

Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica).

Por R. MARFIL (*) y D. GOMEZ GRAS (**)

RESUMEN

Los sedimentos de facies Buntsandstein del Umbral de Ateca se depositaron en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, dentro de un sistema deltaico dominado por procesos de «crevassing». En base a los datos de campo y también a parte de los petrológicos cabe, además, la interpretación, menos probable, de que el medio sedimentario fuera lacustre salobre y esporádicamente evaporítico, donde la sedimentación se realizará, fundamentalmente, a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Los cuerpos arenosos son arcosas y subarcosas ricas en materia orgánica presentando, asociadas a la misma, una serie de concreciones (microgeodas) originadas posiblemente por acción bacteriana y de hongos. También son frecuentes las rizocreaciones y otras marcas de carácter edáfico.

Los cementos más significativos y abundantes y su secuencia de formación serían: óxidos de Fe y Mn, calcita, feldspato potásico, siderita, calcita ferrosa, anhidrita, dolomita, baritina, calcita y caolinita. Este tipo de secuencia de cementación no se parece a la encontrada en los sedimentos del Buntsandstein de áreas próximas en la Cordillera Ibérica y es bastante similar al encontrado por CASTELLTORT et al. (1987), en las areniscas de facies evaporíticas (sabkha costera), del Muschelkalk Medio de los Catalánides. Este hecho nos confirma la idea que por datos sedimentológicos de campo se había deducido, respecto a su ambiente de sedimentación y a su posible equivalencia lateral con el Muschelkalk Inferior y Medio de la Cordillera Ibérica en su extremo oriental y de los Catalánides.

De la tipología de los granos de cuarzo y de la composición de las areniscas se deduce que las áreas fuentes eran los gneises del Macizo Hespérico, al igual que para el Buntsandstein de áreas próximas (ARRIBAS et al., 1985), con influencia menos marcada de áreas metamórficas de bajo grado, al menos en los sedimentos arenosos.

Palabras clave: Sistema deltaico, Muschelkalk Medio, Arcosas, Procedencia, Diagénesis, Concreciones sideríticas, Materia orgánica.

ABSTRACT

The Buntsandstein sediments of the Ateca horst have been deposited in a transitional environment in supra and intra-tidal areas, in a deltaic system dominated by crevassing processes. According to field and petrological data, it is possible, with lesser probability, that the sedimentary environment could have been brackish lacustrine and even, sporadically evaporitic, where the sediments were transported by high density gravitational flows.

The intercalated sandstones are organic matter rich arkoses and subarkoses where siderite and Fe-Mn calcite bearing concretionary nodules (micro-geodes) are observed as associations of the former. They were possibly originated by microorganisms as bacteria and fungi. Also, other edaphic features as rhizcretions, are frequent.

The source rocks of the sandstone were, as in the nearby outcrops of Buntsandstein of the Iberian Range (ARRIBAS et al., 1985), predominantly gneisses of the Hesperian Massif with in the sandy sediments, a lesser influence of low grade metamorphic source areas.

In most of the sandstones, early diagenesis is dominated by Fe and Mn oxides, calcite, K-feldspar, siderite and ferro-calcite cements. In the mesodiagenesis, anhydrite, dolomite and barite cementation and in the telodiagenesis, the dedolomitization of dolomite cement, calcite and kaolinite pore filling and alteration of muscovite to kaolinite occurs.

(*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. U. C. M. 28040 Madrid.

(**) Dpto. de Geología. Universidad Autónoma. 28193 Barcelona.

This sequence of cementation is not similar to those observed in nearby areas, in the Buntsandstein of the Iberian Range but, it is quite similar to the sequence found by CASTELLTORT et al., 1987, in evaporitic sandstones (coastal sabkha) of the Catalanides middle Muschelkalk. This fact, corroborates the idea deduced by field sedimentological data, in respect to sedimentary environment and the possible lateral equivalency with the middle and lower Muschelkalk of the Eastern part of the Iberian and the Catalanides Ranges.

Key words: Deltaic system, Middle Muschelkalk, Arkosic sandstones, Provenance, Diagenesis, Sideritic concretions, Organic matter.

INTRODUCCION

La Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en los alrededores de Ateca, actuó como un umbral durante la sedimentación del Triásico Inferior (GARRIDO & VILLENA, 1977). En esta zona (figura 1), los sedimentos de facies Buntsandstein poseen un espesor de unos 100 m. La sucesión, en general, está formada por cuerpos de areniscas («lenticular bedding»), intercalados en una serie fundamentalmente pelítica (fig. 2). Esta se halla frecuentemente bioturbada, presenta en la parte inferior niveles de carbonatos de origen estromatolítico y, a lo largo de toda ella, existen tramos que han sufrido una edafización bastante intensa. Este hecho indica la existencia de paros sedimentarios más o menos prolongados.

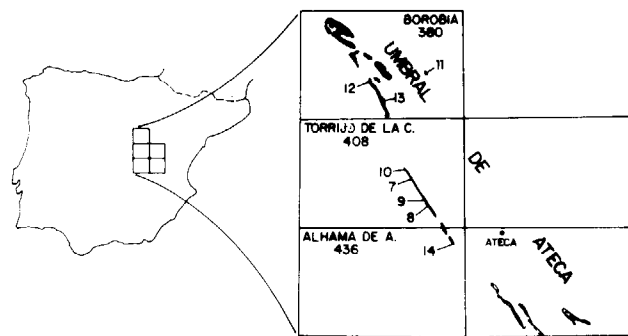


Figura 1.—Situación de los afloramientos del Buntsandstein y de las columnas levantadas (11, 12, etc.) en los alrededores del Umbral de Ateca.

En la sucesión pueden distinguirse dos tipos de cuerpos areniscosos: Unos claramente canalizados, en los que se observa localmente una acreción lateral, pudiendo interpretarse como de origen meandriforme; y otros, los más abundantes, limitados por planos paralelos a la escala del afloramiento, con organización interna típica de

facies deposicionales derivadas de flujos gravitatorios. En conjunto, estos cuerpos pueden interpretarse como depositados en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, en un sistema deltáico dominado por procesos de «crevassing». En base a algunos de los datos sedimentológicos y diagenéticos, cabe, además, la interpretación, mucho menos probable, de que el medio sedimentario fuera lacustre más o menos salino, donde la sedimentación se realizará, fundamentalmente, a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Posiblemente, en estas series están representados los equivalentes laterales del Muschelkalk, Inferior y Medio, de la Cordillera Ibérica en su extremo oriental, y de los Catalánides (fig. 3).

De lo expuesto se deduce que el Buntsandstein del Umbral de Ateca presenta una problemática particular puesta de manifiesto, por un lado, por su poco desarrollo y, por otro, por sus facies.

Como objetivos principales de este trabajo, nos proponemos la caracterización petrográfica de las areniscas, conocer su procedencia y la relación de las facies encontradas con los procesos diagenéticos que las han afectado. Para ello, se han utilizado las técnicas de microscopio petrográfico, microscopio electrónico de barrido (M.E.B.) con microanalizador (EDS) y electrones retrodispersados (backscattered) y catadolminiscencia (C.L.).

1. PETROLOGIA

1a) Composición y textura de las areniscas

Las areniscas son principalmente arcosas y subarcosas subordinadas (fig. 4) con escasa matriz arcillosa (de 0 a 6 por 100). El tamaño de grano dominante es el de arena gruesa a muy gruesa (1-2 mm. de diámetro), con clastos subredondeados y una selección de buena a muy buena (0,35-

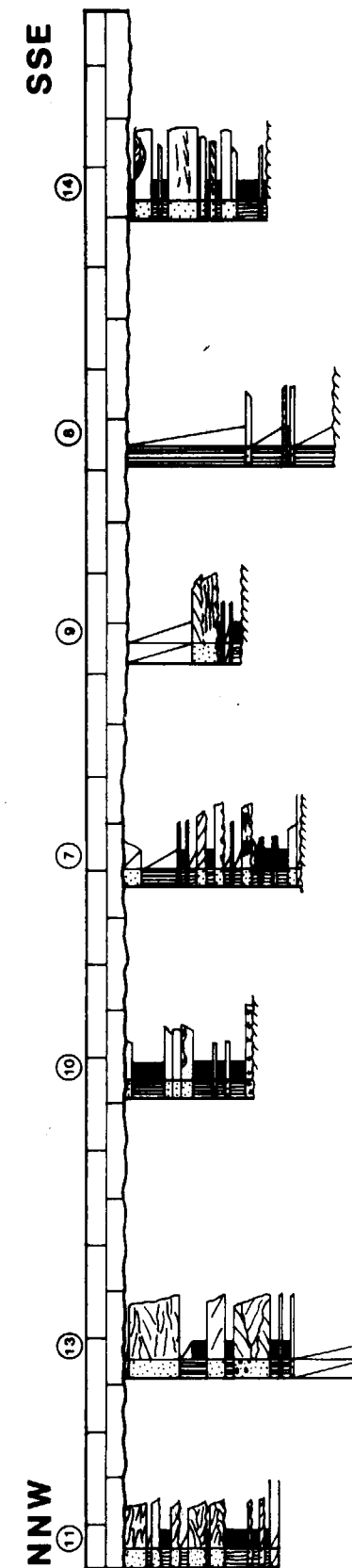


Figura 2.—Columnas litoestratigráficas del Buntsandstein (los números de las columnas corresponden a los de la figura 1).

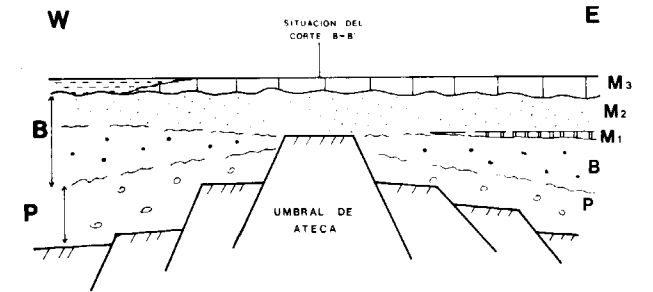


Figura 3.—Esquema del Umbral de Ateca y de la sedimentación permo-triásica en una transversal O-E de la Cordillera Ibérica, con la posición aproximada de las columnas levantadas B-B'.

0,5 phi). El tipo de contacto entre los clastos es puntual y, en escasas ocasiones, largo.

Respecto a su composición, además de cuarzo predominantemente monocristalino, aparece Fto-K (microclina y ortosa, así como granos con crecimientos peritíticos, subordinados). El Fto-K se presenta, o bien muy alterado a illita o interestratificados I-E, o bien conservado y con un importante recrecimiento. La plagioclasa está en

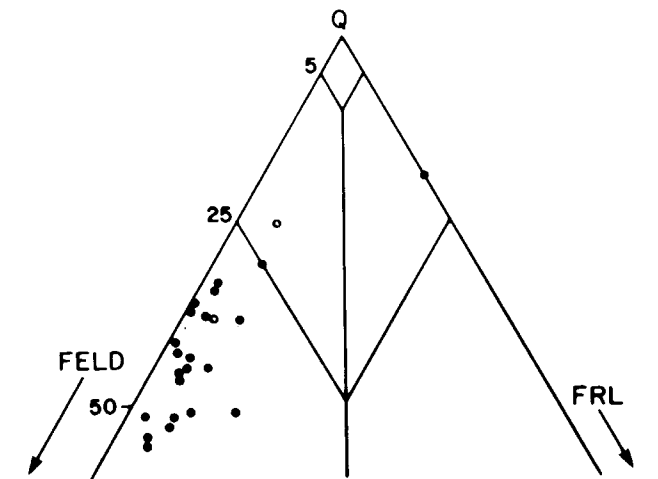


Figura 4.—Composición petrológica de las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca y clasificación de las mismas, según el triángulo de PETIJOHN et al. (1972).

proporciones menores del 3 por 100 y muy alterada a illita e interestratificados I-E. Los fragmentos de roca son esquistos micáceos y metapizarras (entre 5 y 10 por 100). Las micas presentes son moscovita y biotita subordinada, con porcentajes globales de 0 a 7 por 100. Otros componentes accesorios son los cantos blandos arcillosos de color rojo y en menor proporción otros de tonos verdosos.

La matriz actualmente presente es, como ya dijimos, escasa y procede de la alteración de los feldespatos a illita e interestratificados I-E (epimatrix de DICKINSON, 1970) o bien, de la precipitación de caolinita-dickita como «pore-filling» (WILSON & PITTMAN, 1977), más el reemplazamiento sistemático de moscovita a caolinita-dickita. La aparición de alguna «arcosic-wackes» se debe a la presencia de arcilla infiltrada por «burrwing», a los «clay coat» (GALLOWAY, 1974), originados por procesos edáficos y finalmente a la pseudomatrix originada por la rotura y descomposición de cantos blandos arcillosos.

Es muy común la presencia de materia orgánica, unas veces muy compactada y rellenando la porosidad inicial, por lo que es difícil su identificación y otras, mejor preservada, formando concreciones parecidas a microgeodas (figs. 5 y 6) con diámetros de hasta 12-14 mm. y que se han desarrollado con cierto control estratigráfico. Consisten en una micrita muy rica en óxidos de Fe y Mn, con textura «clotted» o peloidal que engloba y cementa a los granos siliciclásticos (figuras 5 y 8A). En la parte más interna o núcleo, y reemplazados por dolomita y/o calcita, existen unas huellas de filamentos radiales que relacionamos con posibles cianobacterias. En las envueltas, muy irregulares, ricas en siderita con distintos contenidos en Fe y Mn, se desarrollan cristales idiomorfos, romboidales o poligonales zonados, apareciendo varios de ellos adosados. Su composición es de dolomita, anhidrita y/o baritina (figs. 5 y 6).

Según MONTY & HARDIE (1976) algunos de los tipos microestructurales de algas, cuando se desecan, se rompen en polígonos algares «algal polygons», pudiendo, posteriormente, rellenarse las grietas de calcita, anhidrita, dolomita o baritina, según la composición más o menos salina y/o alcalina de las aguas connatas, como hemos podido observar en nuestro caso. ESTEBAN & PRAY (1983) también describen un tipo de fábr-

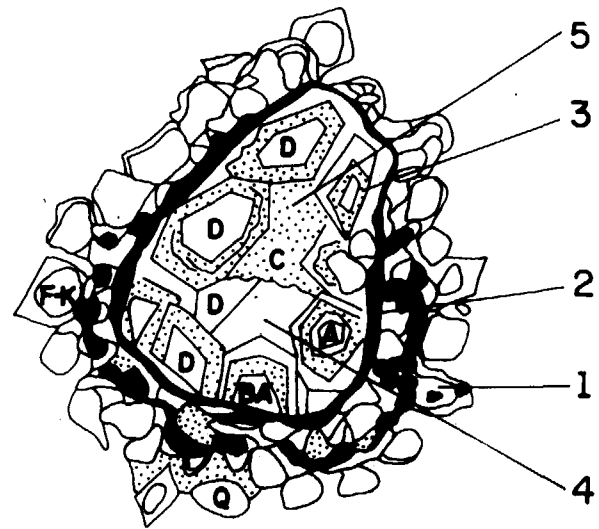


Figura 5.—Esquema de una concreción (microgeoda) vista al microscopio petrográfico, donde se pueden apreciar las cinco generaciones de carbonatos que hemos distinguido mediante C. L. D. dolomita; C: calcita; A: anhidrita; BA: baritina; F-K: feldespato potásico recrecido. La zona negra sería la siderita y algo de pirita.

ca de los pisoides y pisolitos como en disposición poligonal, por un último estado de cementación desplazante, lo cual también se podría aplicar a las concreciones encontradas.

En el capítulo de diagénesis haremos un análisis más detallado al posible origen de estas concreciones que por sus características texturales y composición parecen deberse a actividad microbiana, en etapas tempranas de la diagénesis de la materia orgánica.

1b) *Procedencia de las arcosas*

De la proyección de los tipos de cuarzo de las arcosas en el diagrama de BASU et al. (1975) (fig. 7) se puede observar que las muestras estudiadas se sitúan dentro de los campos de procedencia plutónica (1) y metamórfica de alto y medio grado (2). Si se compara su proyección con los datos obtenidos por ARRIBAS et al., (1985), para otras series de areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, comprobamos que en estos mismos límites estarían situadas también las areniscas del Umbral de Ateca. Su

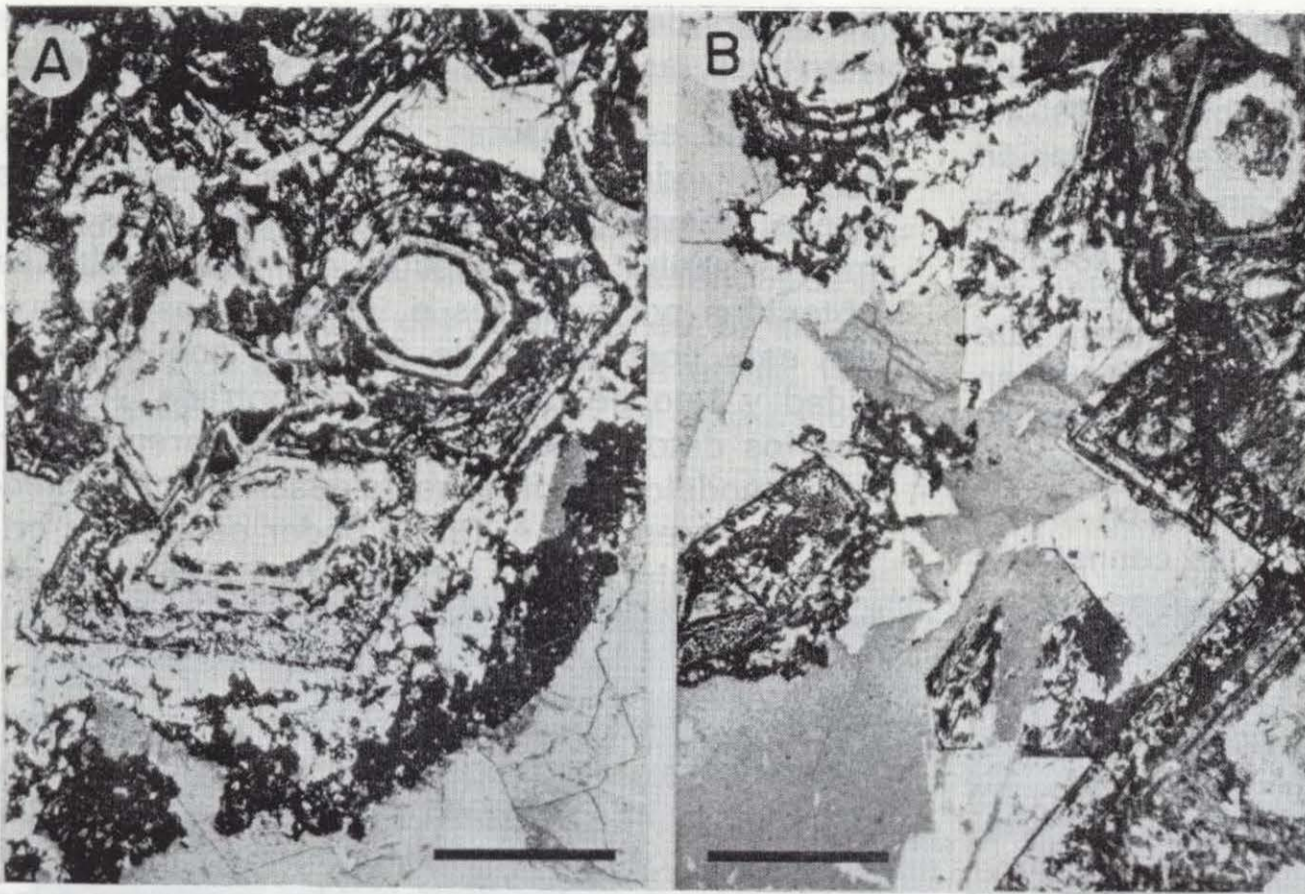


Figura 6A.—Detalle de rombos zonados y adosados con núcleos de dolomita y anhidrita, reemplazando a la siderita peloidal y bordeando el poro central de la microgeoda, a su vez rellena de dolomita. Nícoles paralelos. Escala: 0,5 mm.

Figura 6B.—Otro detalle de rombos zonados con inclusiones de materia orgánica microfilamentosa y cemento dolomítico cerrando la cavidad central de la microgeoda. Nícoles cruzados. Escala: 0,5 mm.

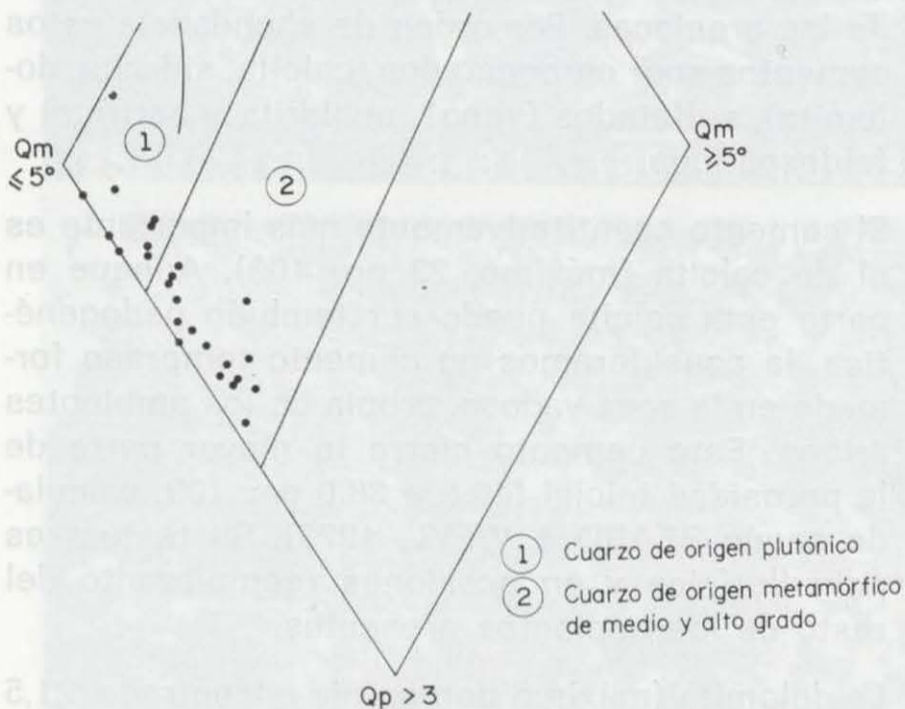


Figura 7.—Localización de los tipos de cuarzo de las arcosas del Umbral de Ateca en el diagrama de procedencia de BASU et al. (1975).

composición se extiende en paralelo con la evolución normal de los cuarzos hacia la forma más estable de tipo $\leq 5^\circ$ desde una fuente gneísica y sus correspondientes arroyos de cabecera (flecha 1 en la fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). No obstante, la representación de las muestras estudiadas se hace algo más próxima a la cara

$Q_m \leq 5^\circ - Q_p > 3$ del triángulo inferior, lo que indicaría una gran proximidad de las áreas fuentes gneísticas, en este caso, al igual que las muestras del Buntsandstein de Atienza, Sigüenza y La Alameda (véase fig. 4 de ARRIBAS et al., 1985). Según los datos estadísticos de BASU et al. (1975), los cuarzos ígneos plutónicos muestran una media de valores de extinción no ondulante ($< 5^\circ$) sensiblemente mayor que los cuarzos metamórficos de bajo grado, con lo que la contaminación por este tipo de áreas fuentes sería aún menor que en las otras zonas citadas de la Cordillera Ibérica. También hay que considerar la posibilidad de la presencia de una cementación carbonatada o evaporítica temprana que impidiera la compactación mecánica e inhibiera la aparición de ondulosidad en el cuarzo. De acuerdo, pues, con los datos obtenidos y la comparación establecida, podemos deducir una procedencia dominante a partir de los gneises «Ollo de Sapo», que estarían situados al O de la Cordillera Ibérica, en el Macizo Hespérico.

Por otro lado, la gran riqueza en Fto-K de estas arcosas frente a la plagioclasa (< 3 por 100), puede relacionarse, siguiendo las ideas de JOHANSEN (1988) con climas áridos y fuentes cratónicas. También este autor propone cuatro posibles procesos que podrían explicar la alta rela-

ción Fto-K/plagioclasa de las areniscas del Paleozoico Superior de Estados Unidos. Una de las hipótesis, sería la removilización postdeposicional diagenética de la plagioclasa o su alteración a Fto-K. MORAD et al. (1989) han citado y demostrado esta posibilidad, para parte de los Fto-K del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. En otra hipótesis, JOHANSEN (1988) considera que ni el Fto-K ni la plagioclasa son estables en aguas de mar, debido a que la abundancia de SiO₂ en tales aguas, es muy baja. Pero si las aguas marinas están en equilibrio con sílice amorfa, lo cual es normal en el agua connata de sedimentos marinos, entonces el Fto-K será estable (HESS, 1966). Por otro lado, si el Na es removilizado del agua del mar por la precipitación de halita, el Fto-K será incluso más estable con respecto a la plagioclasa (JOHANSEN, 1988). Finalmente, este autor sugiere que la meteorización, dentro de ambientes deltáicos en clima árido o ciclos repetitivos de arenas, a través de ambientes costeros, podrían ser tenidos en cuenta para la falta de plagioclasa en subarcosas con Fto-K. Esta hipótesis también tendría validez aplicada a las arcosas estudiadas, ya que, según hemos deducido, se han sedimentado en un ambiente similar. De todas formas, JOHANSEN (1988) dice que la importancia de la removilización de las plagioclasas, durante la meteorización o el transporte, sólo se podría saber, cuando se haga un estudio completo de las lutitas asociadas con las areniscas, donde parecen concentrarse estos minerales en mayores proporciones.

1c) *Diagénesis de las arcosas*

KANTAROWICK (1985) cita como principales controles de la diagénesis sobre los sedimentos arenosos, los siguientes: procedencia, mineralogía deposicional, química de las aguas intersticiales, presión y temperatura de enterramiento, la exhumación y la diagénesis de las lutitas intercaladas; existiendo otros factores que nosotros consideramos menos importantes, y más difíciles de controlar, al menos en el caso estudiado. En esta misma línea, STONECIPHER et al. (1984) esquematizan la relación entre la diagénesis con el ambiente deposicional mediante la geometría de los cuerpos de arena, las texturas sedimentarias, la tectónica, la procedencia, las pro-

porciones de arenas a lutitas en las secuencias detríticas, así como la mineralogía detrítica.

Siguiendo estas pautas, en el estudio diagenético realizado sobre las areniscas del umbral de Ateca, iremos relacionando muchos de los parámetros arriba mencionados, con los resultados obtenidos por nosotros e intentaremos comprobar esta confluencia de factores, con la intensidad y tipo de diagénesis encontrada. Asimismo, los datos obtenidos, los compararemos con otros modelos de diagénesis descritos para cuencas similares, con el fin de poder establecer criterios que sirvan para futuras investigaciones, sobre la diagénesis de arcosas en secuencias deltáicas.

Del análisis petrográfico efectuado destacan, en primer lugar, los rasgos de edafización, tales como: presencia de arcilla infiltrada por bioturbación, «clay coats» arcillosos y gran contenido en óxidos y carbonatos de Fe y Mn, asociados a las concreciones orgánicas. En segundo lugar, se observa la aparición de cementos muy tempranos que han impedido la compactación mecánica de las areniscas. Por orden de abundancia estos cementos son: carbonatados (calcita, siderita, dolomita), sulfatados (yeso?, anhidrita y baritina) y feldespáticos.

El cemento cuantitativamente más importante es el de calcita (máximo, 23 por 100). Aunque en parte esta calcita puede ser también pedogenética, la consideramos un cemento temprano formado en la zona vadosa, propia de los ambientes áridos. Este cemento cierra la mayor parte de la porosidad inicial (40,8 a 38,0 por 100, calculada según BEARD & WEYL, 1973). Su textura es poiquilotípica y en ocasiones reemplazante del resto de los cementos presentes.

La dolomita (máximo porcentaje encontrado, 21,5 por 100) es, en general, poiquilotípica, presentándose como núcleo de alguna de las concreciones algares (figs. 5 y 6), como rombos zonados, en parte dedolomitizados, y como parches dispersos, reemplazando a los rombos de siderita.

La siderita (máximo, 12 por 100 y media entre 0-5 por 100) aparece como rombos microcristalinos, asociados a la materia orgánica y borde externo de las concreciones y rodeando a los feldespatos potásicos recrecidos, a los que reemplaza, indicando que su formación es poste-

rior a este cemento. A su vez, la siderita está reemplazada por dolomita, anhidrita y calcita (figuras 5, 8A, B y C).

Al contrario que en otros depósitos de Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, donde el «coating» diagenético temprano (eodiagenético) de hematites es causante del color rojo en las arcosas (MARFIL et al., 1977; DE LA PEÑA et al., 1983; DE LA CRUZ et al., 1987; etc.), en este caso, el

proceso causante del color rojo es la reacción telodiagenética de siderita \rightarrow calcita + hematites (fig. 8C), constante en todas las muestras estudiadas. Los óxidos de Fe llegan a alcanzar valores de hasta 30,8 por 100, pero los valores normales oscilan alrededor de 5 por 100 del total de la arcosa (fig. 8D).

La secuencia de cementos carbonatados que podemos deducir del examen mediante catodolumi-

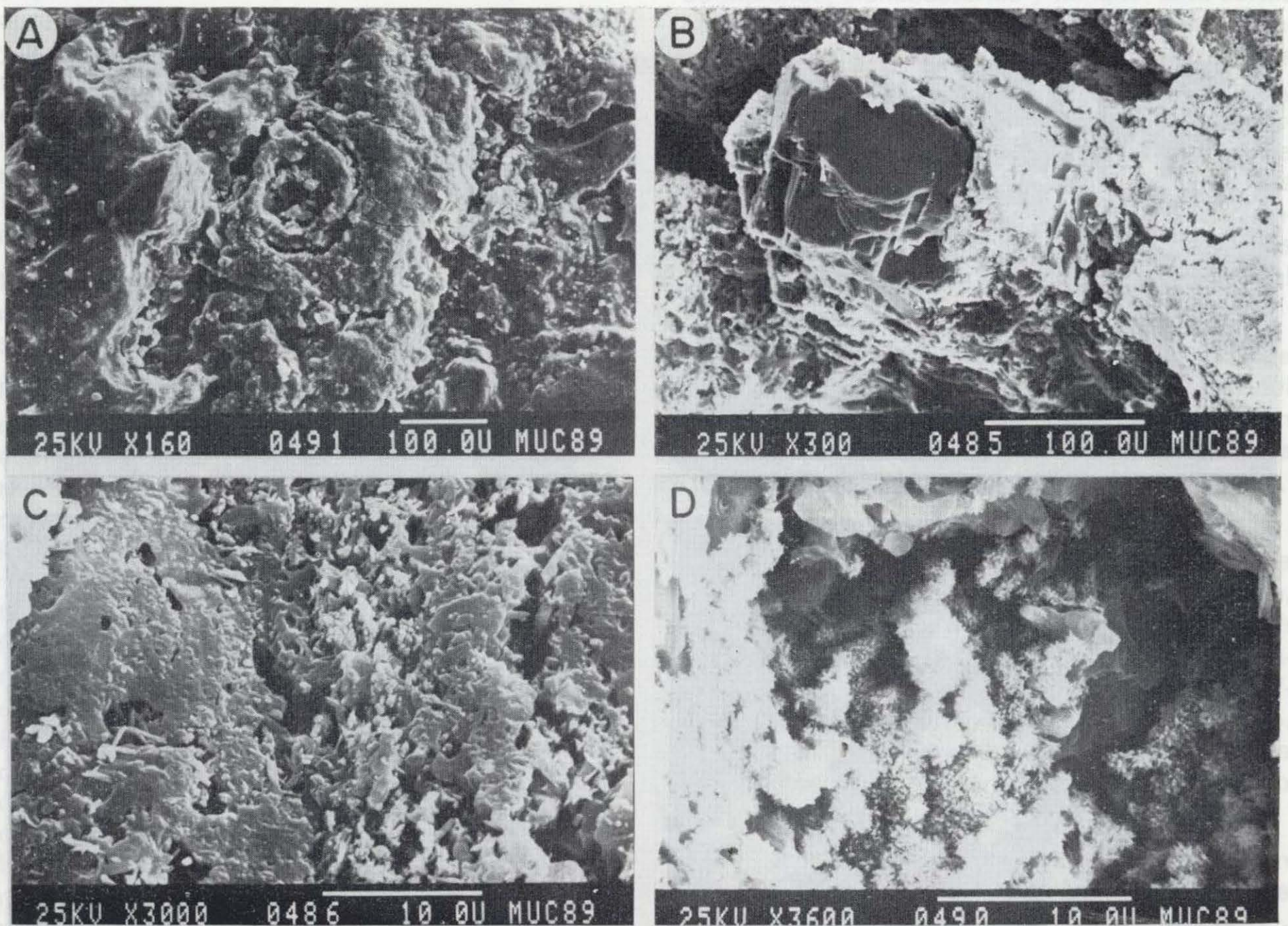


Figura 8A.—Microfotografía al M. E. B. de la siderita peloidal de una concreción, con fisuras curvadas concéntricas (posible relación con bioturbación por raíces). Composición global: Ca, Fe, Si, K y trazas de Ti.

Figura 8B.—Microfotografía al M. E. B. de cemento y reemplazamiento de anhidrita, sobre siderita de aspecto pulverulento. Análisis global: Ca, Fe, Mg y Mn.

Figura 8C.—Microfotografía al M. E. B. donde se aprecia la disolución de la siderita, y de la formación en los poros de bastoncitos de hematites.

Figura 8D.—Microfotografía al M. E. B. de un poro relleno de goethita, resultado final de la alteración telodiagenética de la siderita.

niscencia, en las zonas donde aparecen las microgeodas, y del borde al centro del poro en el núcleo (fig. 5) sería:

Primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato (es siderita con reemplazamiento de parte del Fe^{+2} por Mn^{+2} , aunque este carbonato también puede dar luminiscencia naranja, según LAMIRAUX (1977) (en MATTER & RANSEYER, 1985) (figuras 9A y C).

Segunda generación luminiscente brillante naranja (siderita rica en Mn^{+2}). Esta, con nícoles

paralelos, es la de aspecto más oscuro (figuras 9B y D).

Tercera generación, con delgada zonación de color naranja, rica también en Mn^{+2} (calcita con sustitución por Mn^{+2}), alternando con capas no luminiscentes (pirita y/o siderita (figuras 9B y D).

Cuarta generación mate o grisácea, casi no luminiscente de dolomita (figs. 9B y D). Asimismo, mediante C.L. hemos podido observar que la textura peloidal interna de estas concreciones, unas veces permanece no luminis-

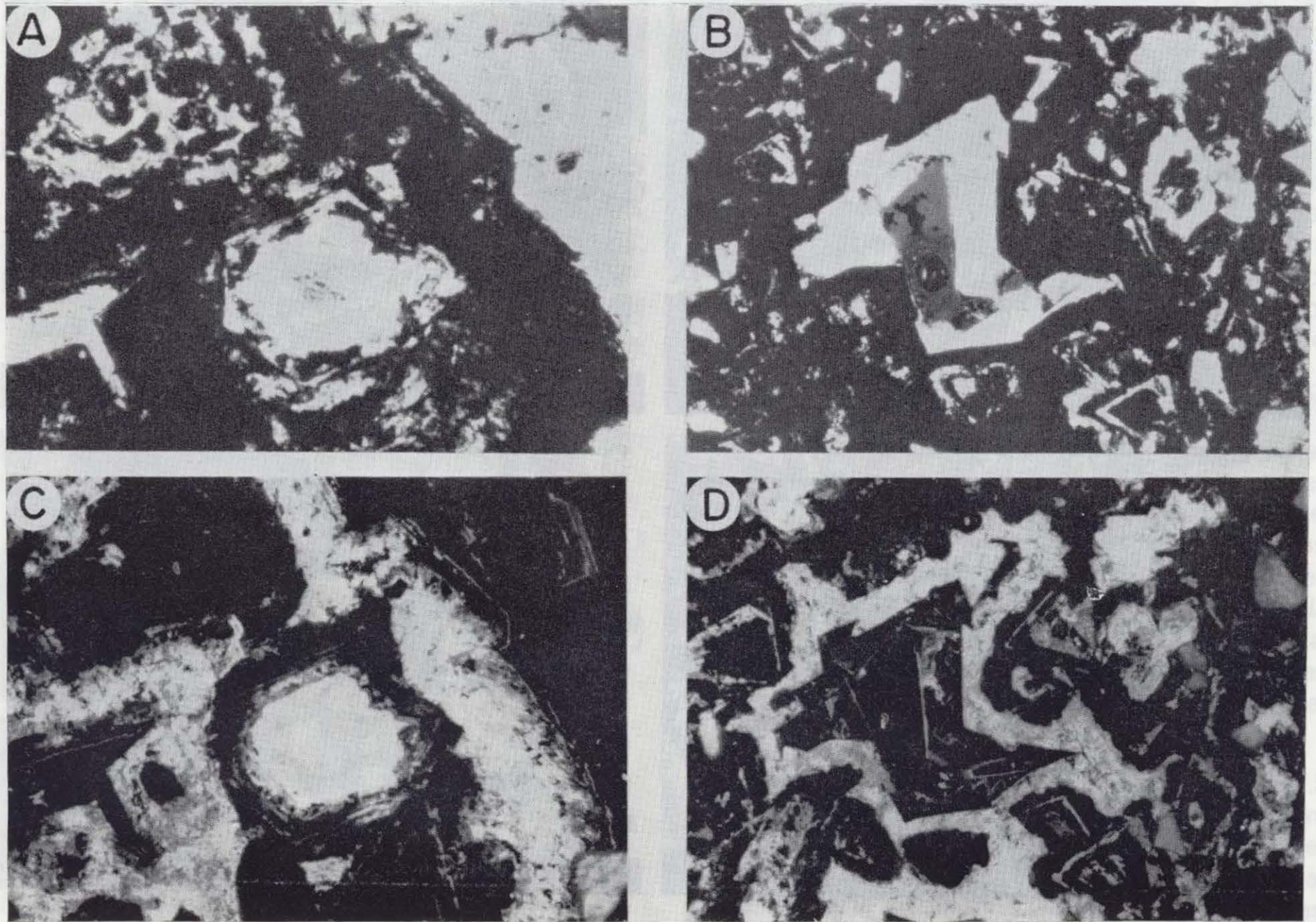


Figura 9A y C.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L. respectivamente, de un detalle de la segunda generación luminiscente brillante, naranja, muy rica en Mn^{+2} y de la tercera generación zonada, también naranja. La parte superior derecha, no luminiscente o mate, sería la cuarta generación de dolomita que rellena el hueco central de la microgeoda.

Figura 9B y D.—Microfotografía con nícoles paralelos y C. L., respectivamente, de un núcleo no luminiscente de dolomita (cuarta generación), rombos zonados, con color naranja, de calcita (tercera generación); una zona, la más oscura, con nícoles paralelos y con C. L. luminiscente naranja (segunda generación). En las partes más externas, se aprecia la primera generación no luminiscente que engloba granos de cuarzo y feldespato-K.

cente, con lo que parece confirmarse que son formas framboidales de pirita. En otras ocasiones es muy luminiscente naranja y amarillo, con lo cual corresponderían a calcita con sustituciones de Mn^{+2} , como hemos comprobado (MORAD et al., 1989), en otros cementos similares del techo del Buntsandstein.

En algunas microgeodas aparece una quinta generación formada por una banda final o central luminiscente amarilla que correspondería a la última generación de calcita. Este último cemento, así como los zonados de dolomita, son corrosivos con respecto a los precedentes, reflejando la agresividad de los distintos fluidos intersticiales y el ambiente geoquímico diagenético temprano muy influenciado por el medio de sedimentación. Asimismo, durante la mesodiagénesis, la circulación y el flujo de los fluidos sigue siendo intenso, en un medio altamente permeable y no difusivo, como ponen de manifiesto las corrosiones entre la generación cuarta y quinta.

La existencia sobre las concreciones de parches que con C. L. dan luminiscencia verdosa indican también que el Mn está como CO_3Mn .

Las muestras más ricas en concreciones fueron estudiadas al M. E. B., tanto en rotura fresca como en lámina delgada pulida. Los análisis se realizaron con un microanalizador por espectros de energía (EDS) que lleva incorporado el scanning modelo JEOL J. S. M.-35C. Asimismo, se examinaron las muestras mediante imágenes de electrones retrodispersados (backscattered), con el fin de detectar la presencia y relaciones de los minerales del Fe, Mn y Mg frente a la calcita más estequiométrica. Otra finalidad de este estudio fue la posibilidad del reconocimiento de restos de estructuras dentro de los carbonatos que pudiéramos relacionar con procesos microbiológicos. Sobre este particular, hemos encontrado que la siderita presenta una textura grumelar (figura 8A), y en ocasiones se reconocen bastantes restos orgánicos tanto de bacterias (figs. 10A y C) como de otros microorganismos (actinomicetos y otros restos vegetales sin estructura reconocible, figs. 10B, C y D). Los cocos bacterianos son similares a los encontrados por KRUMBEIN & GIELE (1979), en los estromatolitos del desierto Borrego (California) y en el del Sinaí (Israel), los cuales, según estos autores, se forman en zonas subaéreas y no cubiertas por agua,

nada más que en períodos de intensas lluvias. El tipo de bacteria que calcifica en este caso es la cianobacteria *Pleurocapsa* sp., la cual se presenta como vainas unicelulares, en colonias maduras, o bien como hileras de células que le confieren el aspecto de filamento. Estos autores las describen incluso, sobre base feldespática, como en nuestro caso.

Respecto a la presencia de hongos, también KRUMBEIN & JENS (1981), apuntan hacia la formación de lo que llaman «barniz de las rocas» o «barniz del desierto» producido por la actividad de líquenes, cianobacterias y hongos. Este barniz biogénico, ejemplo característico de un ecosistema microbiano, se adapta a los ambientes más extremos actuales del planeta. Alta irradiación y extremadamente baja actividad del agua. En este ambiente se producen la precipitación del Fe y Mn como parches, sobre los micelios de los hongos, existiendo además una asociación simbiótica de hongos y bacterias, tal como hemos podido observar en nuestras observaciones al M. E. B.

Mediante microanálisis, asociados a la siderita y calcita ferrosa se han encontrado, además del Mn, Ba, Zn, Ni y Cu, los cuales corroboran una génesis microbiana para estos carbonatos (CHOW and GOLDBERG, 1961; FERRIS et al., 1987).

Por otro lado, la geoquímica de las aguas que reflejan los cementos, con presencia de calcita, calcita ferrosa, siderita, óxidos y carbonatos de Mn, pueden relacionarse con la periódica entrada de aguas continentales (BERNER, 1971; HAWKINS, 1978) en el medio de transición propuesto. El proceso de «burrowing», que es tan frecuente en estos sedimentos, parece contribuir asimismo al enriquecimiento en Mn.

BOLES & RAMSEYER (1987) también se refieren a la asociación del Mn^{+2} con la calcita en las aguas intersticiales de origen meteórico, observando que este hecho es muy frecuente en muchos asentamientos geológicos. Con anterioridad MEYER (1974) encuentra un gran enriquecimiento de Mn^{+2} en los cementos de calcita, formados durante exposiciones subaéreas, y en rizolitos calcáreos («root casts») asociados con sedimentos reducidos, en las zonas marginales lacustres, en el este de África.

HAWKINS (1978) señala que la alta concentración de siderita en los sedimentos arenosos puede estar relacionada con el aporte de Fe^{+2} de las facies arcillosas adyacentes, procedentes de la descomposición de la biotita y de los Fe^{+2} , introducidos por las aguas fluviales, enriquecidas en materia orgánica, la cual permite las condiciones geoquímicas necesarias para la precipitación de este mineral.

Por último, cabe señalar que la secuencia de cementos carbonatados pone de manifiesto el progresivo empobrecimiento de Mn^{+2} con la evolución diagenética en profundidad.

El cemento de anhidrita está, en general, mal preservado, ya que es reemplazado por calcita o dolomita. Su máximo valor encontrado es del 2 por 100. Muestra texturas poiquilotípicas, o es

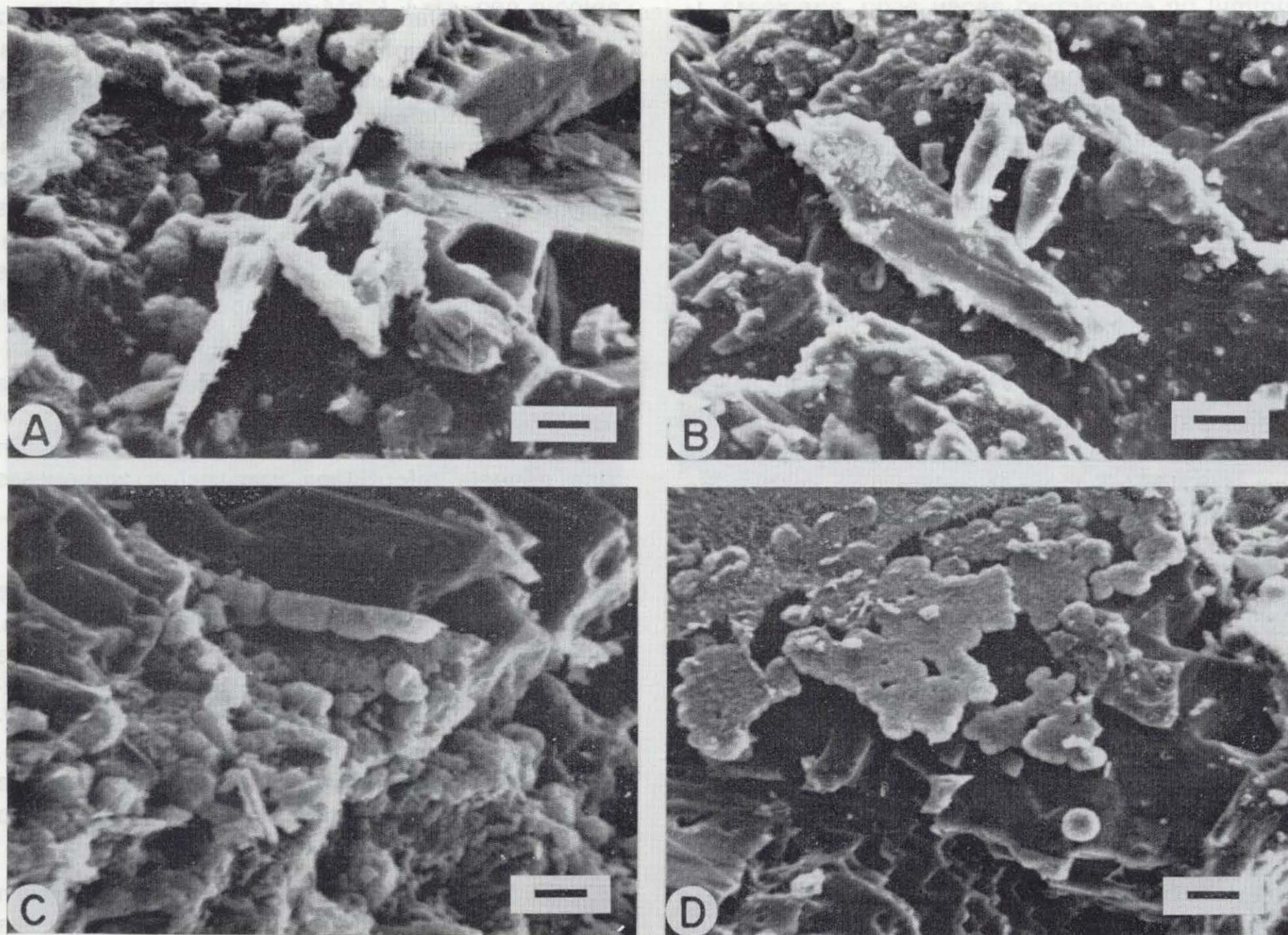


Figura 10A.—Microfotografía al M. E. B. de filamentos vegetales (filamentos fúngicos) con numerosos cocos bacterianos (posibles cianobacterias), sobre granos de cuarzo de una arcosa. Escala: 2 μ .

Figura 10B.—Microfotografía al M. E. B. de materia orgánica vegetal no estructurada y posibles restos de hifas de actinomicetos. Escala: 3,3 μ .

Figura 10C.—Microfotografía al M. E. B. del extremo de una hifa o micelio de un actinomiceto y numerosos cocos (se puede observar cómo se dividen), sobre feldespato potásico recrecido. Escala: 2,5 μ .

Figura 10D.—Microfotografía al M. E. B. de película o segregación siderítica de una concreción, formada por lipopolisacáridos, producidos por microorganismos. Escala: 5 μ .

un único cristal, rellenando el núcleo de las concreciones (fig. 8B). Reemplaza a la siderita y a veces parece englobar y anhidritizar (reemplazar?) a las concreciones, dando el aspecto de nódulos de anhidrita. Su formación, salvo en este último caso, no parece estar relacionada con condiciones de precipitación próximas a las superficiales, con lo que la consideramos como un cemento mesodiagenético de la zona semimadura (SCHMIDT & McDONALD, 1977). No obstante, debido a su alta solubilidad, la removilización de la anhidrita es común durante la diagénesis.

El cemento de baritina es poco abundante (máximo, 2 por 100); suele ser, al igual que la anhidrita, poiquilotípico, o estar formando el núcleo y parte de las capas zonadas de las concreciones (fig. 6A). Los feldespatos potásicos recrecidos están, en ocasiones, englobados y corroídos por el cemento de baritina. Para CHOW & GOLBERG (1960), durante la oxidación de la materia orgánica en los océanos, se producen altos niveles de iones SO_4^- y Ba^{++} , con lo que puede precipitar abundante SO_4Ba . Cuando toda la materia orgánica es oxidada, el microambiente se destruye, pudiendo disolverse el SO_4Ba , volviendo los iones a la solución y precipitar, durante la diagénesis. Según BOWEN (1956), existe un grupo de organismos que pueden suministrar Ba al agua de mar, entre ellos las algas pardas, rojas y verdes, cuando se descomponen, pueden liberar Ba y otros elementos tales como Cu, Ni, Va, Co, etc. Ello confirma la asociación entre ciertos metales y la materia orgánica de alto peso molecular, en sedimentos acuáticos, siendo estos complejos organometálicos, parcialmente responsables de la presencia de los metales en los sedimentos, jugando también un papel importante en la formación de minerales autigénicos durante la diagénesis (SAXBY, 1976; FORSTNER, 1982; FERRIS et al., 1987). Sobre el origen del Ba en aguas marinas superficiales, DEHAIRS et al. (1980) confirman que está relacionado, fundamentalmente, con restos orgánicos, siendo introducidos en estas aguas por procesos biológicos, citando entre los más importantes la precipitación dentro de microambientes, de materia orgánica en vías de descomposición.

El cemento yesífero sólo hemos podido deducirlo por la porosidad agrandada existente y presencia de algunos relictos del mismo, con lo

que este cemento debió de formarse muy tempranamente, habiendo sido, posteriormente, lixiviado o reemplazado por calcita.

El cemento de feldespato potásico, aunque cuantitativamente no es el más importante (0,5 a 7 por 100), sí es el más espectacular por su hábito cristalino perfecto (fig. 11A) de entre todos los cementos que muestran estas areniscas. Su textura es de tipo sintaxial, si bien, debido a la pequeña diferencia en la composición respecto a su núcleo detrítico (fig. 11B), existe un mínimo desfase de ángulos de extinción. El feldespato recrecido tiene hábitos de adularia, engloba y restaura a través de fisuras, líneas de exfoliación y maclas, al grano detrítico de tipo ortoclasa, microclina y pertítico, todos ellos bastante redondeados, en general. Asimismo, podemos decir que este cemento es el más importante, cuantitativamente hablando, de cuantos cementos feldespáticos hemos encontrado en el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. En otras áreas, siempre va seguido, en la secuencia de cementación, por cemento silíceo sintaxial que lo reemplaza (MARFIL et al., 1977; DE LA PEÑA et al., 1983; SENTCHORDI y MARFIL, 1983; DE LA CRUZ et al., 1987), no ocurriendo este hecho en las arcosas del umbral de Ateca, si no que, al igual que en las areniscas de las facies evaporíticas de sabkhas costeras, del Muschelkalk Medio de los Catalánides (CASTELLTORT et al., 1987), el cemento feldespático va seguido, en la secuencia por cementos carbonáticos y de anhidrita, siendo el cemento silíceo sintaxial casi inexistente.

Mediante C. L., hemos observado que los feldespatos detríticos dan una fuerte luminiscencia azulada, quedando el borde, las líneas de exfoliación y fisuras, oscuras o no luminiscentes. La forma cristalográfica perfecta indicaría que el sobrecrecimiento tuvo lugar en una fábrica deposicional completamente abierta, con prácticamente toda la porosidad inicial existente. Por ello, pensamos que fue uno de los cementos más tempranos en formarse. También hemos observado que los feldespatos detríticos, englobados en concreciones calcíticas pedogenéticas o rizocreaciones, no muestran el cemento sintaxial, por quedar aquéllos aislados penecontemporáneamente del sistema geoquímico diagenético (MORAD et al., 1989). Un hecho importante observado es la presencia constante (fig. 11C) de feldespatos (incluyendo plagioclasa) muy altera-

das a illita e I-E, junto con otros recrecidos y «restaurados». Su coexistencia podría explicar la fuente de los iones K^+ , de la SiO_2 y del Al_2O_3 , necesarios para la neoformación del feldespato potásico, por un proceso de disolución-precipitación, como el propuesto por MORAD et al. (1989). El carácter selectivo de la cementación feldespática, sobre los granos menos ilitizados, se de-

bería a que, según los diagramas de estabilidad, en el sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, discutido por WARREN (1987), la illita es más estable que el feldespato-K para ambientes más amplios de pH. Un proceso parecido ocurre actualmente en las arcosas del Terciario fluvial de Baja California (WALKER, 1976; WALKER, WAUGH & CRONE, 1978; WAUGH, 1978), donde la hidrólisis y la

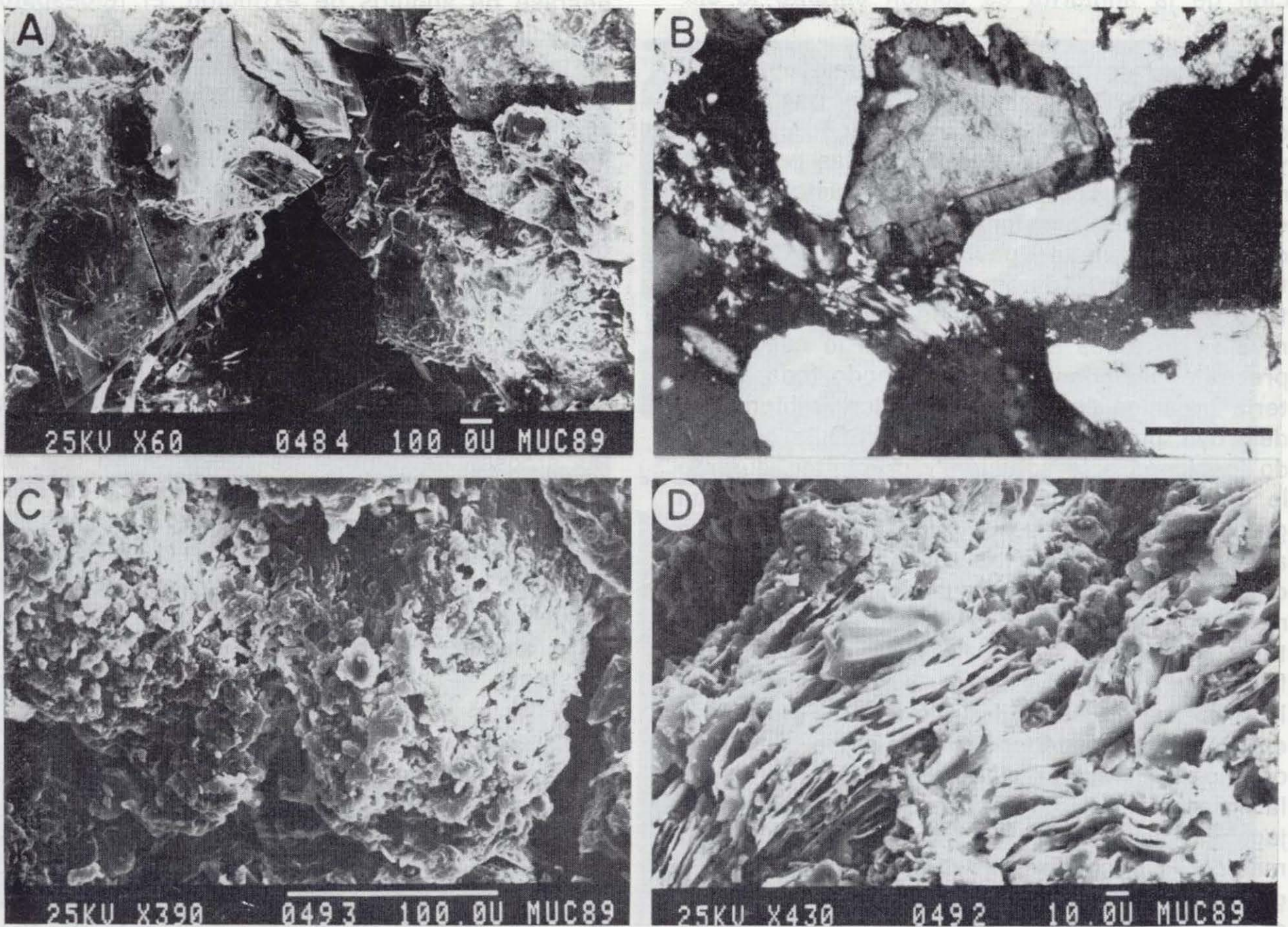


Figura 11A.—Microfotografía al M. E. B. de una arcosa en la que los feldespatos potásicos presentan un gran idiomorfismo, debido a su crecimiento secundario. En el centro de la fotografía, existe un poro que queda delimitado por las caras rectas del feldespato potásico.

Figura 11B.—Crecimiento secundario de feldespato potásico, en parte reemplazado por baritina (zona superior) y «pore-filling» de caolinita-dickita (centro) que reemplaza a parte del crecimiento secundario y a un fragmento de roca metamórfica de bajo grado. Nícoles cruzados. Escala: 0,2 mm.

Figura 11C.—Microfotografía al M. E. B. de dos feldespatos potásicos completamente alterados a interestratificados clorita-esmectita. Estos feldespatos coexisten en la misma muestra con otros idiomorfos y recrecidos, tales como los de la figura 11A.

Figura 11D.—Microfotografía al M. E. B. de moscovita alterándose a caolinita, a través de los espacios interlaminares.

autigénesis de los feldespatos potásicos tienen lugar sucesivamente por encima y por debajo del nivel freático, a muy poca profundidad de enterramiento, considerando que las condiciones de presión y temperatura son las ambientales.

Un problema que se plantea y que parece no resuelto aún (WAUGH, 1978) sería que al quedar los fluidos intersticiales enriquecidos en Ca^{+2} , Na^+ , SiO_2 y CO_3^{+2} , deberían precipitar seguidamente cemento de cuarzo y de calcita (WAUGH, 1978). Ahora bien, en las arcosas estudiadas no se forma cemento de cuarzo (o es menor del 1 por 10), y sí siderita, calcita, anhidrita, dolomita, etc., reflejando la riqueza en materia orgánica y la alta concentración salina y alcalina de las salmueras. Por ello, pensamos que la sílice, debido a la alta alcalinidad y según su comportamiento geoquímico (BLATT et al., 1972), por encima de $\text{pH}=9$, se concentraría en las aguas intersticiales, en vez de precipitar como cemento, yendo a depositarse en otras áreas de menor alcalinidad.

Con respecto a la estabilidad del feldespato potásico y su cemento, NAGTEGAAL (1978) y FÜCHTBAUER (1981) encuentran que donde mejor se mantienen los detríticos o se neoforman es en soluciones básicas, de alta concentración en álcalis y sílice, tal como en cuencas evaporíticas. Este hecho se confirma en el ambiente de salobre a evaporítico del Muschelkalk Medio de los Catalánides, antes citado, y también estudiado por uno de los autores (CASTELLTORT et al., 1987).

Además de las cementaciones, estas arcosas muestran otro proceso diagenético importante y generalizado, el reemplazamiento de moscovita por caolinita-dickita y la precipitación de estos minerales de arcilla como «pore-filling» (figs. 11B y D). El porcentaje de caolinita-dickita varía entre 0 y 5 por 100 del total y también su presencia está relacionada con hechos interesantes: Los feldespatos neoformados o recrecidos han sido preservados de la caolinitización, pero no ocurre igual con los alterados a illita e interestratificados I-E. Según muchos autores (HANCOCK & TAYLOR, 1978; SOMMER, 1978; BJORLYYKE et al., 1979, entre otros), la neoformación de caolinita se produce en sistemas abiertos durante períodos de entrada de flujos de aguas meteóricas. Por esto, y por ser el último proceso diagenético de la secuencia deducida por nosotros

(fig. 12), pensamos que el mismo puede haber tenido lugar en la telodiagénesis. No descartamos otros períodos para la caolinitización, tal vez ligados a una intensa actividad tectónica durante el tránsito, generalmente brusco, de las facies detríticas a las carbonatadas durante el Triásico. En aquellos momentos, la entrada de aguas meteóricas subterráneas, podría haber provocado el reemplazamiento de moscovita por caolinita, según el modelo propuesto por BJORLYYKE (1981). Este autor refiere la evidencia, cada vez mayor, de entrada de flujos meteóricos en las zonas de plataformas continentales y otras áreas de transición, por debajo de cientos de metros de sedimentos, provocando la caolinitización diagenética de la moscovita, la mayor pérdida de porosidad, en muchas areniscas reservorios de petróleo.

Tampoco podemos descartar, para explicar la alteración de la moscovita, en etapas mesodiagenéticas (Madura A), la expulsión de fluidos ricos en H^+ , durante la compactación de las lutitas intercaladas con nuestras arcosas, o la descarboxilación de la materia orgánica, en las mismas lutitas. La generación de CO_2 acidificaría, a su paso, los fluidos intersticiales de las arcosas más porosas, pudiendo provocar, finalmente, el paso de moscovita a caolinita, así como la disolución de los cementos carbonatados. Las dos posibilidades últimas descritas podrían confirmarse, haciendo un estudio detallado de la porosidad secundaria de las areniscas que, por el momento, no hemos efectuado.

Recientemente, BJORKUM & GJELSVIK (1988) han propuesto un modelo isoquímico para la coexistencia de cementos de caolinita, feldespato potásico e illita, indicando que, aunque termodinámicamente existe un campo muy pequeño de condiciones de co-precipitación para estos tres minerales, no obstante es frecuente su formación, como, por ejemplo, en el Jurásico del Mar del Norte. Las condiciones requeridas son: presencia de moscovita, agua intersticial sobresaturada en cuarzo y temperatura inferior a 50°C , ya que a mayor temperatura la caolinita autigénica y el feldespato potásico reaccionarían para formar illita (moscovita) y cemento de cuarzo. Estas condiciones podrían ser tenidas en cuenta y nos parecen aceptables para la coexistencia, en el Buntsandstein estudiado, de feldespato potásico autigénico, caolinita-dickita y otros felde-

patos ilitizados, durante la telodiagénesis, con condiciones de presión y temperatura próximas a las superficiales.

1d) *Secuencia de los procesos diagenéticos y relación con el ambiente de sedimentación*

Con los datos mineralógicos y texturales de los cementos, expuestos en el capítulo precedente, hemos realizado un esquema de la secuencia temporal de los mismos, la cual queda reflejada en la figura 12. En el esquema parece existir cierto solapamiento entre algunos cementos que podrían suponerse formados simultáneamente. Esto no es del todo cierto, sino que el ambiente edáfico y diagenético temprano, inmediatamente posterior a la sedimentación de estas areniscas, debieron de ser sumamente complejos y cambiantes, de forma que parte de los procesos parecen estar superpuestos. Tampoco cabe duda de que existe una íntima relación entre ellos y su ambiente de sedimentación, como veremos al intentar reconstruir la historia de los procesos. Pensamos que en las zonas de la llanura del-

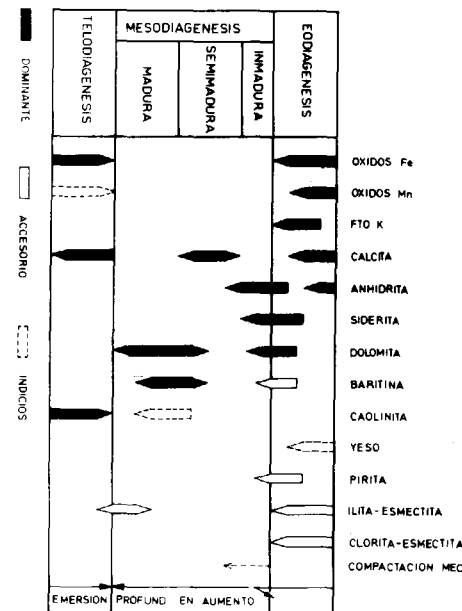


Figura 12.—Esquema de la secuencia de aparición de la mineralogía autigénica, a lo largo de las distintas etapas diagenéticas.

taica se formarían lagunas, en los períodos lluviosos, con funcionamiento de los flujos de aguas continentales, con lo cual proliferaría el desarrollo de microorganismos. Asimismo, en las márgenes arcillosas de estas charcas se desarrollaría una vegetación (macrofitas acuáticas y «céspedes costeros») que provocaría un sistema dominante de raíces horizontales (MOUNT & COHEN, 1984). Posteriormente, en los períodos de desecación de parte de la superficie encharcada, y como un proceso edáfico (difícilmente separado de la primera etapa diagenética de la materia orgánica de HESSE (1986) y otros autores, se forman las rizocreaciones, con alto contenido en Fe^{+2} y Mn^{+2} , precipitando, además abundantes óxidos de Fe y Mn. También en este período se depositan los «clay coats» arcillosos, por infiltración de arcilla, lo que por otro lado también indicaría ambientes sedimentarios caracterizados por altas concentraciones de sedimentos en suspensión y fluctuaciones en el nivel de las aguas, típicos de depósitos de llanuras deltaicas (MATLACK et al., 1989). Con la entrada de agua de mar en estas zonas y su posterior desecación, en períodos más áridos, se podrían desarrollar los cocos de cianobacterias, así como producirse, sobre el sedimento arcóscico expuesto a esta mayor aridez, el barniz biogénico, ya comentado. Se formaría cemento yesífero y algún nódulo de anhidrita que pueden tener, incluso, núcleo de baritina. En esta etapa, o inmediatamente después, tiene lugar, como reacción inorgánica y puede que con ayuda de la fase orgánica, la autigénesis del feldespato potásico, como cemento.

En la etapa diagenética siguiente, ya bajo enterramiento somero y favorecida por la gran riqueza bacteriana, al menos localmente, en la zona de reducción de nitratos (HESSE, 1986, y basado en datos de FROELICH et al., 1979) de la oxidación de la materia orgánica, comienza la reducción del Mn. La reducción del Fe ocurre posteriormente, a algo más de profundidad, y a veces se solapa con la zona de reducción de sulfatos, cuando el Eh ha sido rebajado ulteriormente. La reducción de Fe y Mn consume iones H, con lo que el pH se incrementa, siendo un prerequisite para la precipitación de carbonatos diagenéticos tempranos en las concreciones. Estas pueden formarse a partir de glomérulos, a favor de niveles más ricos en materia orgánica, en vía de descomposición microbiana. En nuestro caso, las

concreciones formadas son de siderita y otros carbonatos más complejos de Fe y Mn. Su crecimiento no es desplazativo, como en el caso de los nódulos de anhidrita, sino que engloba, al ser en inicio una sustancia «pegajosa» mucilaginoso, a parte del sedimento encajante.

Según CURTIS & COLEMAN (1986), en los sedimentos de agua dulce, como puede ocurrir temporalmente en el ambiente deltaico del Buntsandstein estudiado, el SO_4^- es escaso, y, en general, todos los solutos son escasos, con lo que el mayor control sobre las modificaciones diagenéticas tempranas son los iones procedentes de la alteración o degradación de los constituyentes detríticos (K^+ , Fe^{+3} , Mn^{+4} , etc.). El Fe hidratado es reducido, elevándose la concentración de Fe^{+2} , Fe/Ca y la alcalinidad. De este modo, en ausencia de sulfatos, la principal vía de degradación orgánica es la metanogénesis microbiana. Por ello, los carbonatos tempranos son de siderita ricos en Mn. Cabe destacar que el papel de hongos y bacterias es aún poco conocido en la precipitación de carbonatos diagenéticos, pareciendo ser importantes en estos procesos (ANDREWS, 1986; JONES & KAHLE, 1986), por lo que se deberían de tener en cuenta, sobre todo en cementos vadosos de areniscas de ambientes de transición, en climas áridos.

Por lo que se refiere a la mesodiagénesis, hemos podido constatar, por las relaciones texturales entre los granos, y de éstos con los cementos, que la diagénesis de enterramiento ha afectado muy poco a las arcosas, debido al cierre temprano de la porosidad primaria. Los procesos que según los modelos diagenéticos de NAGTEGAAL (1980) han contribuido a la pérdida de la mayor parte de la capacidad de reservorio de estas areniscas, han sido: a) cementación superficial («pedocements», «duricrusts» y «phreatic water cements»), y b) cementación temprana, cuando la compactación mecánica aún no se había llevado a cabo. Esta segunda tendría lugar en los primeros cientos de metros de enterramiento y se relacionaría con la formación de las concreciones sideríticas, así como de los cementos de anhidrita, dolomita y baritina.

CONCLUSIONES

Por los datos de que se dispone, cabe una doble interpretación genética para los sedimentos del

Buntsandstein del Umbral de Ateca: O bien se depositaron en un medio de transición, en áreas intra y supramareales, dentro de un sistema deltaico dominado por procesos de «crevassing»; o con menor probabilidad, corresponderían a sedimentos lacustres (lagunas costeras), bajo clima árido a semiárido, donde la sedimentación se realizaría a partir de flujos gravitatorios de elevada densidad.

Todos los datos obtenidos, tanto los sedimentológicos de campo como los de composición y diagénesis, indican que las series estudiadas serían las equivalentes laterales del Muschelkalk, Inferior y Medio, de la Cordillera Ibérica, en su extremo oriental, y de los Catalánides.

Petrológicamente, las areniscas estudiadas son arcosas y subarcosas procedentes de gneises del Macizo Hespérico, al igual que las del Buntsandstein de áreas próximas. Como única diferencia existiría una menor influencia de áreas fuentes de tipo metamórfico de bajo grado.

La riqueza en feldespato potásico frente a plagioclasa la hemos relacionado con climas áridos, áreas fuentes cratónicas y ambiente de sedimentación deltaica, si bien existe una pequeña removilización diagenética de la plagioclasa, siendo ésta reemplazada por feldespato potásico.

Los procesos diagenéticos que han afectado a las arcosas están en gran parte relacionados con procesos microbiológicos, lo que ha producido un gran espectro de texturas y mineralogías de cementos típicos del ambiente vadoso, hasta ahora poco conocidos en areniscas. Destaca la presencia de cementos muy tempranos de calcita y siderita con elevado contenido en Mn, que han impedido la compactación mecánica. Asimismo, es característica la presencia de arcilla infiltrada por bioturbación, siendo este proceso uno de los responsables del alto contenido en Mn. El Fe, a su vez, provendría de la alteración de las biotitas y otros minerales ferromagnesianos en las lutitas adyacentes y sería introducido por el agua fluvial, enriquecida en materia orgánica. Otro cemento importante es el de feldespato potásico, que al coexistir con feldespatos alterados a ilita e interstratificados ilita-esmectita y clorita-esmectita, sin señales de crecimiento autigénico, explicaría la fuente SiO_2 , Al_2O_3 y K^+ necesarios para neoforar el feldespato potásico, por un proceso de disolución-precipitación.

Mineralizadas en siderita y calcita ferrosa, ricas ambas en Mn, existen unas concreciones de tipo microgeodas, resultado de la actividad de hongos y bacterias, relacionadas con la etapa de reducción de nitratos y sulfatos, bajo un enterramiento somero.

Las concreciones que engloban a los granos detríticos de las arcosas también son ricas en Ba, Zn, Ni y Cu, lo que confirma su génesis microbiana, previamente supuesta por la morfología y relictos de hongos y bacterias en los carbonatos. Los primeros cementos carbonatados de las concreciones tienen una alta relación Mn/Fe y Fe/Mg, mientras que los más tardíos y profundos pierden Mn y ganan Mg.

Como procesos telodiagenéticos, existen cementos de calcita y caolinita, así como reemplazamientos de moscovita por caolinita, debidos todos ellos a la entrada de aguas meteóricas en los períodos de emersión y exumación de estas arcosas.

La secuencia de cementos encontrada no se parece a la citada en la bibliografía para el Buntsandstein de áreas próximas, ni a la de otras secuencias triásicas fluviales, ni de medios de transición deltaicos de la bibliografía, pero sí es bastante similar a la citada por CASTELLTORT et al. (1987), para ambientes de salobres a sabhkas costeras del Muschelkalk Medio de los Catalánides. Este hecho apoya la idea que por datos sedimentológicos de campo se había deducido, respecto a su equivalencia lateral con el M-2. Cabe también señalar que la secuencia de cementos, así como la complejidad de mineralogía y de texturas encontradas, reflejan el microambiente muy cambiante, existente en las primeras etapas diagenéticas, relacionado a su vez con un clima con períodos de gran aridez que favorecería las reacciones controladas por la alta salinidad y por microorganismos típicos de este ambiente.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Dr. D. Juan Rosell, del Departamento de Geología de la Universidad Autónoma de Barcelona, la ayuda prestada en la realización de este trabajo, tanto en los aspectos de campo como en la lectura crítica del manus-

crito. Al Dr. Gómez de Salazar, del Departamento de Metalurgia de la Facultad de Química de la U. C. M., y a la Sra. Dña. María Estrella Tortosa, de la E. T. S. I. A., Universidad Politécnica de Madrid, gracias por las horas dedicadas con el microscopio electrónico de barrido.

Al Dr. D. Ramón Más, del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Geología de Madrid, quiero agradecer la ayuda prestada en la iniciación a uno de nosotros (R. M.) en el campo de la catodoluminiscencia.

A la Dra. Isabel Zamarréño, del Instituto Jaime Almera, del C. S. I. C. de Barcelona, agradecemos las sugerencias realizadas para la interpretación de las concreciones sideríticas. Gracias también a los Sres. Eduardo Alegre y Francisco Luna, por su ayuda en la mecanografía del texto.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREWS, J. S. (1986): *Microfacies and geochemistry of Middle Jurassic algal limestones from Scotland*. Sedimentology, 33, 499-520.
- ARRIBAS, J.; MARFIL, R. & DE LA PEÑA, J. A. (1985): *Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain): Significance of quartz types*. Jour. Sed. Petrology, 55, 864-868.
- BASU, A.; YOUNG, W. W.; SUTTNER, L. J.; JAMES, W. C. & MACK, G. H. (1975): *Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation*. Jour. Sed. Petrology, 45, 873-882.
- BEARD, D. C. & WEYL, P. K. (1973): *Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand*. The A.A.P.G. Bull., 57, 349-369.
- BJORKUM, P. A. & GJELSVIK, N. (1988): *An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments*. Jour. Sed. Petrology, 58, 506-511.
- BJORLYYKE, K. (1979): *Cementation of sandstone discussion*. Jour. Sed. Petrology, 49, 1358-1360.
- BJORLYYKE, K. (1980): *Clastic diagenesis and basin evolution*. Rev. Ints. Inves. Geol., Universidad de Barcelona, 34, 21-44.
- BJORLYYKE, K. (1983): *Diagenetic reaction in sandstones*. In: PARKER and SELLWOOD (eds.): *Sediment diagenesis*, 169-213. Reidel Publishing Company.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): *Origin of sedimentary rocks*. Princeton-Hall. Englewood Cliff, N. J., 634 pp.

BOLES, J. R. & RAMSEYER, K. (1987): *Diagenetic carbonate in Miocene sandstone reservoir, San Joaquin basin, California*. The A.A.P.G. Bull., 71, 1475-1487.

BOWEN, H. J. M. (1956): *Strontium and barium in seawater and marine organisms*. J. Mar. Biol. Ass. U.K., 35, 451-460.

CASTELLTORT, J.; MARFIL, R. & MARZO, M. (1987): *Provenance and diagenesis of the Middle Muschelkalk sandstones of the Catalanides (NE Iberian Peninsula)*. 8th IAS Regional Meeting of Sedimentology Tunis, 137-138.

CHOW, T. J. & GOLDBERG, E. D. (1960): *On the marine geochemistry of barium*. Geochim. et cosmochim. Acta, 20, 192-198.

CURTIS, C. D. & COLEMAN, M. L. (1986): *Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences*. In: *Roles of organic matter in sediment diagenesis* (Ed.: D. L. GAUTIER). S.E.P.M. Special publication, 38, 23-33.

DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A., y ARRIBAS, J. (1987): *Procedencia y evolución diagenética de las areniscas Permo-Triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas), provincias de Teruel y Cuenca*. Cuadernos de Geología Ibérica, 11, 493-514.

DE LA PEÑA, J. A.; ARRIBAS, J.; DE LA CRUZ, B. & MARFIL, R. (1983): *Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional sandstones (red beds) in the Iberian Range, Spain*. 4th I.A.S. Regional Meeting (Split, Yugoslavia), 137-139.

DEHAIRS, F.; CHESSELET, R., and JEDWAB, J. (1980): *Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the Open Ocean*. Earth and Planet Sci. letters, 49, 528-550.

DICKINSON, W. R. (1970): *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petrology, 40, 695-707.

ESTEBAN, M. & PRAY, L. C. (1983): *Pisoids and pisolite facies (Permian)*. In: *Coated grains* (ed. T. M. PERYT). Springer-Verlag, 503-537.

FUCHTBAUER, H. (1983): *Facies controls on sandstone diagenesis*. In: PARKER and SELLWOOD (Eds.): *Sediment diagenesis*, 269-288. Reidel Publishing Company.

GALLOWAY, W. E. (1974): *Deposition and diagenetic alteration of sandstone in Northeast Pacific arc-related basins: Implications for graywacke genesis*. Geol. Soc. America Bull., 85, 379-390.

GARRIDO, A. & VILLENA, J. (1977): *El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial*. Cuad. Geol. Iberica, 4, 37-56.

HANCOCK, N. J. & TAYLOR, A. M. (1978): *Clay mineral diagenesis and oil migration in the Middle Jurassic Brent sand Formation*. J. Geol. Soc. Lond., 135, 69-72.

HAWKINS, P. J. (1978): *Relationships between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E. Midlands*. J. Geol. Soc. Lond., 135, 7-24.

HESSE, R. (1986): *Diagenesis: 11. Early diagenetic pore water, sediment interaction: modern offshore basins*. Geoscience Canada, 13, 165-196.

HUDSON, J. D. & ANDREWS, J. E. (1987): *The diagenesis of the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Inner Hebrides, Inner Scotland*. In: MARSHALL, J. D. (Ed.): *Diagenesis of Sedimentary sequences*. Geological Soc. Special Publication, 36, 259-276.

HURST, A. & IRWIN, H. (1982): *Geological modelling of clay diagenesis in sandstones*. Clay Minerals, 17, 5-22.

JOHANSEN (1988): *Origins of upper Paleozoic quartzose sandstones, American Southwest*. Sediment Geology, 56, 153-166.

JONES, B. & KAHLE, C. F. (1986): *Dendritic calcite crystals formed by calcification of algal filaments in a vadose environments*. Jour. Sed. Petrology, 56, 217-227.

KANTAROWICZ, J. D. (1985): *The petrology and diagenesis of Middle Jurassic clastic sediments Ravenscar group, Yorkshire*. Sedimentology, 32, 833-853.

KRUMBEIN, W. E.; COHEN, Y. & SHILD, M. (1977): *Solar Lake (Sinai). 4. Stromatolitic cyanobacterial mats*. Limnology and oceanography, 22, 635-656.

KRUMBEIN, W. E., and GIELE, C. (1979): *Calcification in a cocoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites*. Sedimentology, 26, 593-604.

KRUMBEIN, W. E. & JENS, K. (1981): *Biogenic rock varnish of the Negev Desert (Israel). An ecological study on iron and manganese transformation by cyanobacteria and fungi*. Oecologia, 50, 25-28.

MARFIL, R.; DE LA CRUZ, B., y DE LA PEÑA, J. A. (1977): *Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica*. Cuad. Geol. Ibérica, 14, 411-422.

MATLACK, K. S.; HOUSEKNECHT, D. W. & APPLIN, K. R. (1989): *Emplacement of clay into sand by infiltration*. Jour. Sed. Petrology, 59, 77-87.

MATTER, A. & RAMSEYER, K. (1985): *Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones*. In: G. G. ZUFFA (Ed.): *Provenance of arenites*, Reidel Publishing Company, 191-211.

MEYERS, W. J. (1974): *Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico*. Jour. Sed. Petrology, 44, 837-861.

MONTY, CL. (1981): *Spongiostromate VS. porostromate stromatolite and oncolites*. In: *Phanerozoic stromatolites* (Ed. by CL. MONTY). Springer-Verlag, 1-4.

MONTY, CL. & HARDIE, L. A. (1976): *The geological significance of the freshwater blue green algal calcareous marsh*. In: *Stromatolites* (Ed. by M. R. WALTER). Developments in Sedimentology, 20, 447-477.

MOUNT, J. F. & COHEN, A. S. (1984): *Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, East Lake Turkana, Kenya*. Jour. Sed. Petrology, 54, 262-275.

- MORAD, S.; MARFIL, R. & DE LA PEÑA, J. A. (1989): *Diagenetic K-feldspar pseudomorphs in the Triassic Buntsandstein sandstones of the Iberian Range, Spain*. *Sedimentology*, 36, 635-650.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1978): *Sandstone framework instability as a function of burial diagenesis*. *J. Geol. Soc. London*, 135, 101-105.
- NEALSON, K. H. (1983): *The microbial iron cycle and the microbial manganese cycle*. In: *Microbial Geochemistry*. Ed. W. E. KRUMBEIN, Ph., D. Blackwell Scientific publications, 159-221.
- SCHMIDT, V. & McDONALD, D. A. (1979): *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*. *S. E. P. M.: Special Publication*, 26, 175-207.
- SENTCHORDI, E., y MARFIL, R. (1983): *Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de El Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica)*. *Bol. Geol. Min., XCIV*, V, 448-471.
- SOMMER, F. (1978): *Diagenesis of Jurassic sandstones in the Vilkng graben*. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 135, 63-67.
- STABLEIN III, N. K. & DAPPLES, E. C. (1977): *Feldspars of the Tunnel city groups (Cambrian), Western Wisconsin*. *Jour. Sed. Petrology*, 47, 1512-1528.
- STONECIPHER, S. A.; WINN, R. R., Jr. & BISHOP, M. G. (1984): *Diagenesis of the Frontier Formation Moxa Arch: A function of sandstone Geometry, texture and composition, and fluid flux*. In: *Clastic Diagenesis*, A.A.P.G. Memoir, 37, 289-316.
- TURNER, P. (1980): *Continental red beds*. *Development in Sedimentology*, 29, 562 pp.
- WALKER, T. R. (1976): *Diagenetic origin of continental red beds*. In: FALKE, H. (Ed.): *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. Reidel, Dordrecht, Holland, 240-282.
- WALKER, T. R. & WAUG, B. (1973): *Intrastratal alteration of silicate minerals in late Tertiary fluvial arkose, Baja California, Mexico*. *Geol. Soc. Am. Abs. with Progrs.*, 7, 853-854.
- WALKER, T. R.; WAUG, B. & CRONE, A. J. (1978): *Diagenesis in first cycle desert alluvium of cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 89, 19-32.
- WARREN, E. A. (1987): *The application of a solution-mineral equilibrium model to the diagenesis of Carboniferous sandstones, Bothamsall oilfield, East Midlands, England*. In: MARSHALL, J. D. (Ed.): *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geological Society Special Publications, 36, 55-69.
- WAUGH, B. (1978): *Authigenic K-feldspar in British Permian-Triassic sandstones*. *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 135, 51-56.
- WILSON, M. D. & PITTMAN, E. D. (1977): *Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis*. *Jour. Sed. Petrology*, 47, 3-31.

Original recibido: Noviembre de 1989.

Original aceptado: Diciembre de 1989.