiente sedimentario de sistemas aluviales que se puede subdividir en dos unidades (Meléndez y Vilas, 1980): la inferior, compuesta por canales y barras de litología conglomerática y areniscosa, se caracteriza por haberse depositado en un medio aluvial de tipo trenzado; y la superior, integrada por lutitas con cuerpos intercalados de areniscas canaliformes originada en un medio fluvial mucho más maduro.

Las areniscas de las facies Utrillas son fundamentalmente arcosas y subarcosas, con bajos contenidos en fragmentos de roca y una matriz de tipo silcreta debida a procesos edáficos. La presencia del feldespato-K es el factor determinante de los procesos diagenéticos más importantes sufridos por estas areniscas; aparición de epimatriz de caolinita-ilita, *pore filling* de caolinita, cierre de la porosidad primaria y generación de porosidad secundaria por disolución de dichos feldespatos. Otros procesos diagenéticos menos significativos y más localizados hacia el techo de las series, lo constituyen: cementos de calcita, dolomita y anhidrita, así como *clay coats* de esmectita e interestratificados illita-esmectita.

Las areniscas estudiadas muestran un claro ejemplo de procedencia mixta de áreas fuentes compuestas por rocas metamórficas de alto, medio y bajo grado (gneises, esquistos y pizarras), no presentando indicios de aportes procedentes del macizo granítico de Guadarrama. En el Umbral de Ateca y en la unidad inferior, además, se pone de manifiesto la procedencia a partir de rocas sedimentarias areniscosas y pelíticas.

La secuencia diagenética encontrada, con un modelo típico de flujos meteóricos, la escasa compactación química y los valores de la $R_0 = 0,5$ nos ha permitido deducir para ellas una etapa de mesodiagénesis semimadura, según los criterios de Schmidt y McDonald (1979).

Palabras clave: Procedencia, petrología, diagénesis, sedimentología, Facies Utrillas, Umbral de Ateca, Meseta norcastellana.

ABSTRACT

The Utrillas facies of the Ateca Horst (Iberian Range) and the Castilian Plateau (Soria province) consist of detrital sandstones with subordinated conglomerates and siltstones, in which the depositional environment corresponds to alluvial systems sediments. Two units were identified: The lower Unit, which is composed of channels and bars of conglomerates and sandstones and is characterized by a braided alluvial type of sediments and; The upper Unit, which consists of siltstone with intercalated channelized sandstone bodies, being deposited in a more mature fluvial environment.

The investigated sandstones are principally arkoses and subarkoses with low content in rock fragments, and present a silcrete type of matrix, as a consequence of edaphic processes.

The presence of detrital K-feldspar is the dominant factor in the pore-fluid chemistry, in determining the nature and sequence of formation of principally diagenetic assemblages in these arkoses (kaolinite-illite epimatrix, kaolinite pore filling, closing of the primary porosity and formation of secondary generation of porosity, as a result of feldspar dissolution). Other less significant and more located diagenetic processes can be identified to the top of the stratigraphical sections: penecontemporaneous smectite and mixed-layers (illite-smectite) clay coats, eodiagenetic calcite and mesodiagenetic anhydrite and dolomite.

The studied sandstones show a typical example of mixed provenance, which is the same source of areas composed by high, middle and low metamorphic rank (gneisses, schists and slates). This provenance does not show indications of the source area which could be related to the Guadarrama Massif granitic rocks. In the Ateca Horst area, and in the Lower Unit, we can also recognize the influence of the arenites and pelitic sedimentary source rocks.

Integrating the diagenetic data with the scarce burial story deduced ($R_0 = 0,5$) and the geochemistry of the meteoric ground water, we can deduce for the Utrillas facies a mesogenetic semimature stage (after Schmidt and McDonald, 1979 criteria) with a typical model of meteoric fluxes diagenesis.

Key words: Provenance, petrology, diagenesis, sedimentology, Utrillas facies, Ateca horst, Northcastilian Plateau.

Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992): Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta norcastellana. *Rev. Soc. Geol. España*, 5.

Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992). Provenance and diagenetic model of the Utrillas facies sandstones in the Iberian Range (Ateca Horst) and northcastilian Plateau. *Rev. Soc. Geol. España*, 5.

1. INTRODUCCION

Los materiales terrígenos del techo del Cretácico inferior, en su mayoría del Albiense, en la Cordillera Ibérica clásicamente se han denominado como "facies Utrillas".

Durante la realización de doce hojas del mapa geológico de España, 1:50.000 (MAGNA), correspondientes al sector de la Cordillera Ibérica Noroccidental (Fig.1) comprendido entre los paralelos de Soria y Alhama de Aragón y los meridianos de Ateca y Burgo de Osma, se recogieron muestras de areniscas y lutitas de las facies Utrillas, con el fin de llevar a cabo un estudio conjunto de sedimentología, procedencia y diagénesis. Se pretende conocer no sólo la mineralogía, sino también obtener información sobre las áreas fuentes suministradoras de estas arenas, cuya cuenca de sedimentación se desarrolla de la zona Cantábrica hacia Levante, rellenando cubetas originadas en una fase tectónica distensiva.

Los afloramientos de facies Utrillas existentes en el área abarcada por el alto sedimentario de Ateca (Fig.1), ocupan dos franjas paralelas orientadas de NW a SE. La más occidental es la del sector de Almazán (8 series estudiadas) y la más oriental es la del sector de Soria-Alhama

(13 series estudiadas). Finalmente, en una posición intermedia entre ambas franjas existe una única serie que queda ubicada en la hoja de Arcos de Jalón.

En este trabajo se ha adoptado esta nomenclatura clásica con la finalidad de huir de la prolífica nomenclatura litoestratigráfica existente en la bibliografía, que, aunque mucho más precisa, por su complejidad no es siempre funcional.

2. METODOLOGIA

A partir de 107 muestras (91 de areniscas y 16 de lutitas), se han realizado láminas delgadas previa tinción con cobaltinitrito sódico para reconocer los feldespatos-K y, sobreimpuesta a la misma, la tinción de Evamy para diferenciar calcita de dolomita. Además, parte de las muestras tuvieron que ser impregnadas con resina Epoxy debido a su carácter deleznable y arcilloso. Posteriormente, se realizaron análisis modales según el método de contaje de puntos de Chayes (1956). Al menos 300 puntos por lámina fueron contados. Para la representación de la composición se eligieron los polos: cuarzo = Q; feldespatos = F

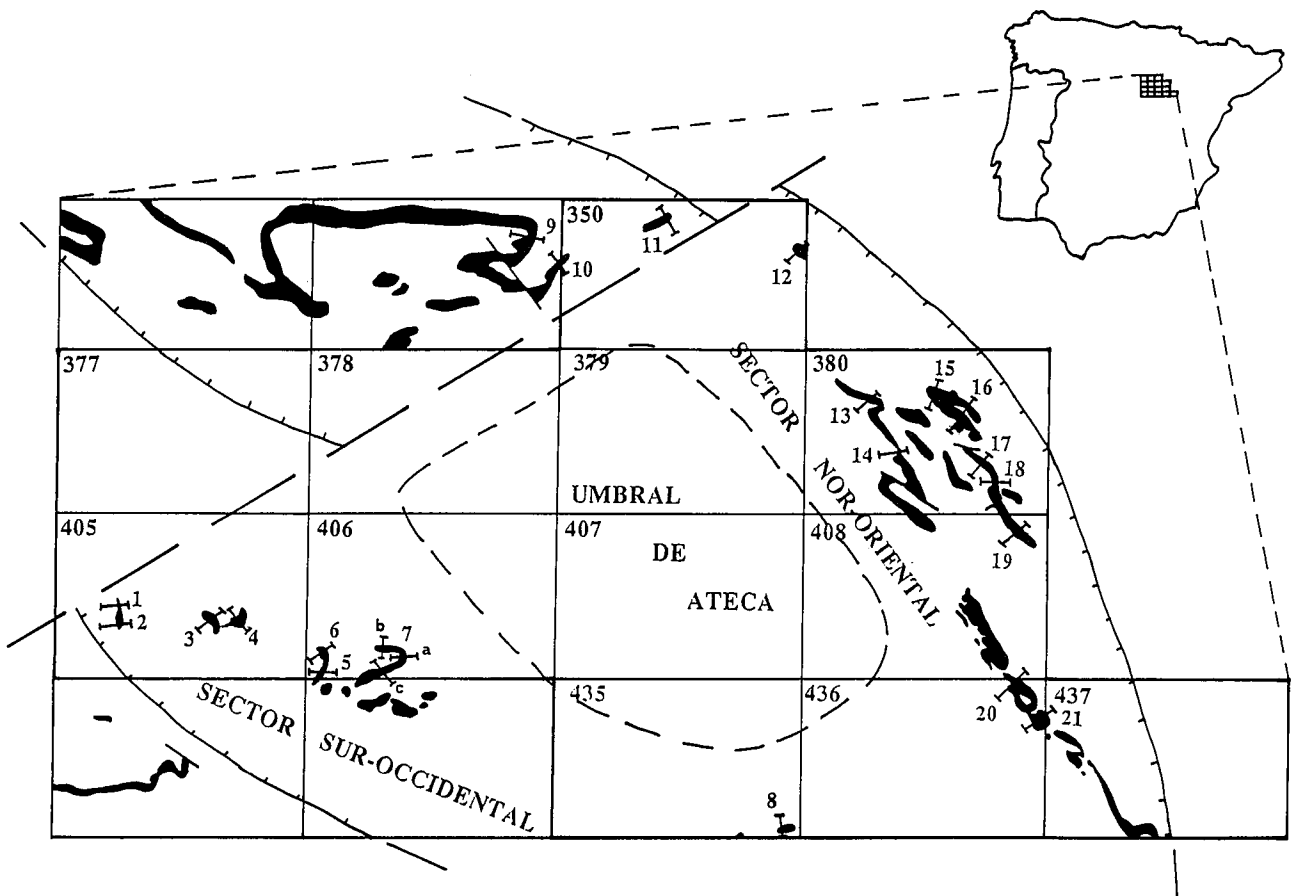


Fig.1.-Mapa de afloramientos de las facies Utrillas en el que se indica la posición probable de las fallas principales de los semigrabens en los que se depositaron. La cuadrícula y numeración corresponde al área representada por las hojas 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional. Las series estratigráficas realizadas son: 1.- Hoz de Abajo; 2.- Hoz de Arriba; 3.- Modamio; 4.- Sauquillo de Paredes; 5.- Arenillas I; 6.- Arenillas II; 7.- Riba de Escalote a, b y c; 8.- Barranco de los Pilonos; 9.- Picofrentes; 10.- Valdelharina; 11.- Majada de la Sierra; 12.- La Pica; 13.- Sauquillo del Alcázar; 14.- La Quiñonería; 15.- Torrelapaja I; 16.- Torrelapaja II; 17.- Bijuesca; 18.- Barranco de Valdelagua; 19.- Torrijo de La Cañada; 20.- Ermita de Santa Quiteria; 21.- Alhama de Aragón.

Fig. 1.-Location map of the outcrops of the "Utrillas" facies showing the probable position of main faults of the semigraben type basins. Grid and numbers correspond with 1:50000 Geological Sheets. The stratigraphic columns studied are the mentioned above.

y fragmentos de roca = FR, según el triángulo de composición de Pettijohn *et al.* (1972). Asimismo, se cuantificaron y representaron los parámetros Q_r (cuarzo con extinción recta), Q_o (cuarzo con extinción ondulante), $Q_{p2,3}$ (cuarzo policristalino con 2-3 cristales) y $Q_{p>3}$ (cuarzo policristalino con más de tres cristales) en el diagrama de Basu *et al.* (1975), y Q_m (cuarzo monocristalino), Q_t (cuarzo total), F (feldespatos) y L_r (fragmentos de roca) en los triángulos de Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985). Todo ello con el fin de determinar la procedencia, al menos por dos métodos apropiados a la composición mineralógica de las areniscas.

Para el estudio de la procedencia se eligieron las areniscas cuyo valor modal estaba comprendido entre los intervalos granulométricos de 0,25 y 1 mm (grano medio y grueso), que son, por otro lado, los dominantes en las serie estudiadas.

Para determinar mejor las características diagenéticas y sus posibles relaciones con procesos edáficos o de enterramiento, realizamos un estudio al microscopio electrónico de barrido (M.E.B.), sobre veinte muestras elegidas por sus especiales características de cementos, procesos de alteración de feldespatos y/o micas, tipos de matriz arcillosa, etc.

Finalmente, cuatro muestras con visibles impregnaciones de hidrocarburos fueron analizadas mediante pirólisis de Rock Eval, a fin de conocer el tipo de materia orgánica presente y su grado de madurez.

3. EL UMBRAL DE ATECA

La reducción del espesor de los materiales de facies Utrillas en relación con las áreas circundantes ha permitido individualizar el "Umbral o alto sedimentario de Ateca".

ca". Se ha calificado de umbral sedimentario sin entrar en discusiones sobre cuál es la verdadera incidencia de la relación erosión/sedimentación sobre dicha zona. Probablemente representa una continuidad en el Cretácico del umbral sedimentario triásico con idéntica denominación (Garrido y Villena, 1975; Marfil y Gómez-Gras, 1990).

La cuenca en este sector, durante la sedimentación de las facies Utrillas, está dividida en dos subcuencas (sector nor-oriental y sector sur-occidental), separadas por una zona intermedia sin sedimentación, que constituye el Umbral de Ateca.

La distribución de los afloramientos sugiere que estas dos subcuencas son consecuencia de dos líneas estructurales de dirección aproximada NW-SE, probablemente heredadas del Triásico, constituidas por fallas curvas tanto en planta como en sección (y no rectilíneas como indica Salomon, 1982), con longitudes del orden de los 100 km, que condiciona la formación de cuencas distensivas con morfoestructura de semigraben (Fig.2). El corte mostrado por el conjunto de los afloramientos, no obstante, no se alinea paralelamente a los ejes de las subcuencas, lo que dificulta el analizar detalladamente su evolución.

El Umbral de Ateca (Aguilar, 1975) correspondería a un alto sedimentario situado entre dos semigrabens. Estos semigrabens por su extremo más septentrional acabarían de forma relativamente rápida en las inmediaciones de Soria. En esta dirección los espesores aumentan bruscamente coincidiendo con el desarrollo de una cubeta sedimentaria. Esta cubeta se ha originado a favor de una zona de fracturas sinsedimentarias de dirección NE-SW (Rincón *et al.*, 1982; Floquet, 1987; Clemente y Alonso, 1990) que corta al sistema principal (de dirección aproximada NW-SE). Por su extremo más meridional, este alto se atenuaría como tal de forma progresiva hasta llegar a desaparecer, dando lugar a una única cuenca de sedimentación.

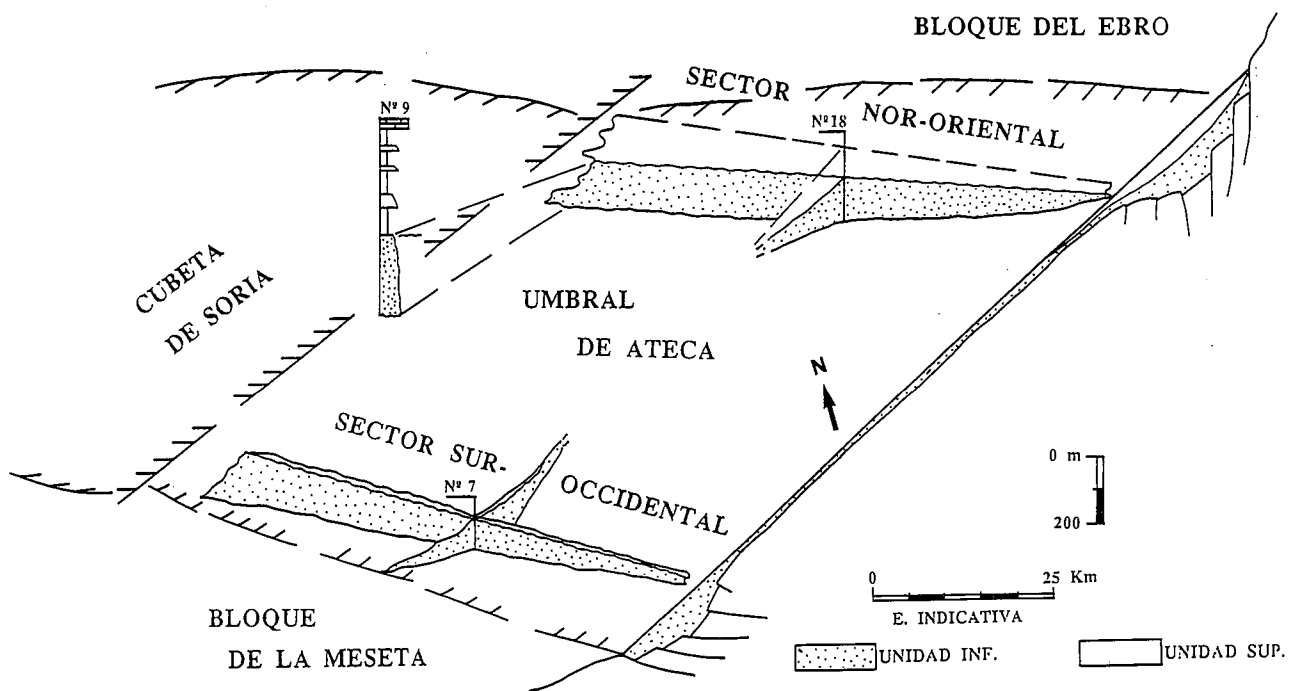


Fig. 2.—Esquema estructural de las cuencas donde se sedimentaron las facies Utrillas en los alrededores del Umbral de Ateca.

Fig. 2.—Structural sketch of Ateca horst area, showing "Utrillas" facies bearing basins.

Esta cuenca se desarrollaría en dirección SE, hacia donde paulatinamente se iría desplazando el depocentro de la misma, al unísono que los sedimentos van presentando características marinas.

Los límites oriental y occidental de estas subcuencas se conocen respectivamente como Bloque del Ebro y Bloque de la Meseta. Representan dos zonas de erosión en relación directa con las fallas que dieron lugar a los semi-grabens, creadoras por otro lado del espacio donde se albergan los sedimentos, que actúan como suministradoras de aportes hacia el interior de las cuencas.

4. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

4.1. Edad

La edad de las facies Utrillas en las áreas marginales del Umbral de Ateca puede acotarse tan solo por el techo. Hacia la parte alta, las facies fluviales van pasando progresivamente a marinas (Fm. Sta. María de las Hoyas, unidad litoestratigráfica de transición entre las facies Utrillas típicas y las marinas de la base del Cretácico superior ibérico). Los primeros materiales marinos, clásicamente datados con exactitud, corresponden al Cenomaniense. La base de la unidad, por el contrario, descansa indistintamente sobre materiales del Triásico, Jurásico o Cretácico inferior en facies Weald.

Estos materiales hacia el SE (Valencia) y hacia el NW (País Vasco) pasan a facies netamente marinas, cuya edad es Albiense en sentido amplio (Canerot, 1982).

4.2. Litología

Las facies Utrillas en el área estudiada están constituidas por arenas cuarzo-feldespáticas más o menos cementadas por carbonatos y lutitas. Localmente, presentan abundantes costras ferruginosas.

Las facies Utrillas, en su conjunto, pueden dividirse en dos unidades litológicas: una conglomerático-areniscosa inferior, cuyo espesor medio oscila alrededor de los 140 m (aunque puede llegar a alcanzar un máximo de 200 m) y una lutítico-areniscosa superior de potencia muy variable (0-350 m), cuya potencia media no supera los 100 m (Fig.2).

La unidad inferior está formada por grandes cuerpos canaliformes (del orden de una veintena de metros) de areniscas groseras y microconglomeráticas, separados por delgados niveles lutíticos. Estos cuerpos areniscosos están formados por ciclos estrato y gradodecrecientes, en su mayoría truncados y/o incompletos, que representan en el tiempo sucesivas etapas de sedimentación separadas por intervalos con o sin erosión. Cada ciclo completo está formado por: a) cantos cuarcíticos y/o pelíticos y, localmente, restos limonitizados de troncos vegetales, que constituyen un depósito residual; b) una o varias barras arenosas caracterizadas por un grupo de láminas cruzadas planares a gran o a mediana escala y limitadas por superficies onduladas, a veces tapizadas de cantos cuarcíticos; y c) un intervalo con una granulometría algo menor (arena gruesa

a media) y estratificación cruzada en surco, separado de los intervalos a y b por una superficie fuertemente erosiva. Las superficies de estos ciclos, que raras veces se presentan completos, se encuentran frecuentemente bioturbadas por raíces (rizocrecciones) limonitizadas. Esta unidad, en conjunto, se ha interpretado como formada por facies típicas de relleno de canales de tipo trenzado.

En el corte del S de la Hoja de Arcos de Jalón (Nº 435), los 10 m inferiores de la serie, correspondientes a la base de esta unidad inferior, presentan abundante fauna reelaborada, predominantemente de braquiópodos, procedentes de la erosión de su yacente (Liásico).

La formación lutítico-areniscosa superior yace en discordancia sobre la unidad infrayacente (Meléndez y Vilas, 1980; Alonso y Más, 1988; Clemente y Alonso, 1988). Está constituida fundamentalmente por niveles areniscosos canalizados intercalados en una masa pelítica dominante. Esta unidad se ha desarrollado primordialmente en la subcuenca del sector nor-oriental y en la cubeta de Soria, mientras que en el sector sur-occidental prácticamente no existe.

Los paleocanales están formados por arenas gruesas a finas y con un espesor por término medio de unos 4,5 m. Algunos de ellos están constituidos por un solo ciclo estrato y granodecreciente y presentan líneas de estratificación que recuerdan a las líneas de acreción lateral de las barras de meandro. Cada uno de estos ciclos está formado por: un conglomerado residual en la base, areniscas con estratificación cruzada planar a mediana escala y, en el techo con estratificación en surco. No obstante, por lo general, el relleno de cada canal es complejo, compuesto por un determinado número de ciclos granodecrecientes. Este hecho puede interpretarse como la amalgama de barras de meandro debido a un cambio en el ritmo de subsidencia. En el área de Soria, estos paleocanales se encuentran frecuentemente impregnados de asfalto, lo que les confiere una coloración de marrón a gris oscura.

El techo de los canales presenta señales de edafización. Existen ferruginizaciones importantes con *burrows* limonitizados en posición vertical, atribuibles a rizocrecciones. Estas superficies de edafización representan parámetros más o menos importantes en la sedimentación.

Las lutitas poseen diversas coloraciones, dominando los tonos grises teñidos superficialmente por los óxidos de hierro. Presentan esporádicas intercalaciones de delgados estratos de areniscas de granulometría fina, que son junto a las lutitas, producto del desbordamiento de los canales cuando eran activos.

En conjunto pues, la unidad superior debe considerarse sedimentada en un medio fluvial, con gran probabilidad, de tipo meandriformes. Esta interpretación explicaría, además, el que esta formación lutítico-areniscosa se haya desarrollado tan solo en el sector nor-oriental, por donde se efectuaba el drenaje principal de la cuenca (de NW a SE), mientras que en el sector sur-occidental, debido a que el semigraben tuvo un menor desarrollo, los aportes fueron siempre de carácter local y procedentes de los márgenes del mismo.

El contacto con los depósitos marinos suprayacentes es transicional en el sector nor-oriental y, en el sector sur-occidental, es neto y erosivo.

4.3. Evolución

La evolución en el tiempo de los materiales de facies Utrillas puede interpretarse como debida a dos causas diferentes: a la tectónica y al eustatismo. Además, cabe una tercera posibilidad y es que haya sido condicionada por ambas causas a la vez.

La sedimentación de la unidad inferior es consecuencia del momento en que las cuencas de tipo semigraben se constituyen, debido al nacimiento de nuevos relieves capaces de proporcionar materiales y a la creación de un espacio donde acumular los sedimentos. En estas circunstancias, la red aluvial es joven y se caracteriza por un transporte/sedimentación rápido (Floquet, 1991) a partir de los márgenes del semigraben.

La unidad superior, lutítica con cuerpos areniscosos canaliformes intercalados, se ha depositado en un medio fluvial mucho más maduro. Correspondería a la fase final de colmatación de la cuenca con un relieve mínimo, producto de la inactividad tectónica. Como consecuencia de ello se originó una etapa de senectud de la red fluvial. El tiempo registrado en esta unidad, al contrario que en la inferior, es bastante mayor, debido a una sedimentación mucho más lenta y con frecuentes paros en los que prevalecería la erosión o en los que se originarían procesos eólicos.

Esta serie, además, podría interpretarse partiendo de un momento en que el nivel de base de la red de drenaje es alto, como producto de una bajada de este nivel de base (nivel del mar), que traería como consecuencia el rejuvenecimiento de la red fluvial, momento en que se sedimentaría el tramo inferior de la serie (Floquet, 1991). Posteriormente, en un momento de subida general del nivel de base de la red fluvial, con su consecuente envejecimiento, se depositaría la unidad superior. Esta última subida sería la causante de la transgresión del Cretácico superior.

5. PETROLOGIA

5.1. Composición del esqueleto

Dominan los altos porcentajes de cuarzo (hasta 84%), sobre todo de tipo policristalino con más de tres cristales (Tabla 1), siendo prácticamente inexistentes los policristalinos de 2-3 individuos. Le siguen en abundancia los monocristalinos con extinción recta, siendo muy poco representativos los cuarzos monocristalinos con extinción ondulante.

Con respecto a los otros componentes, dominan los feldespatos-K, con valores máximos del 29%, si bien los valores medios no llegan al 25%, límite de las arcosas (Tabla 2). Algunos de estos feldespatos forman parte de fragmentos de roca plutónica, pero en todas las áreas de muestreo domina la ortosa individualizada. La microclina es más visible en la zona suroccidental que en el resto de los afloramientos de la Cordillera Ibérica.

La plagioclasa es muy escasa y suele mostrarse como fragmento de roca plutónica o subvolcánica, muy alterada y sólo en el sector suroccidental.

Los fragmentos de roca (FR), subordinados siempre a los feldespatos, alcanzan valores máximos de 12%. Sólo son representativos los metamórficos, presentes en casi todas las muestras, pero con valores muy bajos (1-3%). Les siguen los FR sedimentarios, formados por areniscas y alguna lutita aleurítica. Son escasos en las áreas del noroeste, desapareciendo en las columnas 18, 19, 20 y 21 (Fig.1). Los FR volcánicos son muy escasos (menos del 1%), o no existen en ambos sectores. En general, son más abundantes los FR en el sector suroccidental que en las columnas próximas al Umbral de Ateca.

De las representaciones triangulares de estos componentes (Fig. 3) se deduce que se trata de areniscas feldespáticas, generalmente subarcosas, con menor proporción

SECTOR SUR OCCIDENTAL				SECTOR NOR - ORIENTAL 1				SECTOR NOR - ORIENTAL 2						
LAMINAS	Qp>25%>3	cris	Qo	Qr	LAMINAS	Qp>25%>3	cris	Qo	Qr	LAMINAS	Qp>25%>3	cris	Qo	Qr
D-241	46,5	5,8	47,7		D-326	66,3	1,2	32,5		D-306	47,6	2,4	50	
D-242	44,4	2,5	53,1		D-320	63,5	1,2	35,3		D-308	68,3	0	31,7	
D-243	46,2	3,8	50		D-321	78,8	2,5	18,8		D-309	51,3	0	48,7	
D-244	52,3	1,1	46,6		D-322	65,8	1,4	32,9		D-311	43,6	0	56,4	
D-245	46,3	5	48,8		D-323	70,3	1,4	28,4		D-312	47,9	2,7	49,3	
D-246	37,2	8,1	54,7		D-324	56,7	1,5	41,8		D-292	47,6	4,8	47,6	
D-247	37,6	1,2	61,2		D-276	58,0	6,2	35,8		D-294	61	1,3	37,7	
D-249	42,3	1,3	56,4		D-278	50,0	1,2	48,8		D-295	61,7	1,2	37	
D-250	52,5	7,5	40		D-280	62,8	2,3	34,9		D-297	35,9	2,6	61,5	
D-251	43	10,1	46,8		D-281	60,3	0,0	39,7		D-316	41,6	1,3	57,1	
D-252	58	1,1	40,9		D-282	51,3	2,6	46,2		D-317	46,3	1,3	52,5	
D-253	77,1	6	16,9		D-283	56,3	1,1	42,5						
D-232	30	5	65		D-285	45,5	1,3	53,2						
D-224	70,4	7,4	22,2		D-286	54,4	1,3	44,3						
D-225	32	2,7	65,3		D-287	64,0	1,3	34,7						
D-226A	25	2,4	72,6		D-299	49,4	1,3	49,4						
D-227	39	3,7	57,3		D-300	62,2	0,0	37,8						
D-230	37	6,2	56,8		D-303	55,8	0,0	44,2						
D-231	34,2	2,6	63,2		D-305	48,8	0,0	51,3						
D-289	55,6	1,2	43,2											
D-291	56	2,7	41,3											

Tabla 1.-Tipología de los granos de cuarzo según Basu *et al.* (1975), de las areniscas de facies Utrillas.

Table 1.-Quartz typology, after Basu *et al.* (1975) of the Utrillas facies sandstones.

SECTOR SUR OCCIDENTAL				SECTOR NOR - ORIENTAL 1				SECTOR NOR - ORIENTAL 2			
LAMINAS	Qm	F	Lt	LAMINAS	Qm	F	Lt	LAMINAS	Qm	F	Lt
D-241	40,5	13,1	46,4	D-326	23,3	16,5	60,2	D-306	43,4	0	56,6
D-242	38,1	22,9	39	D-320	32,2	0	67,8	D-308	24,6	11,8	63,6
D-243	37	14,3	48,7	D-321	15,2	15,7	69,1	D-309	29,1	24,4	46,5
D-244	34,3	24,5	41,2	D-322	21,3	19,7	59,1	D-311	37	18,7	44,3
D-245	47,2	0	52,8	D-323	19,4	23,6	57	D-312	38,6	0	61,4
D-246	55,3	0	44,7	D-324	21,6	27,2	51,1	D-292	42,9	1	56,1
D-247	53,4	0	46,6	D-276	32,4	3,8	63,7	D-294	21	30,1	48,9
D-249	41,9	21,3	36,8	D-278	33,6	20,6	45,8	D-295	21,4	31,2	47,5
D-250	30,6	28,8	40,6	D-280	27,9	13,5	58,7	D-297	34,5	30,2	35,3
D-251	29,5	37,5	33	D-281	22,4	26,6	51	D-316	31,4	28,2	40,5
D-252	32,1	16,3	51,6	D-282	28,3	27,5	44,2	D-317	29,7	31,5	38,8
D-253	19,2	8,8	72	D-283	31	18,8	50,2				
D-232	49,7	15,4	35	D-285	35,7	14,3	50				
D-224	21,5	28,3	50,2	D-286	27	26,4	46,6				
D-225	47,1	10,7	42,2	D-287	18,9	33,1	47,9				
D-226A	46,3	27,6	26,1	D-299	31,2	21,1	47,7				
D-227	35,1	28,9	36	D-300	25,1	18,4	56,6				
D-230	37,1	27,5	35,3	D-303	33,7	11,1	55,2				
D-231	33	33	33,9	D-305	25,5	38,6	35,9				
D-289	24,5	33,4	42,1								
D-291	23,3	34,1	42,6								

Tabla 2.-Componentes Q_m F L_i de las areniscas de facies Utrillas.Table 2.-Q_m F L_i components of the Utrillas facies sandstones.

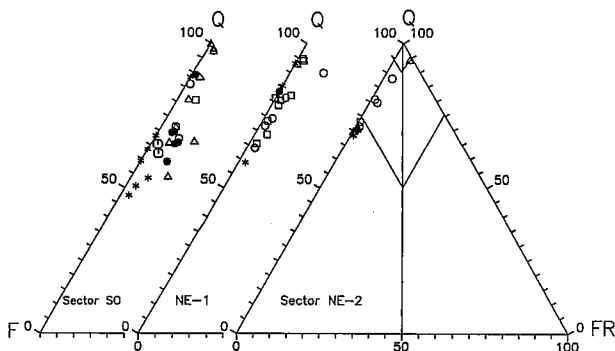
de arcosas y en casos esporádicos (columna 2, de la Hoja de Berlanga de Duero), cuarzoarenitas.

La cantidad de feldespato-K aumenta en las columnas de muro a techo de una manera clara, salvo en el sector suroccidental.

Otros componentes cuantificados son las micas, con valores no superiores al 3%. En la serie 9 de Picofrentes, excepcionalmente, las micas alcanzan el 5% de la composición global. La moscovita, domina en todas las columnas, siendo la biotita y la clorita prácticamente inexistentes.

Los minerales pesados, siempre en proporciones menores del 1%, son: turmalina, circón, rutilo-anatasa, andalucita, augita y granate. El *chert* también es un componente raro en todas las series.

Como componentes intracuencales, en la unidad superior de la serie 9, hemos encontrado microfósiles (foraminíferos), pellets micríticos y fragmentos micríticos que pueden ser gasterópodos micritizados.

Fig. 3.-Diagramas Q-F-FR de composición de las areniscas de facies Utrillas, según Pettijohn *et al.* (1972).Fig. 3.-Q-F-RF compositional diagrams of the Utrillas facies sandstones, after Pettijohn *et al.* (1972).

5.2. Matriz

La caolinita es el componente dominante, con valores de hasta 17%, pero muy variable en las series. Otras veces, cuando se suma con la ilita, por aparecer intermezcladas, pueden alcanzar porcentajes de hasta 36%. La caolinita muestra tres tipos de relaciones textura-mineralogía: a) como epimatriz, pseudomorfizando feldespatos (Fig. 4A); b) como *pore filling* de grandes vermículos de 20-30 μ de diámetro (Fig. 4B) y c) reemplazando moscovitas, con tamaños de vermículos aún superiores (30-60 μ) (Fig. 4B).

La ilita, casi siempre reemplaza parcial o totalmente a la epimatriz de caolinita y en algunas muestras hemos podido cuantificar hasta un 14% de este mineral de arcilla (Fig. 4C). En este caso, parece que o bien pseudomorfiza plagioclasas y al microscopio electrónico de barrido tiene el aspecto de un interstratificado de tipo I-E, o procede de la desagregación mecánica de FR metamórficos de bajo y medio grado (pseudomatriz).

En algunas series de la zona nororiental es frecuente la presencia de *clay-coats* de esmectita e interstratificados I-E. (Fig. 4E), pero éstos no han sido cuantificados, debido a su escasa representatividad.

Como componente de la matriz de estas areniscas hemos considerado también a una mezcla de cuarzo criptomicrocristalino muy anguloso (Fig. 4F) con caolinita semi-isótropa, sólo detectable al microscopio electrónico de barrido, y algo de sílice opalina. Esta mezcla, la hemos denominado matriz edáfica o silcreta del tipo-M, en el sentido de Summerfield (1983). Ahora bien, parte de las areniscas que presentan esta matriz, pasan insensiblemente a ser silcretas con fábrica de tipo-F, según el mismo autor. Los valores de esta matriz suelen ser en algunas muestras bastante elevados, hasta 33% (Serie 7), lo que convertiría a la muestra en un verdadero nivel de silcreta con fábrica tipo-F.

El conjunto de todos estos tipos de matriz colabora a que, en ocasiones, las muestras sean *arkosic-wackes* (Pettijohn *et al.*, 1972).

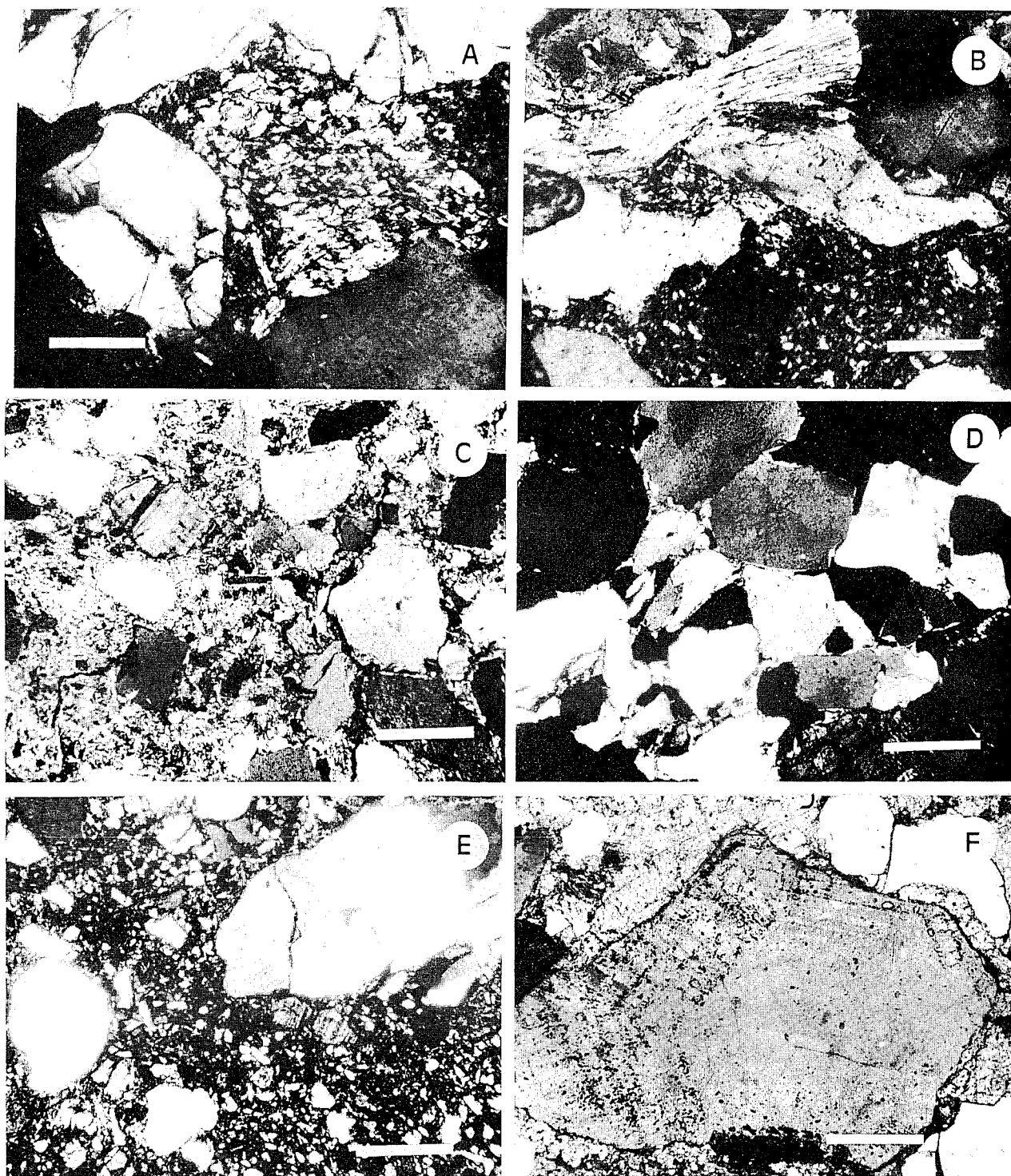


Fig. 4.-A) Reemplazamiento de un grano de feldespato por illita-kaolinita (epimatriz) N.C., escala= 0,5 mm. B) Moscovita reemplazada por kaolinita y *pore-filling* de kaolinita. N.C., escala= 0,5 mm. C) Arenisca arcósica con matriz illítica dominante, como resultado de la desagregación de los fragmentos de roca metamórficos esquistosos (pseudomatriz). N.C., escala= 0,5 mm. D) *Clay coats* de interestratificado illita-esmectita, originados por infiltración de arcilla. N.C., Escala= 0,5 mm. E) Matriz de silcreta formada por microcuarzo y caolinita en una arcosa parcialmente edafizada. N.C. Escala= 0,2 mm. F) Grano de cuarzo detrítico subidiomorfo rodeado de un cemento poiquilotópico de anhidrita. N.C., Escala= 0,5 mm.

Fig. 4.-A) Replacement of a feldspar grain by illite-kaolinite (epimatriz) C.N., scale= 0.5 mm. B) Muscovite replaced by kaolinite and pore filling of kaolinite. C.N., scale= 0.5 mm. C) Arkosic sandstone with dominant illite matrix resulting of disaggregation of schistose metamorphic fragments (pseudomatriz). C.N., scale= 0.5 mm. D) Clay coats of mixed-layer illite-smectite, originated by infiltration of clay. C.N., scale= 0.5 mm. E) Silcrete matrix composed of microquartz and kaolinite in a partially edaphiced arkose. C.N., scale= 0.2 mm. F) Subidiomorphic detrital quartz grain, surrounded by a poikilotopic cement of anhydrite. C.N., scale= 0.5 mm.

Respecto a las localizaciones de los distintos tipos de matriz parece que la *ilita* es más abundante en el sector suroccidental, al igual que lo eran los FR metamórficos. Por lo que se refiere a la *caolinita* es claramente muy abundante en las series 15 y 20 del sector del Umbral de Ateca, pero los datos son menos claros para el resto de las columnas del sector.

5.3. Cementos y/o reemplazamientos

Se han cuantificado: calcita y dolomita, anhidrita, baritina, óxidos de Fe, cuarzo y feldespato-K, pero los únicos realmente importantes son la calcita y dolomita en el sector nororiental. La anhidrita y la baritina se asocian y crecen con el contenido en carbonatos, pero sus valores son muy bajos (máximos 2-3%).

Las texturas de la calcita y dolomita son *poiquilóticas* o, más raramente, de mosaicos anhedrales. Ambas reemplazan a los componentes del esqueleto, dejando a los cuarzos con formas típicas en esquirlas debido a la corrosión. También son frecuentes los fantasmas de feldespato-K reemplazados por carbonatos. La anhidrita es reemplazada por calcita y/o dolomita y cuando este cemento de anhidrita está presente es muy abundante la materia orgánica y la piritita. La baritina se presenta como parches irregulares, junto con la anhidrita-dolomita y calcita, con cuyas fases parece coexistir.

Todos estos cementos reemplazan también a la *caolinita* como epimatriz, como *pore filling* y como reemplazamiento de *moscovita* y denotan una etapa bastante temprana de formación en la *diagénesis*, corroborada por el dato de *minus-cement-porosity* de Füchtbauer (1974).

Los cementos de cuarzo y feldespato-K son de tipo *sintaxial* y, aunque no son abundantes, sobre todo el de cuarzo, ambos se detectan muy bien al microscopio electrónico de barrido. El cemento de feldespato-K no parece ser más abundante en las areniscas con cementos carbonáticos, como sus condiciones geoquímicas de formación sugerirían. Ambos cementos son bastante tempranos, precediendo el de feldespato al de calcita, por observarse el crecimiento secundario reemplazado por ésta.

El cemento ferruginoso es muy escaso, salvo en los niveles afectados por procesos edáficos, donde puede ser el único cemento presente, con valores muy altos ($\approx 25\%$). Son raros los *coatings* ferruginosos y, más bien, el óxido de Fe se presenta como relleno masivo de poros o como parches dispersos por la alteración de algún componente ferromagnésico del esqueleto.

Otro cemento, localizado sólo en la serie 9 de Pico-frentes, es una materia orgánica amorfa que se distribuye como *coatings* negros sobre los granos de cuarzo y feldespato, rellenando fisuras, líneas de exfoliación de feldespatos y micas, o bien, impregnando los *pore fillings* de *caolinita* (Fig. 4B) y siempre asociada a grandes cantidades de piritita.

5.4. Caracteres texturales de las areniscas

El valor modal dominante oscila entre 0,25-0,50 mm (arenas de grano medio). Debido a la poca diferenciación

en tamaños de las muestras se ha determinado también el intervalo intermedio entre estos valores. Según los datos obtenidos, el valor modal dominante estaría comprendido entre 0,25-0,35 mm.

Respecto a la selección, aunque presenta valores muy variables a lo largo de los dos sectores, parece que en el área suroccidental la tendencia más generalizada es a ser de moderada a buena. En la zona del Umbral de Ateca, sobre todo en las series situadas más al Sur dentro de este sector (columnas 19, 20 y 21), las areniscas són entre moderadas y pobremente seleccionadas.

Los valores observados para la redondez, según la escala de Powers, (1953), indican un dominio de granos subangulosos seguidos de subredondeados. En el sector suroccidental, la tendencia más generalizada es a subredondeados seguidos de redondeados. En la zona noroccidental, por el contrario, el dominio es de granos subangulosos seguidos de los angulosos.

Se han cuantificado también los tipos de contacto entre los granos, (Pettijohn *et al.*, 1972), dominando los contactos puntuales seguidos de los largos. Existe un mínimo de contactos cóncavo-convexos en el total de las muestras estudiadas. El tipo de contacto largo se hace igual al puntual en las series situadas en la Hoja de Borobia. Sólo en este área existen indicios de compactación química, lo que podría ser debido a una mayor carga gravitacional de sedimentos.

Con los datos obtenidos podemos clasificar a estas areniscas texturalmente como submaduras en el sentido de Folk (1965).

6. PROCEDENCIA

Los afloramientos de las areniscas feldespáticas de las facies Utrillas se encuentran en un sector donde las posibilidades de áreas fuentes son muy diversas. Las direcciones de corrientes medidas en el sector nororiental vendrían del Macizo del Ebro, si bien, hacia las zonas más al Sur existen direcciones SW-NE y algunas incluso del E.

En el sector definido por nosotros como suroccidental, las direcciones apuntan SW-NE en todos los casos, o sea, del Bloque de la Meseta. Esta dispersión de paleocorrientes, concordaría con lo típico que ocurre en los medios sedimentarios de abanicos aluviales, en que se depositaron las areniscas de facies Utrillas.

Los datos de la Tabla 1, representados en el diagrama de Basu *et al.* (1975), para el sector suroccidental (Fig. 5), reflejan una procedencia a partir de rocas metamórficas de medio y alto grado, con alguna influencia de zonas de bajo grado así como mezcla de ambos tipos metamórficos. En realidad, todas las muestras se aglutinan en el borde Q_1 , $Q_{p>3}$ del triángulo inferior, lo que denota su pobreza en cuarzos monocristalinos con extinción ondulante.

En el sector nororiental, más al Norte de la cuenca (Fig. 5), las muestras quedan más concentradas en el límite entre los campos de metamorfismo de alto-medio y de bajo grado, e incluso, sobre la línea Q_1 - $Q_{p>3}$.

Por último, en las columnas situadas dentro del sector nororiental, pero más al sur de las anteriores (Fig. 5) (Series: 19, 20, 21 y 8), las muestras indican una procedencia de rocas metamórficas de medio y alto grado, con algunas muestras que indican metamorfismo de bajo grado.

Si comparamos el diagrama de conjunto (Fig. 5) de todas las areniscas con el obtenido por Tortosa *et al.* (1991), a partir de un chequeo realizado sobre el método de Basu *et al.* (1975) para arenas recientes, vemos que, efectivamente, las arenas de las facies Utrillas quedan proyectadas predominantemente en el área de procedencia a partir de esquistos y metapizarras y en un campo intermedio entre éste y áreas formadas por gneises y granitos. Atendiendo a estos resultados, no hay influencia de gneises de ningún grado de metamorfismo. Lo mismo ocurre para las arenas graníticas derivadas del Macizo del Guadarrama, según estos autores. Ninguna de nuestras areniscas parece tener por tanto influencia de dicho Macizo.

No obstante, en todas las columnas estudiadas parece observarse, según el diagrama de Basu *et al.* (1975), una parte de influencia de rocas metamórficas de medio y alto grado, por lo que, pensamos que las arenas de las facies Utrillas proyectadas reflejarían la suma de la influencia de la mezcla de rocas metamórficas de alto-medio y bajo rango (gneises, esquistos y pizarras). También parece observarse una influencia de más alto grado de metamorfismo en las areniscas del sector suroccidental que en el resto de las zonas.

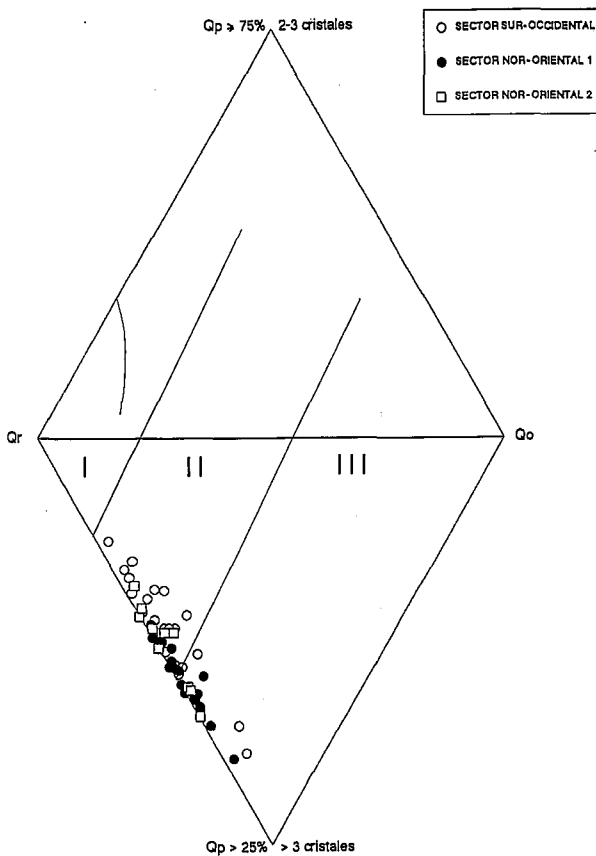


Fig. 5.—Diagrama de procedencia de las areniscas de facies Utrillas, deducido de la tipología de los cuarzos, según Basu *et al.* (1975)
 I. Cuarzos de tipo plutónico
 II. Cuarzos de alto y medio grado de metamorfismo
 III. Cuarzos de bajo grado de metamorfismo

Fig. 5.—Provenance diagram of the Utrillas facies sandstones deduced from quartz typologies, after Basu *et al.* (1975)
 I. Plutonic quartz
 II. Middle and upper rank metamorphic quartz
 III. Low rank metamorphic quartz

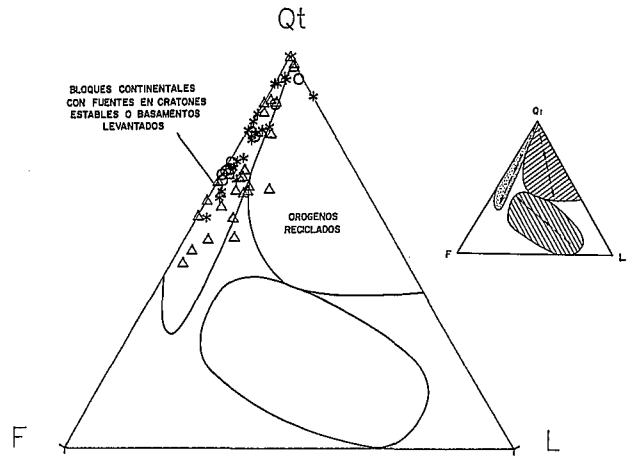


Fig. 6.—Diagrama Q, F, L de procedencia de las areniscas de facies Utrillas, según Dickinson y Suczek (1979)

- Δ Sector suroccidental
- * Sector nororiental - 1
- O Sector nororiental - 2

Fig. 6.—Q, F, L diagram of Utrillas facies sandstones provenance, after Dickinson and Suczek (1979)

- Δ South-Western sector
- * North-Eastern 1 - sector
- O North-Eastern 2 - sector

La representación de las muestras en el triángulo Q; F, L. de Dickinson y Suczek (1979), Tabla 2 y Fig. 6, revelan que, en conjunto, la mayor parte de las muestras se proyectan en el campo de bloques continentales con áreas fuentes en cratones estables o basamentos elevados. Otras muestras quedan situadas en el campo de orógenos reciclados, con predominio de materiales continentales. Hemos observado, proyectando las muestras de cada serie separadamente, que las de la Unidad Inferior proceden de orógenos reciclados y según ascendemos a la Unidad Superior la proyección en el triángulo cambia progresivamente al campo de los bloques continentales con fuente en cratones estables, para, más al techo de esta Unidad, proceder de basamentos elevados. Las excepciones son las series 9, 18 y 19 del sector nororiental, que sólo parecen proceder de cratones estables con tendencia a basamentos levantados.

La proyección en el diagrama triangular de Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985) Q_m-F-L, si la realizamos sumando los cuarzos policristalinos en el polo L_i (Fig. 7), las muestras se sitúan en campos con poca relación con la historia tectónica de estos materiales, lo que incide directamente en la cuestión que Mack (1981) se plantea en el uso de la composición de las areniscas como indicador de asentamiento tectónico (Dickinson y Suczek, 1979). Mack (1981) se refiere al problema de areniscas procedentes de áreas fuentes mixtas, sedimentarias y de metamorfismo de bajo grado y la dificultad de reconocerlas de otras, derivadas de otros tipos de orógenos. Al ser lo más común esta mezcla, como sucede en las facies Utrillas, es conveniente realizar varios tipos de diagramas y evaluarlos conjuntamente. Asimismo, para el estudio de procedencia es importante considerar los procesos de disolución y reemplazamiento de los feldespatos ya que la presencia de estos silicatos, en diversos estados de alteración, modifica

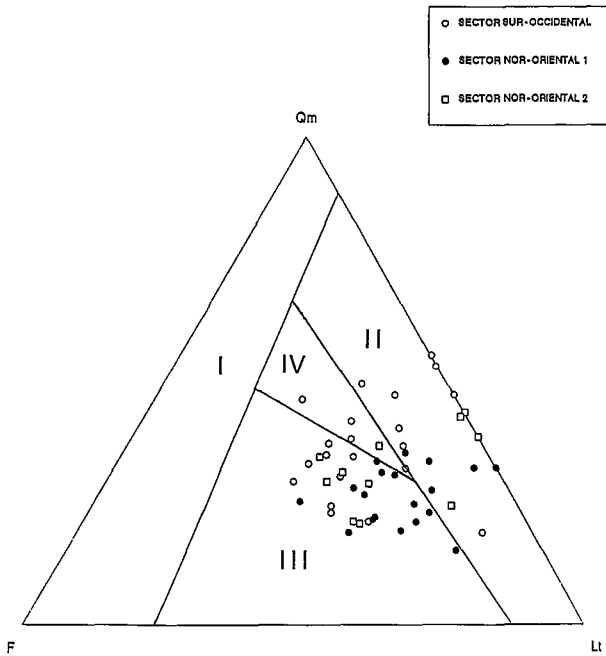


Fig. 7.—Diagrama $Q_m F L$, de procedencia de las areniscas de facies Utrillas, según Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985)
 I. Cratones estables a basamentos elevados
 II. Orógenos reciclados
 III. Arcos magmáticos
 IV. Areas fuentes mixtas

Fig. 7.— $Q_m F L$ diagram of Utrillas facies sandstones provenance, after Dickinson *et al.* (1983) and Dickinson (1985)
 I. Stable craton to basement uplift
 II. Recycled orogen
 III. Magmatic arcs
 IV. Mixed provenances

tanto la clasificación de las areniscas como sus áreas de procedencia (Wilson y Tillman, 1974; Helmold, 1985). En nuestro caso, no parece haber confusión entre feldespatos alterados y fragmentos metamórficos de bajo grado, debido a la escasez o ausencia de estos componentes. Ahora bien, es muy frecuente la matriz diagenética (*arkosic-wackes*) y también que las areniscas se enriquezcan en cuarzo, lo que indudablemente puede afectar a su procedencia.

Si observamos el diagrama de Dickinson y Suczek (1979) (Fig. 6) vemos que cuando disminuyen los feldespatos, podemos evolucionar en sentido contrario de las flechas del campo de los bloques continentales. Es decir, desde los basamentos elevados a los cratones estables, con lo cual el error que podemos cometer es el de asignar mayor estabilidad a las áreas fuentes de la que realmente tendrían.

Floquet (1991) contempla la posibilidad de que la causa de la acumulación de éstos depósitos detríticos de las facies Utrillas fuera, más que debida a bajadas eustáticas del nivel del mar, un resultado del rejuvenecimiento de los relieves, debido a movimientos tectónicos positivos, los cuales parece que fueron muy intensos a lo largo del Vraconiense.

En resumen, hemos deducido de todo lo anteriormente expuesto, que las áreas fuentes estarían constituídas

por unos cratones casi arrasados, formados por gneises, esquistos y pizarras que, progresivamente, sufrirían procesos de elevación y que, en los primeros momentos de depósito, en la Unidad Inferior, habría un aporte a base de rocas sedimentarias a partir de orógenos reciclados, perdiéndose esta influencia al depositarse la Unidad Superior. Los efectos tectónicos parece que serían mayores en el sector nororiental, en el umbral de Ateca, que en el Macizo de la Meseta.

7. CLIMA

El clima en que se produjo la erosión y sedimentación de las facies Utrillas en este área se puede deducir, a partir de los datos mineralógicos y texturales, utilizando los criterios de Suttner *et al.* (1981) y Suttner y Dutta (1986).

El grado de alteración de los feldespatos es variable, como ya hemos visto. La destrucción fundamentalmente de la plagioclasa hay que relacionarla con un clima húmedo, lo mismo que la alteración frecuente a caolinita de ambos feldespatos y de la moscovita. La presencia de granos de óxidos de Fe y Ti, muy frecuentes, podría interpretarse como una prueba de la existencia de hierro edafogénico (costras ferruginosas o corazas) en el área fuente, lo que tendría implicaciones paleoclimáticas. Actualmente, estas concentraciones de hierro aparecen preferentemente en climas subtropicales, en suelos de tipo ferralítico o fersialítico. Por otro lado, la presencia de silcretas de fábrica tipo-F (flotante) y en menor proporción M (con matriz dominante), con las características de los perfiles de meteorización (Summerfield, 1983), denotan haberse formado en niveles con alta actividad orgánica, pH ácido y pobre drenaje; asociándose con un régimen climático húmedo.

Floquet (1991), también asigna para estos sedimentos un clima generalmente cálido y húmedo, de tipo intertropical, indicando que en las zonas próximas al bloque de la Meseta (nuestro sector suroccidental) el clima sería más húmedo, incrementándose la aridez a medida que nos desplazamos hacia el Este (sector nororiental). Según estos datos, la mayor posibilidad de efectos de la tectónica en el Umbral de Ateca, que hemos deducido anteriormente, podría estar sobrevalorado por el climático, al conservarse mejor los feldespatos con un clima algo más árido. Este efecto ya había sido observado por Suttner y Dutta (1986) al comprobar como sedimentos aluviales, en idénticos asentamientos tectónicos y similares a los de las facies Utrillas, cambian, al igual que éstas, su posición en el gráfico de Dickinson y Suczek (1979), según el clima evoluciona de árido frío a semi-árido, sub-húmedo y húmedo.

8. PROCESOS DIAGENETICOS

8.1. Interpretación de los resultados

En este capítulo intentamos, a partir de la mineralogía autigénica encontrada, reconstruir la geoquímica de los fluidos intersticiales a lo largo de la diagénesis y, remontrándonos aún más en su historia, conocer algunas de las

características físico-químicas del ambiente de sedimentación.

Los procesos más generalizados que observamos son:

- Formación de una matriz de *chert* + caolinita (silcreta).
- Formación de caolinita, con ilita subordinada, como epimatriz y como *pore filling*.
- Reemplazamiento de moscovita por caolinita.
- Precipitación de cementos carbonáticos y otros asociados, como baritina y anhidrita.
- Formación de *clay coats* arcillosos.
- Precipitación de cementos sintaxiales de feldespato-k y cuarzo.
- Albitización de parte de los feldespatos, en algunos niveles del techo de las series del área suroccidental.

Todos estos procesos, según criterios texturales, se pueden agrupar en tres etapas (Tucker, 1988): 1) penecontemporánea, 2) eodiagenética y 3) mesodiagenética (Tabla 3).

1).-Las alteraciones primeras, relacionadas con el ambiente sedimentario y con procesos edáficos, tan comunes en el medio aluvial, serían la formación de la matriz de silcreta. También en esta etapa se formarían los *clay coats* arcillosos de esmectita que, progresivamente en la mesodiagenesis, evolucionarían a interstratificados ilita-esmectita al aumentar la presión y la temperatura, así como la salinidad y alcalinidad de los fluidos intersticiales. Los *clay-coats* serían producto de una infiltración de arcillas debido a la bioturbación (Kessler, 1978; Walker *et al.*, 1978; Matlack *et al.*, 1989).

2).-Como procesos eodiagenéticos, en aguas conectadas con el ambiente continental fluvial, tendríamos la epimatriz y *pore filling* de caolinita y la alteración de moscovita a caolinita.

En las arenas de la Unidad Superior, debido a la influencia de la transgresión marina del Cenomaniense, se

produciría la albitización del feldespato-K y de la plagioclasa. Asimismo, se formarían los cementos de calcita más tempranos.

3).-En la mesodiagenesis, con un enterramiento moderadamente profundo (hasta 1500-2000 m aproximadamente) e influencia de aguas connatas más alcalinas y salinas (Case, 1955), se formarían sobrecrecimientos de feldespato-k, seguidos de cementos sintaxiales de cuarzo. Posteriormente tendría lugar una cementación por anhidrita, dolomita y baritina que provoca a veces el reemplazamiento de los cementos anteriores.

La secuencia de procesos penecontemporáneos encontrada refleja que: En unos períodos (los más frecuentes) el clima sería templado y húmedo, dando gran cantidad de paleosuelos y matrices de tipo silcretas (Summerfield, 1983). Estos procesos edáficos, más o menos intensos, fueron seguidos, en un ambiente de aguas meteóricas, durante la eodiagenesis, por una nueva caolinitización de los feldespatos y micas, así como por la precipitación como *pore filling* de caolinita. Este mecanismo de caolinitización, modelo de flujo meteórico, ha sido recientemente estudiado por Bjorlykke *et al.* (1989) en relación con la modificación de la porosidad en areniscas, durante la evolución de las cuencas sedimentarias.

En otros períodos de la sedimentación de estas arenas (los menos importantes, pero si frecuentes), el clima sería algo más seco y seguiría siendo cálido, dando como resultado la mejor conservación del feldespato-K así como la formación de *clay coats* de esmectita que enrojecerían, parcialmente, los niveles depositados bajo este ambiente. En estas mismas condiciones se formarían los cementos de calcita, anteriores a todo tipo de compactación mecánica.

Finalmente en el ambiente de enterramiento, al comienzo de la mesodiagenesis, las aguas intersticiales se harían más alcalinas y salinas, ricas en iones K⁺, Na⁺, Ca⁺⁺, Ba⁺⁺, SO₄⁼, y SiO₂, lo que daría lugar a la precipitación de feldespato-K y cuarzo, seguido de los cementos/reemplazamientos de anhidrita, dolomita y baritina. Los tres últimos, en fases de mesodiagenesis semimadura (Schmidt y McDonald, 1979), y debidos probablemente al proceso de mezcla de aguas subterráneas (Runnells, 1969). El K⁺, Ca⁺⁺, y Ba⁺⁺, provendría de la disolución, en las áreas fuentes, de los feldespatos-K y plagioclasas. La sílice, de la caolinitización de los feldespatos según la reacción:



y del lavado de la matriz tipo silcreta, por las aguas intersticiales. El SO₄⁼ provendría, bien de la oxidación de las pirritas en las áreas fuentes metamórficas de bajo y medio grado del Paleozoico, donde son tan abundantes, o bien, en la unidad superior, de la introducción de aguas marinas.

8.2. Origen de la caolinita

El hecho más importante a destacar y que hemos podido observar en todas las series y muestras al microscopio electrónico de barrido es el reemplazamiento de moscovita por caolinita (Fig. 8A). Numerosos autores han estudiado recientemente este proceso y las reacciones geoquímicas que conlleva, así como su importancia en la

ETAPA DIAGENETICA	PROCESOS
PENECONTEMPORANEA	MATRIZ DE SILCRETA (MICROCUARZO + CAOLINITA + OPALO CT) "CLAY COATS" DE ESMECTITA
EODIAGENESIS	FELDESPATO-K → CAOLINITA MICA → CAOLINITA "PORE FILLING" DE CAOLINITA ALBITIZACION DE LOS FELDESPATOS CEMENTO DE CALCITA
MESODIAGENESIS	CEMENTO DE FELDESPATO-K CEMENTO DE CUARZO CEMENTO DE ANHIDRITA CALCITA Y ANHIDRITA → DOLOMITA CEMENTO DE BARITINA CAOLINITA → ILITA "CLAY COAT" ESMECTITA → INTEREST. (I-E) DISOLUCION DE FELDESPATOS EN TRAMOS IMPREGNADOS DE HIDROCARBUROS

Tabla 3.-Secuencia de los principales procesos diagenéticos de las facies Utrillas.

Table 3.-Major diagenetic processes in the "Utrillas" facies.

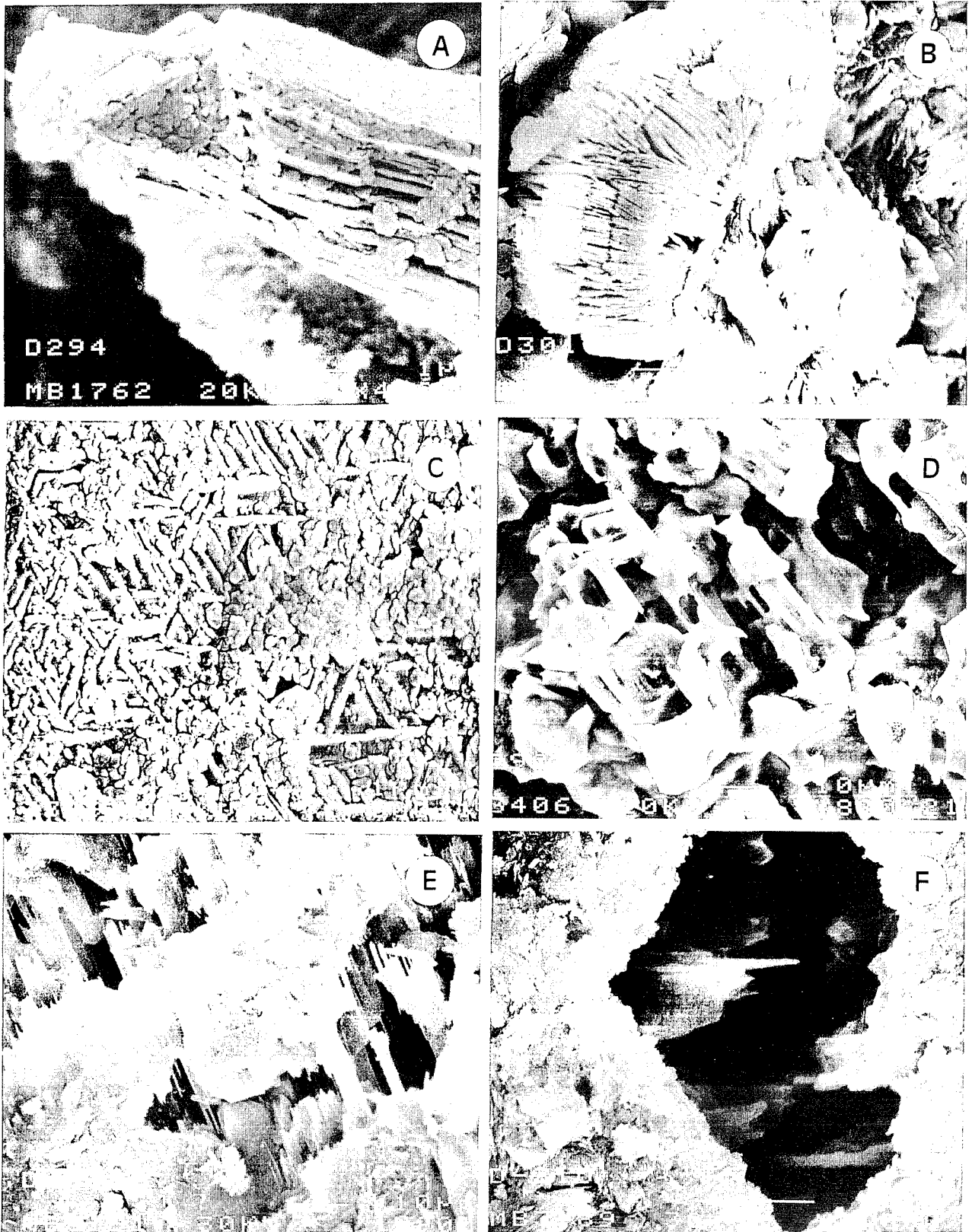


Fig. 8.—A) Proceso de alteración de moscovita a caolinita, mostrando la disposición paralela de la caolinita con respecto a las láminas de moscovita. B) *Pore-filling* formado por grandes vermiculos de caolinita, junto a feldspatos en fase de alteración a caolinitas peor desarrollados (epimatrix). C) Detalle de la alteración de feldspato perítico a caolinita laminar y tubos de halloisita. D) Estado avanzado de alteración de feldspato a halloisita y generación de microporosidad. E) Feldspato-K alterado a halloisita tubular. F) Porosidad irregular intraconstituyente generada a partir de un feldspato, donde aún se conservan restos del paso previo a halloisita.

Fig. 8.—A) Muscovite altered to kaolinite, showing the parallel disposition of the kaolinite referring to the muscovite layers. B) Authigenic vermicular kaolinite pore filling and feldspars altered to poorly developed kaolinites (epimatrix). C) Close view of a perthitic feldspar to laminar kaolinite and rods of halloysite alteration. D) Advanced stage of feldspar to halloysite alteration and microporosity generation. E) K-feldspar altered to halloysite rods. F) Pore space after dissolved feldspar, where halloysite relicts indicate the previous alteration of this mineral to halloysite.

evaluación de las areniscas, donde ocurre, como roca almacén (Bjorlykke *et al.*, 1979; Bjorkum y Gjelsvik, 1988; Bjorlykke *et al.*, 1989; Morad, 1990). Según los primeros autores citados, la alteración de la mica retarda la cementación por sílice, y el K^+ liberado durante la caolinitización de la mica hace de *buffer* en el agua intersticial, favoreciendo la formación de cemento sintaxial de feldespato-K. El proceso simultáneo de formación de caolinita y feldespato-K, por alteración de moscovita en un sistema cerrado ($<50^{\circ}\text{C}$), ha sido discutido en sus bases termodinámicas por Bjorkum y Gjelsvik (1988), para las areniscas jurásicas del mar del Norte. Otros autores, como Robertson y Eggleton (1991), han estudiado el proceso físico de esta alteración, indicando que el colapso de la estructura de la moscovita debe de producir un decrecimiento de volumen de alrededor de un 30%. Este proceso produce poros lenticulares y proporciona el espacio para que la caolinita forme abanicos o vermículos. También permite la hidratación y curvamiento de la caolinita en tubos espirales de halloisita.

De lo observado en las areniscas estudiadas, la alteración ocurre por medio de interestratificados de moscovita-caolinita (Fig. 8A), cada vez más pobres en láminas de moscovita. El tamaño de las partículas de caolinita que reemplazan a la moscovita, dando un mosaico perfectamente encajado y paralelo a las láminas de moscovita, es de alrededor de 1μ . Otras veces, se observa que la moscovita se rompe por sus bordes en láminas más irregulares y de tamaños variables de ilita, y entre éstas láminas, que dejan bastante microporosidad, crecen los vermículos de caolinita en disposición plano-paralela. Suelen tener entre 10 y 60μ de diámetro de lámina y 30 a 100μ de longitud en cada conjunto de vermículos. No es raro observar que las moscovitas se desflequen en fibras de ilita autigénica.

Por otro lado, muchos de los grandes vermículos de caolinita (Fig. 8B), no tienen relación directa con la moscovita, sino que parecen un producto de autigénesis en los poros, lo que denota que el proceso de precipitación de caolinita continúa durante todas las etapas diagenéticas, hasta rellenar prácticamente toda la porosidad primaria.

El estudio al M.E.B. de la formación de epimatriz de caolinita a partir de los feldespatos, nos ha permitido distinguir varias etapas y resultados en este proceso. Así, hemos observado:

- Fto-K \rightarrow Caolinita
- Fto-K \rightarrow Caolinita + tubos de halloisita (Fig. 8C)
- Fto-K \rightarrow halloisita tubular (Fig. 8D)
- Fto-K \rightarrow Porosidad tipo *honeycombe* (Fig. 8E) y móldica

En cualquier caso, Eggleton y Buseck (1980) y Tazaki y Fyfe (1987) afirman que se conoce relativamente poco sobre la iniciación de la alteración de los feldespatos.

Para Banfield (1985) la coalescencia de tubos de halloisita puede formar plaquetas de caolinita. Para Robertson y Eggleton (1991) las laminillas de caolinita se convierten en tubos de halloisita, interpretándolo como un proceso de hidratación. Estos autores también encuentran que la plagioclasa de una pertita, se altera sólo a tubos de halloisita y no a caolinita. En este proceso los relictos más rígidos de feldespato-K pueden resistir la alteración y el

colapso de la estructura del cristal, dejando abundantes poros para que penetre el agua y se desarrollen las espirales de halloisita.

Nosotros hemos encontrado plagioclasa con alteración casi total a halloisita (Fig. 8D) y a una substancia amorfa final, con gran desarrollo de porosidad (Fig. 8F). Otras veces, los granos de plagioclasa, están alterados a caolinita y halloisita (Fig. 8C).

El feldespato-K se presenta alterado a caolinita con escasos tubos de halloisita, pero dejando la estructura más rígida sin alterar. Tanto las texturas de alteración de la plagioclasa, como éstas de los feldespatos-K, podrían venir heredadas del área fuente. Como textura diagenética, hemos encontrado porosidad tipo *honeycombe* y móldica de disolución de feldespato-K, y en sus huecos, la mayoría de las veces, grandes *pore fillings* de caolinita.

8.3. Etapa de madurez alcanzada y secuencia diagenética

La escasa compactación química de estas areniscas (sólo contactos largos y raros cóncavo-convexos) nos indicaría que o bien han sufrido cementación carbonatada abundante y temprana, o bien han desarrollado gran cantidad de matriz arcillosa de caolinita (*pore filling* y epimatriz) que ha impedido dicha compactación química. Debido a esto y a todo lo anteriormente expuesto, hemos deducido que las areniscas de las facies Utrillas, habrían alcanzado una etapa de mesodiagénesis semimadura de Schmidt y McDonald (1979), no llegando a la etapa madura y que la porosidad generada por disolución de feldespatos se pudo producir tanto en esta etapa como en la telodiagénesis.

Los datos obtenidos del estudio de la materia orgánica, mediante pirólisis de Rock Eval, de los niveles de areniscas de la unidad superior de la columna de Pico-frentes, confirman valores R_o de la vitrinita menores de 0,5. Estos datos, concuerdan con la etapa de mesodiagénesis semimadura de Schmidt y McDonald (1979), que habíamos deducido del estudio petrográfico.

La maduración térmica de esta materia orgánica, originalmente presente en las lutitas intercaladas del tramo superior, podría haber provocado la acidificación de las aguas intersticiales localmente y el ataque a los feldespatos. Este hecho contribuiría no sólo a la continuación de la caolinitización, sino también al lavado de los feldespatos, generando porosidad secundaria (Curtis, 1983; Surdam *et al.*, 1989).

9. CONCLUSIONES

En las areniscas de las facies Utrillas de la Cordillera Ibérica, proximidades del Umbral de Ateca y en la Meseta norte, se pueden diferenciar dos unidades:

La unidad inferior, formada por canales y barras de composición conglomerática y areniscosa, se depositó en un medio aluvial de tipo trenzado. Como consecuencia del momento tectónico de la zona, el relieve del área de drenaje era abrupto y, por lo tanto, la red aluvial era joven y la velocidad de transporte-sedimentación rápida.

La unidad superior, predominantemente lutítica con cuerpos de arenisca canaliformes intercalados, se depositó en un medio fluvial maduro. Representa la fase final de colmatación de la cuenca en momentos de inactividad tectónica con un relieve mínimo. Probablemente, el tiempo registrado en esta unidad es mayor que en la primera, con interrupciones importantes en la sedimentación durante las cuales se originaron frecuentes procesos edáficos.

Desde un punto de vista petrológico, las areniscas de las facies Utrillas en el sector estudiado son arcosas y subarcosas con escasos fragmentos de roca. Tan solo presentan una matriz de tipo silcreta (caolinita más microcuarzo), generada por los procesos edáficos. Sin embargo, debido a los efectos de la diagénesis, actualmente presentan moderadas cantidades de *pore filling* y epimatriz de caolinita e illita; esta última más frecuente en el sector de la Meseta. Asimismo, encontramos hacia el techo de las series cementos de calcita, con dolomita y anhidrita subordinadas y *clay coats* de esmectita e interestratificados illita-esmectita.

Según la tipología de los granos de cuarzo, estas areniscas presentan una suma de características que reflejan la influencia de un área fuente constituida por rocas metamórficas de alto, medio y bajo grado (gneises, esquistos y pizarras). De una manera concreta, hacia el área hoy ocupada por la Meseta norte se situaría el sector del área fuente que manifiesta una mayor influencia en aportes procedentes de rocas metamórficas de alto grado. De ello cabe concluir que las areniscas motivo de estudio no presentan aportes, por lo menos significativos, procedentes del Macizo granítico del Guadarrama. Las áreas fuente, por el contrario, se hallarían relacionadas con rocas metamórficas situadas en el denominado Bloque de la Meseta que, en la actualidad, se hallan cubiertas por una unidad tectónica de diferente litología.

La procedencia de la Unidad Inferior, en el Umbral de Ateca y áreas limítrofes, es a partir de rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado, que constituían el Paleozoico del Macizo Aragonés, mientras que para la Unidad Superior, en esta misma formación y área, se incrementa la influencia de rocas metamórficas de medio y alto grado, al mismo tiempo que van desapareciendo los aportes de áreas fuentes sedimentarias (series estratigráficas situadas en el extremo SE del Umbral de Ateca).

Con respecto al asentamiento tectónico de las áreas fuentes que han dado origen a esta formación, cabe manifestar, a la luz de los datos obtenidos, que la Unidad Inferior procedería de ambientes geotectónicos ligados a orógenos reciclados, mientras que la Unidad Superior quedaría enmarcada dentro de áreas de cratones estables. Hacia el techo de esta Unidad, los aportes manifiestan una clara influencia de áreas fuente pertenecientes a ambientes de basamentos elevados.

El clima en que se produjo la meteorización de las áreas fuentes, basándonos en la alteración de los feldespatos, habría sido cálido y húmedo en la zona de la Meseta norte, haciéndose progresivamente algo más árido en las zonas próximas al Umbral de Ateca. La presencia de *clay coats* de esmectita en este sector NE y en el techo de las series corroboraría, asimismo, el que el clima fuese algo más árido.

Entre los procesos diagenéticos comunes a las areniscas estudiadas, es de destacar la alteración de feldespa-

to-K y moscovita a caolinita. Esta reacción se llevó a cabo por flujos meteóricos a lo largo de la eodiagénesis, siendo esta transformación el factor dominante en la aparición de arcilla autigénica y del cierre de la porosidad primaria.

En este mismo sentido, la porosidad-permeabilidad está controlada, en gran parte, por el grado de diagénesis de los feldespatos y la abundancia y tipo de productos diagenéticos: *Pore-filling*/epimatriz de caolinita y/o porosidad secundaria.

Además, la cantidad de porosidad destruida por autigénesis de caolinita es mayor que la generada por disolución de los feldespatos.

También concluimos que la presencia de feldespatos-K detríticos es el factor determinante de la naturaleza y secuencia de las reacciones diagenéticas más importantes en estas areniscas. Otros factores, incluyendo condiciones de presión y temperatura, composición inicial del agua intersticial, actividad de la SiO₂ y del Ca⁺⁺, aunque importantes, jugaron un papel relativamente menor en el desarrollo de la mineralogía diagenética.

Los cementos y reemplazamientos mesodiagenéticos: feldespatos, cuarzo, calcita, anhidrita y dolomita, se formaron mucho más localmente, debido al cambio de la geoquímica de las aguas, hacia más alcalinas, por la entrada de las aguas marinas de la transgresión cenomaniense y/o como consecuencia de la profundidad de enterramiento.

Finalmente, la secuencia diagenética encontrada, más la escasa compactación química que presentan estas areniscas y los valores de la reflectividad de la vitrinita de la materia orgánica (R₀ ≈ 0,5), con las paleotemperaturas deducidas (entre 50° y 80°C), nos han confirmado la madurez alcanzada durante la mesodiagénesis: estado semimaduro de Schmidt y McDonald (1979).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación de la D.I.G.I.C.Y.T., proyectos PB-89-0221-CO2-O2, y PS-88-0021. Asimismo, queremos agradecer al Dr. Juan Rosell, de la Universidad Autónoma de Barcelona, su valiosa colaboración en el trabajo de campo y en la interpretación de los datos sedimentológicos y de procedencia.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar, M.J. (1975): Sedimentología y Paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica. *Estudios geol.*, 31: 213 p.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1988): La transgresión aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *II Congreso Geológico de España, Granada*, 1: 11-14.
- Banfield, J.F. (1985): *The mineralogy and chemistry of granite weathering*: M. Sc. thesis. Australian National University, Canberra (Australia), 229 p.
- Basu, A., Young, W.W., Suttner, L.J., James, W.C. y Mack, G.H. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Jour. Sed. Petrol.*, 45: 873-882.
- Bjorkum, P.A. y Gjelsvik, N. (1988): An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 58: 506-511.

- Bjorlykke, K., Malm, O. y Elverhoi, A. (1979): Diagenesis in the Mesozoic Sandstones from Spitsbergen and the North Sea. *Geol. Rundsch.*, 68: 1151-1171.
- Bjorlykke, K., Ramm, M. y Saigal, G.C. (1989): Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geol. Rundsch.*, 78: 243-268.
- Canerot, J. (1982): El Cretácico de España. Cap.VII. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.) Univ. Complutense, Madrid: 273-344.
- Case, L.C. (1955): Origin and current usage of the term "connate water". *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 39: 1879-1882.
- Chayes, F. (1956): *Petrographic modal analysis*. Wiley & Sons. New York: 113 p.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990): Estratigrafía y Sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la cuenca de Los Cameros. *Estudios geol.*, 46: 257-276.
- Curtis, C.D. (1983): Geochemistry of porosity reduction and enhancement in clastic sediments. In: *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe* (J. Brooks, Ed.). Blackwell, Oxford: 113-125.
- Dickinson, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: *Provenance of arenites* (G.G. Zuffa, Ed.), NATO ASI Series, 148. Reidel Publishing Company: 333-361.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Braken-Ridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. (1983): Provenance of North American Cenozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 222-235.
- Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2164-2182.
- Eggleton, R.A. y Buseck, P.R. (1980): High resolution electron microscopy of feldspar weathering. *Clays and clay minerals*, 28: 173-178.
- Floquet, M. (1987): Contrôles tectonique, sédimentaire et eustatique des transgressions et régressions marines sur la plateforme nord-castillane (Espagne) au Crétacé supérieur. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 11. Centre des Sciences de la Terre: 69-77.
- Floquet, M. (1991): *La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne)*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, 14. Centre des Sciences de la Terre: 925 p.
- Folk, R.L. (1965): *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas, Hemphill's: 170 p.
- Füchtbauer, H. (1974): *Sedimentary Petrology, Part II. Sediments and sedimentary rocks* 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 464 p.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 37-56.
- Helmold, K.P. (1985): Provenance of feldspathic sandstones. The effect of diagenesis on provenance interpretation: A review. In: *Provenance of arenites* (G.G. Zuffa, Ed.), Nato ASI Series, 148. Reidel Publishing Company: 139-166.
- Kessler, L.G. (1978): Diagenetic sequence in ancient sandstone deposited under desert climatic conditions. *Jour. Geol. Soc. London*, 135: 1-49.
- Mack, G.H. (1981): Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of North Georgia. *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 1247-1258.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1990): Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 101-1: 3-20.
- Matlack, K.S., Houseknecht, D.W. y Applin, K.R. (1989): Emplacement of clay into sand by infiltration. *Jour. Sed. Petrol.*, 59: 77-87.
- Meléndez, N. y Vilas, L. (1980): Las facies detríticas de la región de Picofrentes (Soria). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 78: 157-174.
- Morad, S. (1990): Mica alteration reactions in Jurassic reservoir sandstones from the Haltenbanken area, Offshore Norway. *Clays and clay minerals*, 38: 584-590.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. (1972): *Sand and sandstones*. Springer-Verlag, New York, 618 p.
- Powers, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.*, 23: 117-119.
- Rincón, R., Vilas, L., Arias, C., García, A., Más, J.R., Alonso, A. y Meléndez, N. (1982): El Cretácico de las Cordilleras intermedias y borde de la Meseta. In: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, I.G.M.E., 2: 79-103.
- Robertson, I.D.M. y Eggleton, R.A. (1991): Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and of plagioclase derived kaolinite to halloysite. *Clays and clay minerals*, 39: 113-126.
- Runnells, D.D. (1969): Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 1188-1201.
- Saefel, H. (1961): Paleogeografía del Albense en las cadenas celtibéricas de España. *Notas y Comun., I.G.M.E.*, 63: 163-192.
- Salomon, J. (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chânes cantabrique et NW ibérique). *Mém Géol. Univ. Dijon*, 6: 228 p.
- Schmidt, V. y McDonald, D.A. (1979): The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *Soc. Econ. Paleon. Mineral., Spec. Publ.*, 26: 175-207.
- Summerfield, M.A. (1983): Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape Coastal Zone, Southern Africa. *Jour. Sed. Petrol.*, 53: 895-910.
- Surdam, R.C., Crossey, L.J., Hagen, E.S. y Heasler, H.P. (1989): Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 1-23.
- Suttner, L.J., Basu, A., y Mack, G.H. (1981): Climate and the origin of quartz arenites. *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 1235-1246.
- Suttner, L.J. y Dutta, P.K. (1986): Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I Framework mineralogy. *Jour. Sed. Petrol.*, 56: 329-345.
- Tazaki, K. y Fyfe, W.S. (1987): Primitive clay precursors formed on feldspar. *Can. Jour. Earth Sci.*, 24: 506-527.
- Tortosa, A., Palomares, M. y Arribas, J. (1991): Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Spec. Pub., 57: 47-54.
- Tucker, M. (Ed.) (1988): *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Publ., Oxford: 394 p.
- Walker, T.R., Waug, B. y Crone, A.J. (1978): Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 19-32.
- Wilson, M.D. y Tillman, R.W. (1974): Diagenetic destruction of feldspar and genesis of clay: their influence on sandstone classification and grain size analysis. *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, 5: 130-131.

Recibido el 21 de febrero de 1992

Aceptado el 31 de julio de 1992