

*Evolución diagenética de los carbonatos arrecifales
de la Formación Torrecilla en Cameros
y de los carbonatos continentales suprayacentes
(Kimmeridgiense inferior-Titónico) en el Sector de Soria.
Cuenca de Cameros, N. España*

*Diagenetic evolution of the reefal carbonates of the
Torrecilla en Cameros Formation and overlying continental
carbonates (Early Kimmeridgian-Tithonian) in the Soria
Sector. Cameros Basin, N. Spain*

M. I. BENITO^{1*} Y R. MAS²

ABSTRACT

The last marine Jurassic unit deposited in the Soria area corresponds to the Torrecilla en Cameros Fm. (Early Kimmeridgian). This unit, composed of sandstones and reefal and oolitic limestones, was deposited in a shallow carbonate ramp. The syndepositional diagenetic processes of micritization and precipitation of peloidal micrite and fibrous calcite occurred during the episode of sedimentation.

In the Late Kimmeridgian the reefal unit was subaerially exposed and was affected by the meteoric waters which led to the dissolution and neomorphism of aragonite and HMC and the precipitation of a generation of meteoric calcite. The top of the unit was also edaphized and a ferruginous crust was developed.

The episode of rifting, that led to the formation of the Cameros Basin, occurred from the Tithonian and during the Early Cretaceous. In this sector, the sedimentation of the basin, mainly continental, started with the deposition of the Ágreda Aloformation. Carbonates deposited at the base of this continental unit have elemental and isotopic features very similar to those of the meteoric cements precipitated in the reefal unit. This suggests that the environmental conditions were very similar during precipitation of meteoric carbonates in both units.

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, nº 23. 28003 Madrid.
2 Dpto. Estratigrafía, U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas. Facultad C.C. Geológicas (UCM), Instituto de Geología Económica (CSIC). 28040 Madrid. España. * Dirección actual de M.I. Benito.

With the progressive burial, precipitation of a ferroan calcite cement occurred in fractures and remaining porosity in both units. Later, a generation of saddle ankerite precipitated, perhaps in relation to the hydrothermal metamorphism that affected the northeastern sector of the basin during the Middle-Late Cretaceous.

Lastly, the precipitation of a generation of nonferroan and Mg-rich calcite cement occurred, possibly during the Latest Cretaceous.

The last preserved diagenetic stages were related to the tectonic uplift of the region during the alpine compression, and the exhumation of the reefal unit during which ankerite and ferroan calcite were replaced by nonferroan, inclusion rich calcite.

Keywords: Reefal carbonates, diagenesis, cathodoluminescence, geochemistry, Kimmeridgian, Cameros Basin.

RESUMEN

El último episodio de sedimentación marina del Jurásico en el área de Soria se produjo durante el Kimmeridgiense inferior con el depósito de la Fm. Torrecilla en Cameros, formada por areniscas y calizas arrecifales y oolíticas que se depositaron en una rampa carbonática somera. Fue durante el depósito de esta unidad cuando tuvieron lugar los procesos diagenéticos sinsedimentarios de micritización y precipitación de micrita peloidal y de calcita fibrosa.

En el Kimmeridgiense superior la unidad arrecifal quedó expuesta y fue afectada por las aguas meteóricas que favorecieron la disolución y neomorfismo del aragonito y de la HMC, produciéndose asimismo la precipitación de un cemento de calcita meteórica y la edafización y desarrollo de una costra hematítica en el techo de la unidad.

A partir del Titónico y durante el Cretácico inferior se desarrolló el episodio de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros. En este sector la sedimentación de la cuenca, esencialmente continental, comenzó en el Titónico con el depósito de la Afm. Ágreda. Los carbonatos de la base de esta unidad poseen unas características geoquímicas (elementales e isotópicas) muy similares a las de los cementos meteóricos precipitados en la unidad arrecifal, lo que sugiere la existencia de condiciones ambientales muy similares durante la precipitación de ambos.

Con el progresivo enterramiento de ambas unidades se produjo la precipitación de un cemento de calcita ferrosa en fracturas y en la porosidad remanente. Posteriormente precipitó un cemento de anquerita barroca que pudo estar relacionado con el metamorfismo hidrotermal que afectó a los depósitos de la cuenca en el sector nororiental durante el Cretácico medio-superior. Finalmente precipitó una generación de calcita no ferrosa y rica en Mg, precipitación que pudo ocurrir durante el Cretácico terminal.

Las últimas etapas diagenéticas preservadas se produjeron como consecuencia del levantamiento tectónico de esta región durante la compresión alpina y la exhumación de la unidad arrecifal durante la cual tuvo lugar el remplazamiento de la anquerita y de la calcita ferrosa por un mosaico de calcita no ferrosa rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe.

Palabras clave: Carbonatos arrecifales, diagénesis, catodoluminiscencia, geoquímica, Kimmeridgiense, Cuenca de Cameros.

INTRODUCCIÓN

Durante el Kimmeridgiense y en gran parte de la Cuenca Ibérica se desarrollaron amplias plataformas carbonáticas de tipo rampa que se abrían hacia el sureste y hacia el norte (Alonso y Mas, 1990; Bádenas, 1999) y que estaban dominadas por las tormentas en gran parte de la cuenca (Bádenas *et al.*, 1993; Bádenas, 1999; Bádenas y Aurell, 2001). Durante este periodo de tiempo la Cuenca Ibérica, perteneciente al Dominio Tethysiano, estaba conectada con la Cuenca Vasco-Cantábrica, perteneciente al Dominio Boreal, a través del Estrecho de Soria que se situaba entre los macizos Ibérico y del Ebro y que es donde se enmarca este trabajo. En concreto, la sedimentación durante el Kimmeridgiense en este estrecho tuvo lugar en una rampa carbonática somera en la que predominó el desarrollo de arrecifes de coral que pertenecen a la Fm. Torrecilla en Cameros (Alonso y Mas, 1990) (Fig. 1).

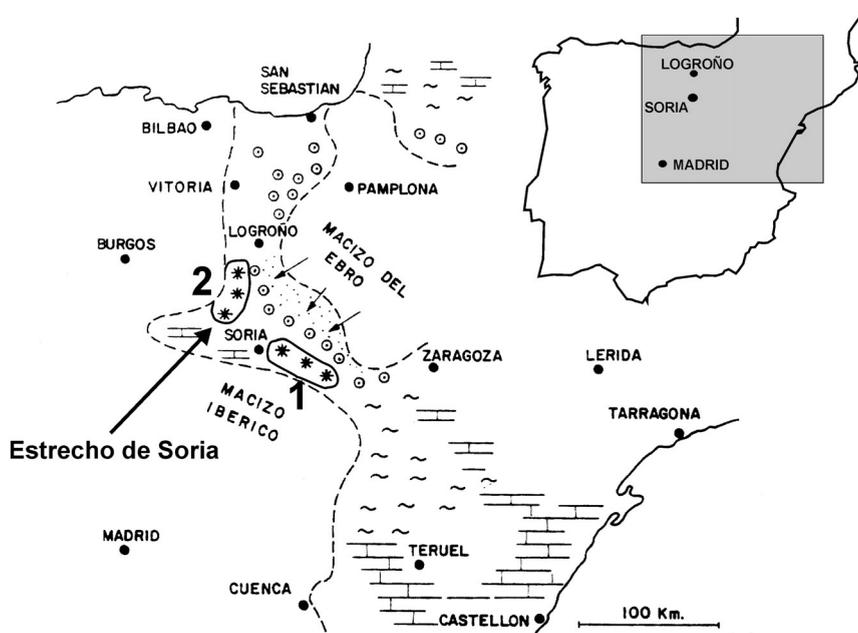


FIG. 1. El estrecho de Soria durante el Kimmeridgiense. *** Complejos arrecifales: 1. Complejos arrecifales de los sectores de Soria y Sur del Moncayo; 2. Complejos arrecifales del sector de Torrecilla. ⊙ Facies oolíticas. ~ Margas (modificada de Alonso y Mas, 1990).

FIG. 1. The Soria Seaway during Kimmeridgian. *** Reefal complexes: 1. Reefal complexes of the Soria and South of Moncayo sectors; 2. Reefal complexes of the Torrecilla Sector. ⊙ Oolitic facies. ~ Marls (modified from Alonso and Mas, 1990)

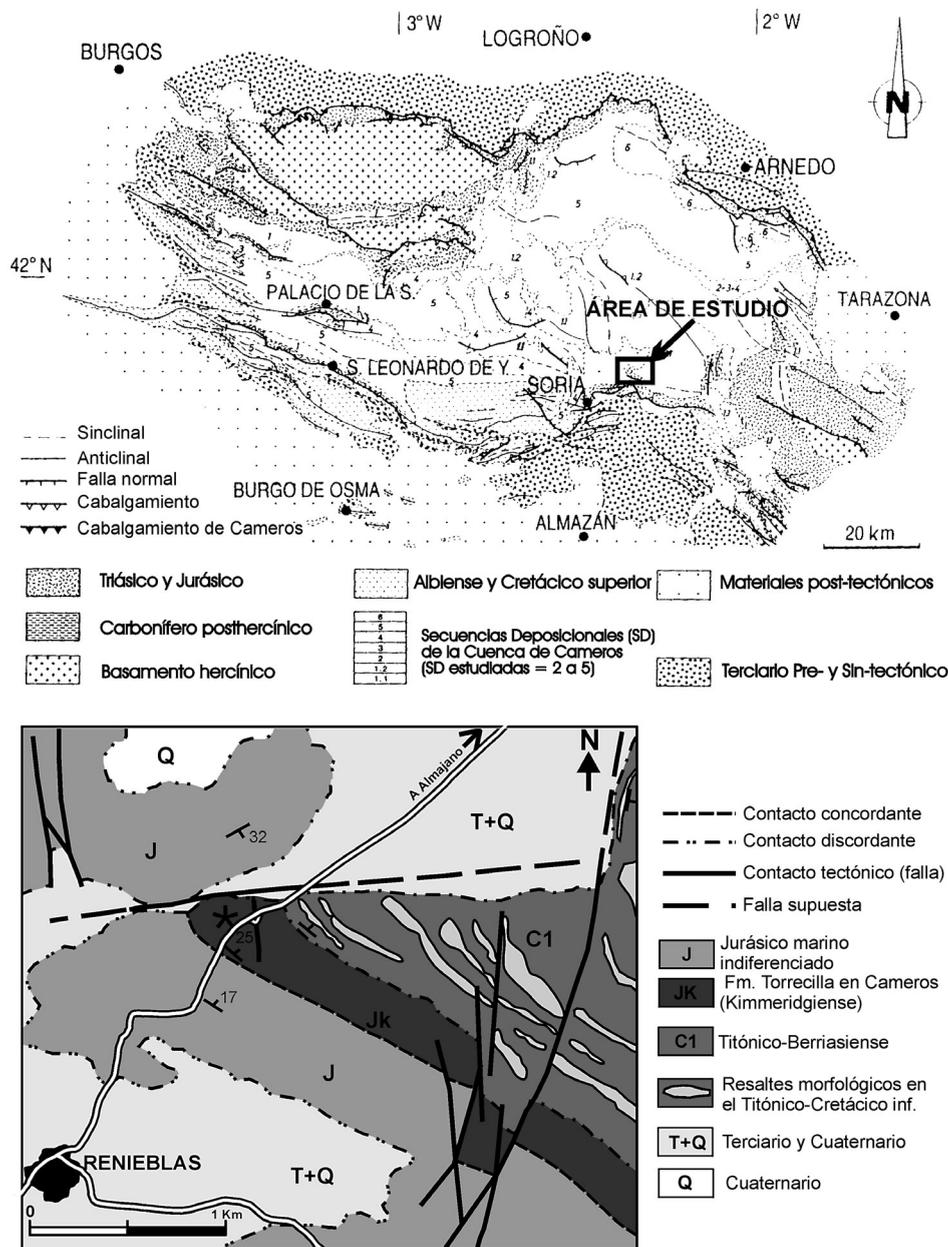


FIG. 2. Mapa geológico de la Cuenca de Cameros (modificado de Guimerá *et al.*, 1995) y esquema geológico del área de estudio.

FIG. 2. Geological map of the Cameros Basin (modified from Guimerá *et al.*, 1995) and geological diagram of the studied area.

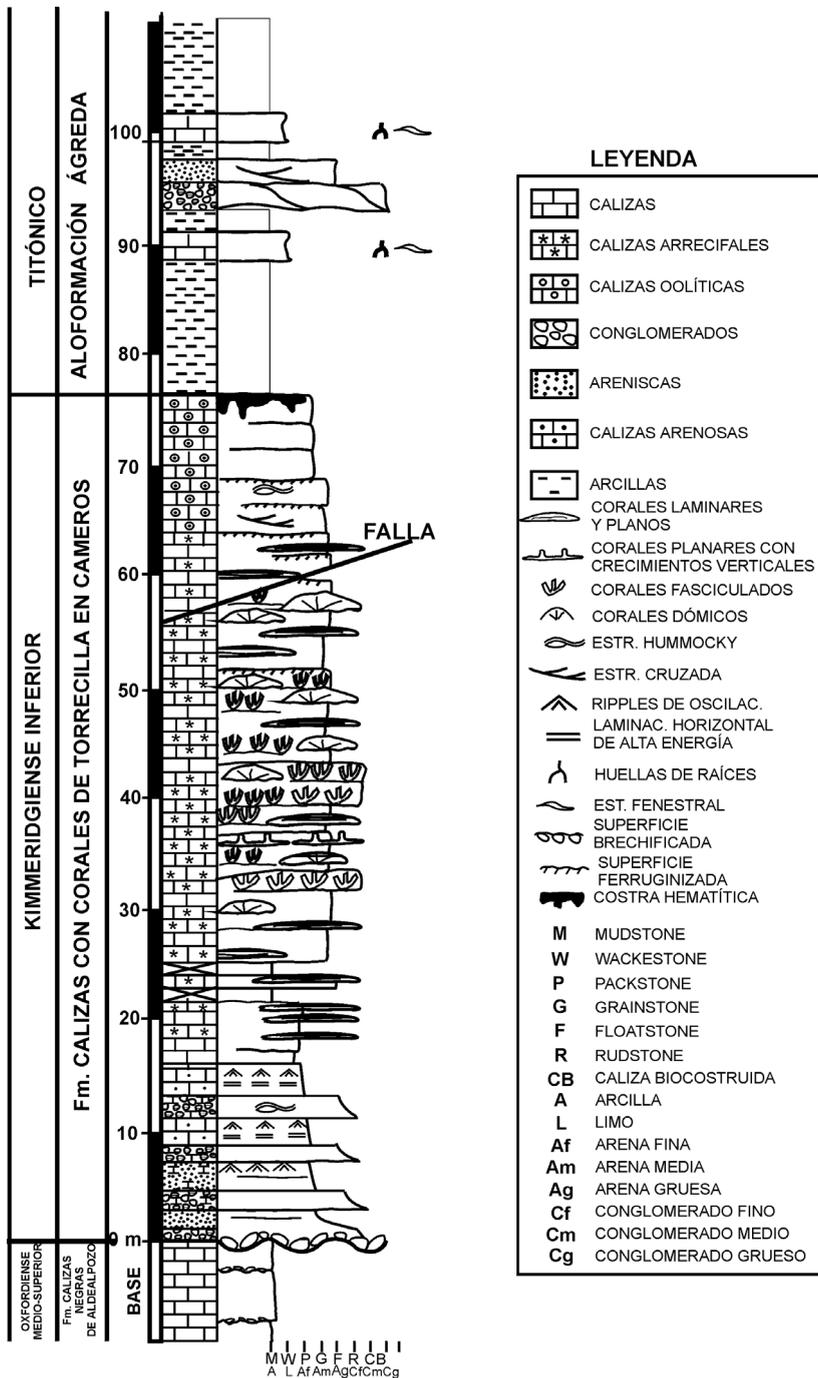
Estos depósitos, datados como del Kimmeridgiense inferior basándose en el estudio de los ammonites y corales (Benke *et al.*, 1981; Errenst, 1990; 1991), pertenecen a la secuencia deposicional Kimmeridgiense-1 (Bádenas, 1997; Aurell *et al.*, 1998) que abarca desde el Kimmeridgiense inferior a la parte basal del Kimmeridgiense superior.

A partir del Kimmeridgiense superior y durante el Titónico se produjo una progresiva retirada del mar de la Cuenca Ibérica hacia el sureste y norte producida tanto por un descenso eustático (Aurell *et al.*, 1994) como por la tectónica, de régimen extensivo, que afectó a esta zona de la Cuenca Ibérica y que entre otras, dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 1993). La Cuenca de Cameros (Fig. 2) tiene unas particularidades que la hacen ser única en el ámbito de la Cordillera Ibérica. Por un lado el registro estratigráfico, formado principalmente por sedimentos continentales, medido desde el Titónico al Albiense inferior, llega a ser de hasta 9000 m en las zonas depocentrales (que representan hasta 5000 m de potencia acumulada de sedimentos en la vertical) (Mas *et al.*, 1993). Por otro lado, estos materiales fueron afectados por un metamorfismo de bajo grado en su sector nor-oriental (Casquet *et al.*, 1992; Mas *et al.*, 1993; Guimerá *et al.*, 1995).

Este trabajo trata de los procesos diagenéticos que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros y a los carbonatos continentales suprayacentes (pertenecientes a la base de la Aloformación Ágrede), así como de la relación de estos procesos con la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cameros.

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Este trabajo se ha realizado al noreste de la ciudad de Soria en un afloramiento situado a lo largo de la carretera que une las poblaciones de Renieblas y Almajano (Fig. 2). En este sector la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros comenzó en la zona media-interna de una rampa dominada por las tormentas, de tendencia retrogradante, y con gran cantidad de aportes siliciclásticos (Benito, 2001). La sedimentación continuó con el desarrollo de colonias de corales que, en conjunto, presentan una tendencia progradante y ausencia casi total de siliciclásticos (Fig. 3). Durante el comienzo de esta etapa, la sedimentación se produjo en una zona de rampa media en la que se desarrollaron colonias de corales laminares y planos que están intercaladas entre depósitos de tormenta cuyos componentes no presentan signos de retrabajamiento por el oleaje. Progresivamente fueron predominando las colonias dómicas y fasciculares robustas a medida que los componentes del sedimento alóctono, que se depositaba durante los episodios de tormenta, iban siendo más redondeados y presentaban signos de retrabajamiento por el oleaje (Benito, 2001). Finalmente fueron dominando las colonias masivas y fasciculadas delicadas, que se desarrollaron en una zona de rampa media-interna y que presentan encostramientos micríticos peloidales asociados a espículas de esponjas, foraminíferos nubeculáridos, serpúlidos, *Koskinobullina socialis*, *Bacinella irregularis*, *Lithocodium* y *Thaumatoporella*, estos últimos, taxones típicos de ambiente someros (Fürsich y Werner, 1991; Leinfelder *et al.*, 1993; Nose, 1995).



Durante el último episodio de sedimentación en este sector se produjo la progradación de barras oolíticas de *back-reef* sobre las facies arrecifales (Fig. 3). La migración de estas barras, con muy poco contenido en siliciclásticos, se produjo en una zona media-interna e interna de la rampa (Benito, 2001).

En este sector, el techo de la Fm. Torrecilla en Cameros corresponde a una superficie edafizada y nodulizada sobre la que se encuentra una costra hematítica que puede llegar a tener varios decímetros de espesor. Sobre ella se apoyan discordantemente los depósitos, esencialmente continentales, del “Weald” no superiores a 2000-2500 m de potencia, y cuya sedimentación se produjo como consecuencia del episodio de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros (Mas *et al.*, 1993). La primera unidad sedimentaria de relleno de la Cuenca de Cameros, que se apoya discordantemente sobre la Fm. Torrecilla en Cameros, corresponde a la Afm. Ágreda, de edad Titónico (Gómez Fernández, 1992; Gómez Fernández y Meléndez, 1994). Esta unidad comienza con el depósito de arcillas rojas, cuerpos canalizados de conglomerados y areniscas y calizas lacustres y palustres (Fig. 3).

No se han encontrado en esta área depósitos del Cretácico superior que, por otro lado, sí se encuentran bien desarrollados muy cerca, al oeste y suroeste de Soria (Fig. 2) donde llegan a alcanzar 800 a 900 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993). Es muy probable que la sedimentación del Cretácico superior también se produjera en este sector de la Cuenca de Cameros, aunque posteriormente estos depósitos habrían sido erosionados.

En el Terciario tuvo lugar la inversión de la Cuenca de Cameros que, en este sector, se produjo mediante un sistema de cabalgamientos y pliegues de propagación de dirección este-oeste dirigidos hacia el sur (Casas Sainz, 1992; Guimerá *et al.*, 1995).

METODOLOGÍA

Este trabajo se ha basado en el estudio de 200 láminas delgadas, doblemente pulidas y sin cubrir, 120 de ellas de 30 mm de espesor y el resto de 150-200 mm. Todas ellas fueron examinadas mediante un microscopio de polarización acoplado a un equipo de catodoluminiscencia (CL) fría Technosyn™ modelo MK-II. Las condiciones de uso de este equipo han sido: voltaje: 11-16 Kv; intensidad 200-500 mA y vacío: 0.2-0.1 Torr. Una vez examinadas todas las láminas delgadas, las de 30 mm fueron teñidas con Alizarina roja S y ferricianuro potásico (Dickson, 1966). Posteriormente, y basándose en las imágenes obtenidas con CL, se realizaron los análisis geoquímicos elementales e isotópicos, de cada una de las generaciones de carbonatos, sobre las láminas de mayor espesor. Para los análisis elementales se ha utilizado el equipo de microsonda electrónica de la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones de funcionamiento con las que se ha trabajado han sido:

FIG. 3.- Columna estratigráfica simplificada de la Fm. Torrecilla en Cameros y de la base de la Afm. Ágreda en el sector de Soria.

FIG. 3.- Simplified stratigraphic section of the Torrecilla en Cameros Fm. and the base of the Ágreda Afm. in the Soria Sector.

un voltaje de 15 Kv, una intensidad de corriente de 20 nA, un diámetro del haz de electrones de 5 Mm y un tiempo de exposición para cada elemento analizado de 15 segundos. Los límites de detección han sido de: 100 ppm para el Mg, 250 ppm para el Sr, 200 ppm para el Mn, y 250 ppm para el Fe. Los datos obtenidos en forma de porcentajes de óxidos fueron transformados en porcentajes de moles de carbonato de cada uno de los elementos analizados. La microsonda electrónica se ha utilizado en todos los casos en las láminas delgadas que habían sido previamente estudiadas y fotografiadas con microscopía óptica y CL. Sobre ellas se marcaron con un círculo las zonas a analizar. Para poder orientarse bien en la muestra una vez introducida en el equipo, y saber exactamente sobre qué mineral, generación o zonado se iba a realizar cada análisis puntual, se obtuvieron las imágenes de las zonas elegidas con el modo de electrones retrodispersados. Trabajando en este modo se pueden distinguir los distintos tipos de carbonatos existentes en la muestra y, además, se pueden observar los mismos zonados que los observados, en el mismo área, cuando se aplica la CL.

Los análisis isotópicos se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan. Para ello se eligieron y rodearon con un círculo las zonas que habían sido previamente fotografiadas con luz transmitida y CL y que tuvieran un diámetro adecuado, mayor de 200 micras, para su extracción. La extracción de la muestra en forma de polvo, que en ningún caso superó los 150 mg de peso, se realizó sobre las láminas delgadas (que ya habían sido analizadas con la microsonda en la mayor parte de los casos) mediante un torno de dentista acoplado a una lupa binocular (el diámetro de las fresas utilizadas en la extracción era de 10 Mm). Como en el caso de los análisis con la microsonda, las fotografías de luz transmitida y CL fue-

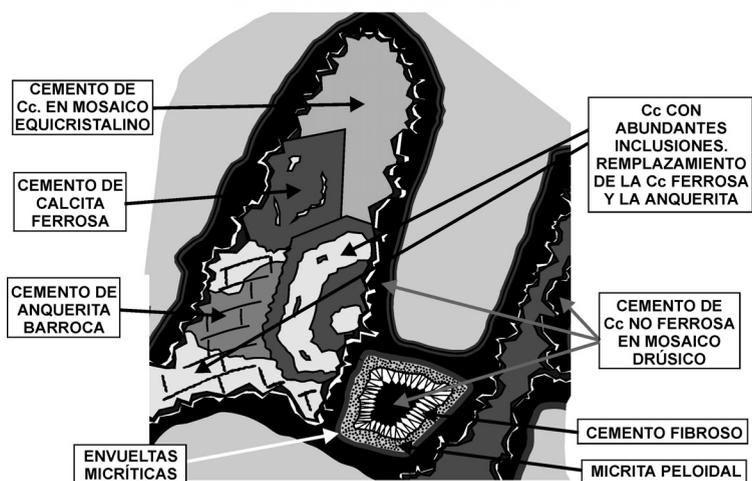


FIG. 4. - Esquema idealizado que representa la secuencia paragenética de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria.

FIG. 4.- Idealized sketches of the paragenetic sequence of the main diagenetic phases observed in the Torrecilla in Cameros Fm. in the Soria Sector.

ron imprescindibles a la hora de orientarse en la lámina y extraer material exclusivamente de las zonas que se querían analizar, generalmente sólo visibles en CL. Para asegurar la pureza de cada una de las muestras e identificar posibles contaminaciones (una vez extraídas las muestras), las láminas delgadas fueron de nuevo examinadas con CL para garantizar que solo se había obtenido material de las zonas elegidas. En los casos en los que se produjo contaminación, la muestra fue desechada.

Para la determinación mineralógica de la costra ferruginosa del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros, se ha utilizado el equipo de difracción de Rayos X del Dpto. de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Respecto a la terminología, se ha utilizado la nomenclatura propuesta por Friedman (1965) para describir las texturas y fábricas neomórficas. El término anquerita se ha utilizado para definir a los carbonatos de tipo dolomita con una relación $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}) \geq 0.2$ (Chang *et al.*, 1996).

OBSERVACIONES PETROGRÁFICAS Y GEOQUÍMICAS DE LOS CARBONATOS DIAGENÉTICOS DE LA FM. TORRECILLA EN CAMEROS

La secuencia paragenética y las relaciones entre las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria han sido esquematizadas en la figura 4.

Con el fin de intentar definir el valor isotópico original y característico de los carbonatos marinos del Kimmeridgiense del área de estudio se ha analizado, a falta de belemnites, la capa foliosa de la concha de un braquiópodo terebratúlido, originalmente de calcita de bajo contenido en magnesio (LMC), que petrográficamente no mostraba signos de alteración diagenética. Los valores obtenidos han sido de -3.41‰ y -5.12‰ para el C y O, respectivamente (Fig. 5). Estos valores están muy alejados de la composición isotópica inferida para los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente durante el Kimmeridgiense (Lohmann, 1987), de la de belemnites y ostreidos del Kimmeridgiense (Veizer *et al.*, 1997) y de la de los obtenidos en un braquiópodo del Kimmeridgiense-Titónico de Mallorca (Price y Sellwood, 1994) (Fig. 5) que, en todos los casos, presentan composiciones más pesadas tanto en C como en O. Este hecho sugiere que los braquiópodos de esta sección estratigráfica sufrieron una alteración diagenética tras su depósito.

CARBONATOS DIAGENÉTICOS SINSEDIMENTARIOS

Durante la etapa de sedimentación de la unidad arrecifal se produjeron los procesos diagenéticos sinsedimentarios de micritización y precipitación de cemento fibroso y micrita peloidal en la porosidad primaria (Fig. 4).

Envueltas micríticas

Las envueltas micríticas, producto de la infestación de las partículas carbonáticas en el fondo marino por organismos endolíticos (Tucker y Bathrust, 1990), se han

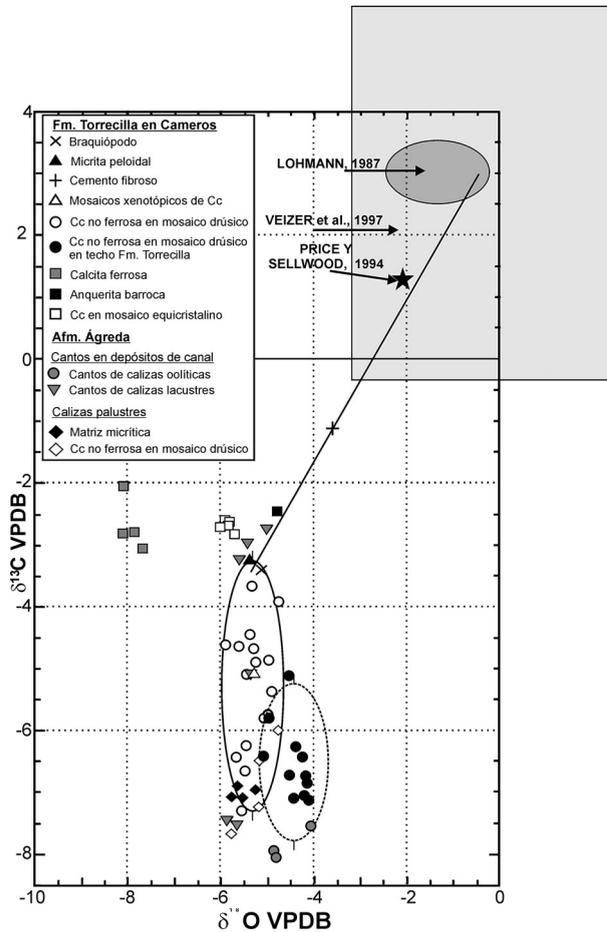


FIG. 5.- Composiciones isotópicas de los carbonatos de la Fm. Torrecilla en Cameros y de la Afm. Ágreda. El rectángulo de color gris claro corresponde a los datos isotópicos obtenidos en ostreidos y belemnites del Kimmeridgiense por Veizer et al. (1997). La estrella corresponde al dato obtenido en la concha de un braquiópodo del Jurásico superior de Mallorca por Price y Sellwood (1994). La elipse de color gris oscuro corresponde a los datos obtenidos por Lohmann (1987), $\pm 1 \text{‰}$, en los cementos marinos de calcita precipitados inorgánicamente en el Kimmeridgiense. La elipse de trazo discontinuo define la media, ± 2 desviaciones estándar, de los valores isotópicos obtenidos en el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros. La elipse vertical de trazo continuo define la media, ± 2 desviaciones estándar, de los valores isotópicos obtenidos en el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico del resto de la Fm. Torrecilla en Cameros.

FIG. 5.- Isotopic compositions of carbonates of the Torrecilla en Cameros Fm. and Ágreda Afm. The light grey rectangle represents the range of values for Kimmeridgian belemnites and oysters (Veizer et al., 1997). The star corresponds to the isotopic value of a brachiopod shell from the Late Jurassic of Mallorca (Price and Sellwood, 1994). The dark grey ellipse represents the value ($\pm 1 \text{‰}$ error) of abiotic marine calcite for Kimmeridgian (Lohmann, 1987). The ellipse with the discontinuous line defines the mean (± 2 standard deviations) for isotopic compositions of the drusic mosaic of non-ferroan calcite cement from the top of the Torrecilla en Cameros Fm. The ellipse with the continuous line defines the mean (± 2 standard deviations) for isotopic compositions of the drusic mosaic of non-ferroan calcite cement from the rest of the Torrecilla en Cameros Fm.

observado alrededor de los fragmentos de equinodermos, serpúlidos, bivalvos y corales masivos. Estas envueltas no suelen tener un espesor superior a 20-30 mm, presentan una luminiscencia mate (LM) oscura de color marrón-anaranjado y frecuentemente son las únicas estructuras que permiten reconocer la estructura externa de los corales cuyo esqueleto, en la mayor parte de los casos, está disuelto (Fig. 6A).

Micrita peloidal

La micrita peloidal, interpretada como producto de la actividad microbiana en el fondo marino (Marshall, 1983; Chafetz, 1986; Sun y Wright, 1989; Leinfelder *et al.*, 1993; Insalaco, 1996, entre otros), se encuentra en posición geopetal y antigeopetal rellenando la porosidad de tipo *growth-framework* y las cavidades de bioturbación de los corales masivos (Fig. 6B), y también formando parte de los encostramientos desarrollados sobre las colonias de corales de la parte media-superior de la unidad. Con CL, la micrita peloidal presenta LM oscura en la que se observa un punteado fino de luminiscencia brillante (LB) o no luminiscente (NL). La composición elemental media de la micrita peloidal es: $(Ca_{99,4}Sr_0Mg_{0,45}Fe_{0,1}Mn_{0,018})(CO_3)_{100}$

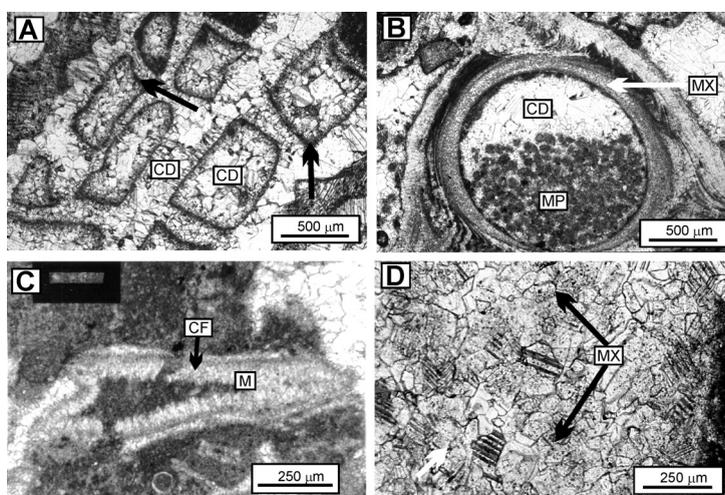


FIG. 6 -A. Envueltas micríticas desarrolladas en un coral (flechas). Obsérvese como tanto la porosidad primaria de tipo *growth-framework* como la mólida, de disolución, están cementadas por calcita no ferroso en mosaico drústico (CD). B. Porosidad intrapartícula (de un serpúlido) rellena en parte por micrita peloidal (MP) en posición geopetal y finalmente cementada por calcita no ferroso en mosaico drústico (CD). La pared interna del serpúlido está constituida por un mosaico xenotópico de calcita (MX). C. Cemento de calcita fibrosa (CF) en el interior de la porosidad primaria de un coral. La porosidad está finalmente rellena de micrita (M). D. Mosaico xenotópico de calcita (MX) con abundantes inclusiones desarrollados en un coral.

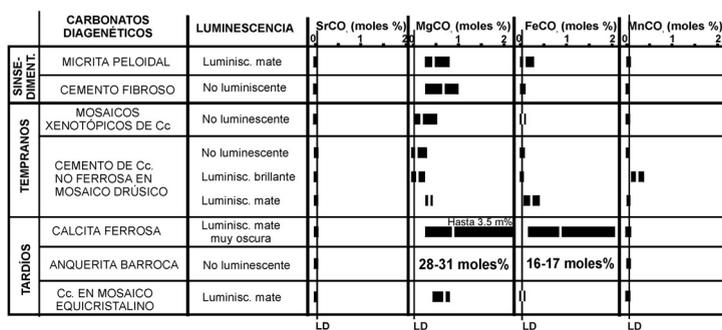
FIG. 6. -A. Micritic envelopes developed around a coral (arrows). Both, the *growth-framework* type primary porosity and mouldic porosity, are filled with a druse mosaic of a non-ferroan calcite cement (CD). B. Intraparticle porosity (of a serpulid) filled, firstly, by geopetal peloidal micrite (MP), and lastly by a druse mosaic of non-ferroan calcite cement (CD). The inner wall of the serpulid shell is constituted by a xenotopic mosaic of non ferroan calcite (MX). C. Fibrous calcite cement (CF) filling primary porosity of a coral. Porosity is later completely filled by micrite (M). D. Inclusion-rich xenotopic mosaic of calcite (MX) developed in a coral.

(Fig. 7) y su composición isotópica es de -3.26‰ en C y de -5.35‰ en O (Fig. 5). Tanto la composición elemental de estas micritas, actualmente de LMC, como su composición isotópica (similar a la de la concha de braquiópodo y ligera tanto en C como en O en relación a la de los carbonatos marinos del Kimmeridgiense) indican que sufrieron un proceso neomórfico que alteró su composición química original, que probablemente fue en origen de calcita de alto contenido en Mg (HMC).

Cemento fibroso

El cemento fibroso se ha observado ocasionalmente, en el interior de cavidades primarias interpartícula, intrapartícula y *growth-framework* (Fig. 6C) así como intercalado entre las costras micríticas y encostramientos desarrollados sobre los corales y demás componentes deposicionales. Este cemento se encuentra en forma de franjas isopacas de hasta 700 μm de espesor constituidas por cristales fibrosos de calcita no ferrosa y NL que, en conjunto, presentan extinción ondulante. La calcita fibrosa tiene una composición elemental media de: $(\text{Ca}_{99.2}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.68}\text{Fe}_{0.026}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ (Fig. 7), y una composición isotópica de -1.15‰ en C y de -3.64‰ en O (Fig. 5). Al igual que la micrita peloidal su composición elemental actual, de LMC, y el hecho de que su composición iso-

Carbonatos Fm. Torrecilla en Cameros



Carbonatos Afm. Ágreda

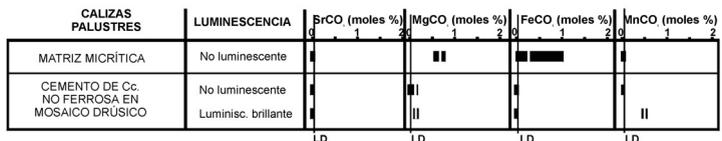


FIG. 7.- Resumen de las composiciones elementales de las principales fases diagenéticas observadas en la Fm. Torrecilla en Cameros y en la Afm. Ágredda. Los límites de detección para cada uno de los elementos (LD) se han expresado mediante líneas verticales. Los rangos composicionales observados en cada una de las fases se han representado mediante barras de color negro. Las barras estrechas de color blanco indican las composiciones medias.

FIG. 7.- Summary of elemental chemistry of diagenetic phases in reefal Torrecilla en Cameros Fm. and continental Ágredda Afm. Element detection limits (LD) are indicated by vertical lines. The observed range in composition is illustrated by black bars with the mean values as a white vertical bar.

tópica esté alejada de la composición isotópica obtenida para los carbonatos marinos del Kimmeridgiense (Fig. 5) sugieren que este cemento, probablemente de HMC en origen (como así lo sugiere su contenido relativamente alto en Mg), sufrió un proceso neomórfico posterior.

En cualquier caso, se ha representado la recta de correlación entre los datos isotópicos de estos tres carbonatos marinos (braquiópodo, micrita peloidal y cemento fibroso) y, al prolongarla hacia los valores más pesados, se observa que entra en el campo de los valores calculados por Lohmann (1987) y Veizer *et al.* (1997) y se sitúa muy cerca del dato obtenido por Price y Shellwood (1994) (Fig. 5). Es probable que esta coincidencia signifique que la composición isotópica original de estos carbonatos marinos fuera en origen similar a la de los valores propuestos por estos autores.

CARBONATOS DIAGENÉTICOS TEMPRANOS

Se han considerado carbonatos diagenéticos tempranos aquellos que, como se discutirá en los siguientes apartados, precipitaron durante la etapa de exposición subaérea posterior a la sedimentación de la unidad arrecifal y previamente a su enterramiento.

Mosaicos xenotópicos de calcita

Los mosaicos xenotópicos de calcita se han observado en el interior del esqueleto de los corales, bivalvos y serpúlidos (Fig. 6B; D). Estos mosaicos están formados por cristales de calcita no ferrosa (como revela la tinción con Alizarina roja S y Ferricianuro potásico) y NL, y de diámetro variable entre 10 y 200 Mm, que presentan en su interior inclusiones de materia orgánica y ocasionalmente de dolomita. Su composición elemental media es: $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_0\text{Mg}_{0.22}\text{Fe}_{0.068}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$ (Fig. 7) y su composición isotópica es de -5.10‰ en C, y de -5.31‰ en O (Fig. 5). Estos mosaicos han sido interpretados como el producto del neomorfismo del aragonito y HMC. El hecho de que estén formados por LMC no ferrosa, NL y con muy bajos contenidos en Fe y Mn sugiere que su precipitación se produjo en un ambiente oxidante. Su composición isotópica es muy similar a la de la micrita peloidal, a la del braquiópodo y a la del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico que se describirá en el siguiente apartado, lo que sugiere que el agua a partir de la cual precipitó este cemento y la que dio lugar al neomorfismo de los carbonatos marinos pudo ser la misma.

Cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico

Este cemento es muy común en toda la sección estratigráfica. Rellena tanto la porosidad primaria (intergranular, intragranular y *growth-framework*) como secundaria de disolución (Figs. 4; 6A; B) y tiene un espesor variable entre 30 y 1000 Mm, en función del tamaño de la cavidad y del nivel estratigráfico y facies en las que se encuentra.

En la porosidad primaria se observa tras la micrita peloidal o el cemento fibroso, cuando están presentes, o bien puede corresponder a la primera generación de cemento que precipita en esta porosidad (Fig. 6A; B). La porosidad de disolución

cementada por este tipo de calcita corresponde en su gran mayoría a la porosidad móldica de corales y fósiles como gasterópodos, bivalvos y espículas de esponjas, donde este cemento corresponde siempre a la primera generación (Figs. 6A; 8A; E). La tinción pone de manifiesto que está formado por calcita no ferrosa aunque, en la parte final y más externa, se puede apreciar una banda de crecimiento de color púrpura de hasta 50 Mm de espesor donde la calcita presenta un mayor contenido en Fe^{2+} . Con CL se observa una zonación en los cristales que nos ha permitido discriminar una única generación de cemento. Esta generación comienza con una banda ancha NL que va seguida, bien de una franja LB amarillenta, o bien de un zonado oscilatorio LB-NL-LB, y finaliza con una banda LM marrón-anaranjada (Fig. 8A; E) que es, además, la que con la tinción presenta color púrpura.

El contenido en elementos traza es distinto en las zonas que presentan distinta luminiscencia (Fig. 7). La composición elemental media de las bandas NL es: $(\text{Ca}_{99.8}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.074}\text{Fe}_{0.02}\text{Mn}_{0.01})(\text{CO}_3)_{100}$. La composición de las bandas LB es: $(\text{Ca}_{99.6}\text{Sr}_{0.004}\text{Mg}_{0.099}\text{Fe}_{0.01}\text{Mn}_{0.2})(\text{CO}_3)_{100}$ y la de la última banda LM es: $(\text{Ca}_{99.41}\text{Sr}_{0.008}\text{Mg}_{0.36}\text{Fe}_{0.26}\text{Mn}_{0.049})(\text{CO}_3)_{100}$. La composición isotópica de este cemento, por su parte, varía entre -3.68 y -7.32 ‰ en C y entre -4.74 y -5.89 ‰ en O (Fig. 5).

Estas características petrográficas y geoquímicas sugieren que la precipitación del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico se produjo en un ambiente freático meteórico. La variación en la luminiscencia y en el contenido en elementos traza indican condiciones de precipitación cambiantes durante el crecimiento cristalino. En primer lugar precipitó la franja, relativamente más ancha, NL y con muy bajos contenidos en elementos traza en la zona activa del acuífero, de naturaleza oxidante. Seguidamente precipitaron las bandas LB bajo condiciones subóxicas, en una zona estancada del acuífero, con un Eh lo suficientemente alto como para que el Fe estuviera en estado oxidado y el Mn en estado reducido y disponible para su incorporación en la red de la calcita (Dorobek, 1987; Machel y Burton, 1991). Las precipitación de las bandas con zonado LB-NL-LB pudo producirse bajo condiciones alternantes óxicas-subóxicas, debidas a fluctuaciones en el nivel freático, aunque este tipo de zonado puede también deberse a otras causas como por ejemplo la tasa de crecimiento del cristal (Machel y Burton, 1991). Las zonas LM de mayor contenido en Fe^{2+} , también precipitaron en una zona estancada del acuífero, aunque con un Eh ya lo suficientemente bajo como para que el Fe estuviera en estado reducido y se pudiera incorporar fácilmente en la red de la calcita. Esta progresión en el crecimiento de los cristales desde la zona activa del acuífero a zonas progresivamente más estancadas, con bajas tasas de flujo del agua a través de los poros y mayor tasa interacción roca/agua, explicaría también el aumento progresivo en el contenido en Sr y sobre todo en Mg desde las bandas NL a las LM (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987; Machel y Burton, 1991).

La composición isotópica de este cemento presenta valores negativos y variables en el d^{13}C , y negativos aunque más constantes en el d^{18}O (con un valor medio de -5.3 ‰) (Fig. 5). Esta tendencia es también típica de las calcitas meteóricas (Dickson y Coleman, 1980; Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1982; 1987, entre otros). En un sistema meteórico abierto, como en el que precipitó este cemento, las composiciones

isotópicas de los carbonatos diagenéticos tienen un $d^{18}O$ invariable derivado de la composición isotópica del agua y de la temperatura. La composición isotópica en C, por su parte, se deriva de la composición isotópica de los carbonatos que se estén disolviendo y de la oxidación de la materia orgánica generada en el suelo, de valores negativos, y cuya influencia es menor a mayor distancia del suelo (Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987). De hecho, en nuestro caso, los valores más negativos en C se han obtenido en las muestras procedentes de las facies oolíticas de la parte superior de la columna estratigráfica.

Otra característica es que en la parte superior de la sección estratigráfica y más próxima al techo de la unidad, también se ha encontrado el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico rellenando cavidades de disolución de tipo *vug* y canal. Cuando se aplica la CL se observa que este cemento presenta una primera generación de calcita NL que puede rellenar por completo la porosidad. Sin embargo, en muchos casos y tras una superficie de corrosión, esta generación va seguida de una generación que presenta en primer lugar un zonado NL-LB, seguido de una franja LB, y finalmente de otra LM marrón-anaranjada y algo ferrosa (Fig. 8B). La composición isotópica de estos cementos en mosaico drúsico de la parte superior de la unidad varía de -5.10 a -7.12 ‰ en C y de -4.15 a -5.10 ‰ en O (Fig. 5). Estas composiciones isotópicas son, en general, más negativas en C que las del resto de la sección debido a la mayor incorporación de C ligero orgánico procedente de la oxidación de la materia orgánica en los niveles más próximos al suelo (Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987). La composición isotópica media en O es un 0.9 ‰ más pesada en las calcitas en mosaico drúsico del techo que en las del resto de la unidad (Fig. 5). Esta variación se atribuye a que en las zonas más superficiales y próximas al suelo se producía una mayor tasa de evaporación lo que dio lugar al enriquecimiento ^{18}O del agua, y de la calcita que precipitó a partir de ella, en el techo de la unidad (Benito, 2001).

Cemento de calcita sintaxial

Este cemento, desarrollado alrededor de los fragmentos de equinodermos, está formado por calcita no ferrosa que generalmente presenta un espesor inferior a 300 Mm. Con CL se observa que este cemento es NL, o bien, presenta un zonado muy similar al observado en el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (Fig. 8C), por lo que es probable que su precipitación se produjera a partir de las mismas aguas, también en un ambiente freático meteórico. El neomorfismo de los fragmentos de equinodermo sobre los que crece el cemento sintaxial, originalmente de HMC, probablemente también se produjo a partir de las aguas meteóricas que dieron lugar a la precipitación del cemento sintaxial.

CARBONATOS DIAGENÉTICOS TARDÍOS

Se han considerado como carbonatos diagenéticos tardíos aquéllos que, como se discutirá a continuación, precipitaron durante el enterramiento de la unidad arrecifal.

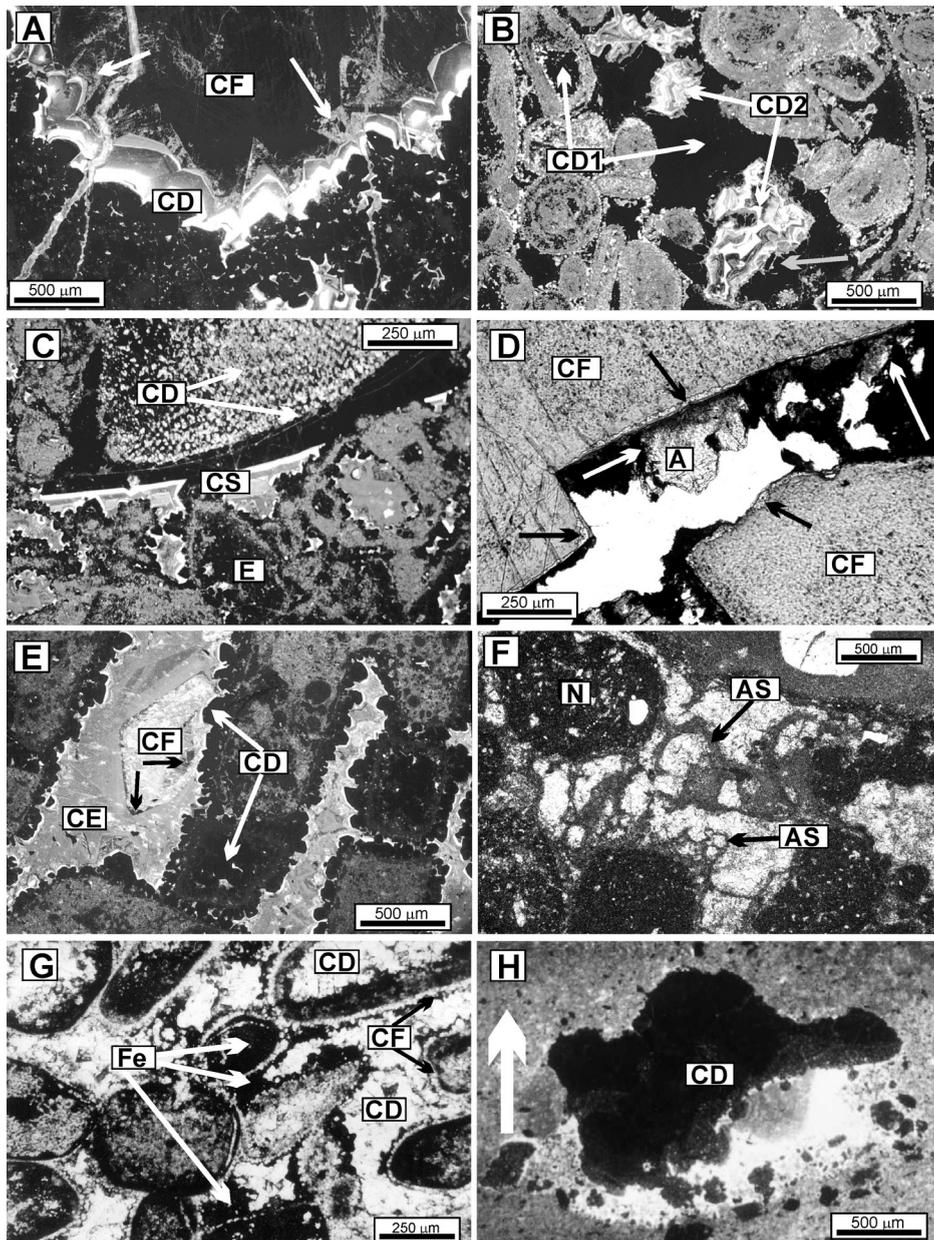


FIG. 8.- A. Fotografía realizada con CL en la que se observa una cavidad móldica (de disolución de un coral) en una muestra de la Fm. Torrecilla en Cameros cementada por una primera generación de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (CD) que presenta un zonado NL-LB-LM (de colores negro, blanco y gris en la fotografía, respectivamente). La porosidad está finalmente cementada por calcita ferrosa (CF) de LM muy oscura que presenta algunas zonas de alteración (flechas blancas) que presentan una luminiscencia más brillante (de color más claro en la fotografía). B. Fotografía realizada con CL en una muestra del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros en la que se aprecia un cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico NL (CD1) seguido, tras una superficie de corrosión (flecha gris), de una segunda generación también de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (CD2) de luminiscencia zonada LB-LM-LB. C. Fotografía realizada con CL de una muestra de la Fm. Torrecilla en Cameros en la que se observa el cemento de calcita sintaxial (CS) precipitado alrededor de un fragmento de equinodermo (E) que presenta un zonado NL-LB-LM, al igual que el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico (CD) adyacente. D. Fotografía realizada en una muestra de la Fm. Torrecilla en Cameros en la que se observa el cemento de calcita ferrosa (CF) seguido de un cemento de ankerita barroca (A) que está muy corroída y remplazada por calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe (flechas blancas). El contacto entre la calcita ferrosa y la ankerita corresponde a una superficie de corrosión (flechas negras). E. Fotografía realizada con CL en la que se observa una cavidad móldica de un coral de la Fm. Torrecilla en Cameros cementada en primer lugar por calcita no ferrosa en mosaico drúsico (CD) de poco espesor y NL-LB-LM. Tras este cemento se encuentra un cristal escalenoédrico de calcita ferrosa (CF) de LM muy oscura (flechas negras) que se encuentra muy corroído y sustituido por calcita rica en inclusiones de luminiscencia más clara. Finalmente la cavidad se rellena por completo con un cemento de calcita en mosaico equicristalino (CE). F y G. Fotografías en el interior de dos cantos de los depósitos conglomeráticos de canal de la base de la Afm. Ágreda. F. Detalle de un canto de caliza micrítica nodulizada (N) y con estructura alveolar-septal (AS). G. Detalle de un canto de caliza oolítica en el que se observa la ferruginización de los oolitos, y la precipitación de una primera generación de cemento fibroso (CF) en la porosidad intergranular y posteriormente un cemento de calcita en mosaico drúsico (CD) y de óxidos/hidróxidos de Fe (Fe) en la porosidad intergranular y móldica. H. Fotografía realizada con CL de la porosidad fenestral desarrollada en las calizas palustres de la Afm. Ágreda cementada por un mosaico drúsico (CD) de calcita NL-LB creciendo gravitacionalmente (la flecha indica el techo de la unidad).

FIG. 8.- A. CL photograph of a coral mouldic cavity of the Torrecilla en Cameros Fm. cemented by a generation of a drusic mosaic of non-ferroan calcite (CD) which shows a NL-LB-LM zonation (black, white and grey colours, respectively). Porosity is lastly cemented by a generation of dark LM ferroan calcite (CF) which shows some altered LB zones (white arrows). B. CL photograph of a sample of the top of the Torrecilla en Cameros Fm. In this sample, porosity is firstly filled by a drusic mosaic of a NL non-ferroan calcite (CD1) which is followed by a second generation of a drusic mosaic of non-ferroan calcite with a LB-LM-LB zonation (CD2). The boundary between both generations correspond to a corrosion surface (grey arrow). C. CL photograph of a sintaxial cement (CS) growing around an echinoderm fragment (E) in the Torrecilla en Cameros Fm. Sintaxial cement shows the same CL pattern (NL-LB-LM) than the adjacent drusic mosaic of non-ferroan cement (CD). D. Transmitted light photograph of a generation of ferroan calcite cement (CF) followed by saddle ankerite cement (A) in the Torrecilla en Cameros Fm. Ankerite is intensively altered and replaced by non-ferroan calcite (rich in iron oxides/hydroxides inclusions) (white arrows). The boundary between ferroan calcite and ankerite correspond to a corrosion surface (black arrows). E. CL photograph of a mouldic cavity in a coral which is cemented firstly by a generation of a thin drusic mosaic of NL-LB-LM non ferroan calcite (CD). This generation is followed by an scalenohedral crystal of dark LM (black arrows) ferroan calcite (CF) which is highly altered and replaced by LB non-ferroan calcite (rich in iron oxides/hydroxides inclusions). Porosity is later completely filled by an equicrystalline mosaic of calcite (CE). F and G. Transmitted light photographs of pebbles of the conglomeratic deposits (base of the Ágreda Afm). F. Detailed photograph of a nodulized micritic limestone (N) pebble which shows alveolar-septal texture (AS). G. Detailed photograph of a pebble formed by ferruginized oolitic limestone. Interparticle porosity is filled by a first generation of fibrous cement (CF) and later by a drusic mosaic of non-ferroan calcite (CD), and iron oxides/hydroxides (Fe) which also fill mouldic porosity. H. CL photograph of the fenestral porosity developed in the palustrine limestones of the Ágreda Afm. Porosity is cemented by a drusic mosaic of NL-LB non-ferroan calcite which grows gravitationally (arrow shows the top of the unit).

Cemento de calcita ferrosa

La calcita ferrosa se ha observado cementando la porosidad primaria y móldica y en fracturas que afectan a los carbonatos diagenéticos sinsedimentarios y al cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, descritos anteriormente (Fig. 4). La calcita ferrosa frecuentemente se observa en forma de cristales escalenohédricos aislados de hasta 4-5 mm, aunque puede ocluir por completo la porosidad menor de 6-7 mm de diámetro. Este cemento se tiñe de color azul o púrpura-azulado y con CL presenta LM muy oscura, o incluso NL que puede, o no, estar zonada (Fig. 8A; D). En el interior de algunos de los cristales de este cemento se han observado inclusiones ehuédricas o subehuédricas de anquerita que suelen tener un diámetro no superior a 20 Mm.

La calcita ferrosa comúnmente se encuentra alterada y sustituida por calcita no ferrosa, de LB-LM heterogénea (Figs. 4; 8A; E), que presenta color anaranjado en muestra de mano, y que es rica en inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe, sobre todo, y de calcita ferrosa y anquerita.

La composición elemental media del cemento de calcita ferrosa, en las zonas no alteradas, es: $(\text{Ca}_{98.1}\text{Sr}_{0.01}\text{Mg}_{0.88}\text{Fe}_{0.91}\text{Mn}_{0.016})(\text{CO}_3)_{100}$ (Fig. 7), y su composición isotópica varía entre -2.03 y -3.06 ‰ en C y entre -7.68 y -8.06 ‰ en O (Fig. 5). Los valores relativamente pesados en C, no inferiores a -3 ‰, suponen la escasa participación de carbono ligero de origen orgánico en su estructura. Los valores en O, constantes y cercanos a -8 ‰, no son característicos de ningún ambiente diagenético específico, ya que estos valores se pueden obtener en calcitas precipitadas a partir de aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien precipitadas a partir de aguas de composiciones isotópicas más pesadas pero a mayores temperaturas (Friedman y O'Neil 1977). Sin embargo, su composición isotópica relativamente pesada en C, así como los altos contenidos en Fe y Mg, sugieren un origen no meteórico para este cemento de calcita ferrosa (Brand y Veizer, 1980; Lohmann, 1987) que posiblemente precipitó durante el progresivo enterramiento de la unidad arrecifal a partir de un fluido reductor y con abundantes cationes disueltos.

Cemento de anquerita barroca

El cemento de anquerita es bastante escaso. Presenta un hábito barroco o *saddle* y se tiñe de color azul. Este cemento, NL debido a su alto contenido en Fe, se encuentra tras el cemento de calcita ferrosa que, en la zona de contacto con la anquerita, se encuentra corroída (Figs. 4; 8D).

Una característica asociada al cemento de anquerita es que presenta una gran alteración. Estas zonas de alteración, de color anaranjado en muestra de mano, están formadas por calcita no ferrosa con gran cantidad de inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Figs. 4; 8D) que presenta una luminiscencia heterogénea LB-LM amarillo-anaranjada.

La composición elemental media de la anquerita, en las zonas no alteradas, es: $(\text{Ca}_{52.7}\text{Mg}_{30.4}\text{Fe}_{16.7}\text{Sr}_{0.029}\text{Mn}_{0.02})(\text{CO}_3)_{100}$ (Fig. 7) y su composición isotópica de -2.48 ‰ en C y -4.78 ‰ en O (Fig. 5). La composición isotópica relativamente pesada en C indica la escasa participación de C orgánico ligero en su estructura.

Su composición isotópica en O no es indicativa de ningún ambiente diagenético en concreto, ya que podría haber precipitado a partir de aguas de composición isotópica relativamente ligera a temperaturas ambientales o a partir de aguas más pesadas a mayor temperatura. Sin embargo, la mayor parte de los autores que han estudiado anqueritas y dolomitas ferrosas barrocas coinciden en que estos minerales precipitan durante el enterramiento a temperaturas superiores a 60° C y generalmente de entre 80 y 150° C (Radke y Mathis, 1980; Spötl y Pitman, 1998, entre otros). Es probable que, en nuestro caso, la anquerita precipitara durante el enterramiento de la unidad arrecifal a partir de aguas reductoras con altas concentraciones de Fe y Mg y a una temperatura superior a 80° C.

Cemento de calcita en mosaico equicristalino

Este cemento se ha observado tras el cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico, o bien tras el de calcita ferrosa, principalmente en las cavidades móldicas desarrolladas en las facies arrecifales *s.s.* (Fig. 4). Está formado por cristales de calcita no ferrosa y LM anaranjada no zonada o con un zonado LM y suele ocluir por completo la porosidad remanente (Fig. 8E). La composición media elemental de este cemento es: $(Ca_{99.2}Sr_{0.014}Mg_{0.7}Fe_{0.04}Mn_{0.01})(CO_3)_{100}$ (Fig. 7), y su composición isotópica es bastante constante, variando entre -2.60 y -2.84 ‰ en C y entre -5.69 y -5.97 ‰ en O (Fig. 5). Estas características petrográficas y geoquímicas no son significativas de ningún ambiente diagenético específico. Los contenidos en Fe y Mn de este cemento son muy bajos, incluso iguales a los de la calcita no ferrosa en mosaico drúsico que ha sido interpretada como de origen meteórico, por lo que este cemento pudo precipitar a partir de un agua de características oxidantes o bien, a partir de aguas de características reductoras pero con muy poco Fe y Mn disueltos. Su composición isotópica tampoco es indicativa de ningún ambiente diagenético específico (Fig. 5). Los valores relativamente pesados en C suponen la escasa participación de carbono ligero de origen orgánico en su estructura y los valores isotópicos en O se pueden obtener en calcitas precipitadas a partir de aguas meteóricas a temperaturas ambientales o bien precipitadas a partir de aguas de composiciones isotópicas más pesadas pero a mayores temperaturas (Friedman y O'Neil, 1977). Sin embargo, el hecho de que el contenido en Mg sea relativamente tan alto en estas calcitas, característica muy poco común en las aguas meteóricas (Brand y Veizer, 1981; Lohmann, 1987), y de que la composición isotópica en C sea relativamente pesada sugieren un origen no meteórico para este cemento.

OBSERVACIONES PETROGRÁFICAS Y GEOQUÍMICAS DE LOS CARBONATOS DE LA AFM. ÁGREDA

En esta unidad se han estudiado los cantos de calizas pertenecientes a los depósitos conglomeráticos de los cuerpos canalizados situados en la base de esta unidad, por un lado y, por otro, los niveles de calizas palustres que se sitúan estratigráficamente por debajo y por encima de los depósitos de canal (Fig. 3).

CANTOS DE CALIZA DE LOS DEPÓSITOS DE CANAL

La mayor parte de los cantos corresponden sobre todo a fragmentos de calizas. Gran parte son de calizas grises *mudstone* y *wackestone* con fragmentos de cuarzo y, en ocasiones, con textura alveolar-septal y nodulización, ambas texturas comúnmente asociadas al desarrollo de suelos (Steinen, 1974; Goldstein, 1988; Wright y Tucker, 1991) (Fig. 8F). La matriz micrítica de estas calizas es LM y su escasa porosidad, comúnmente restringida a cavidades de septarización de los nódulos y porosidad fenestral, está rellena por un cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico que presenta un zonado en el que alternan bandas NL, LB y LM. La composición isotópica de la matriz micrítica de estos cantos varía de -2.74 a -7.53 ‰ en C y de -5.05 a -5.80 ‰ en O (Fig. 5). Esta composición isotópica, muy similar a la del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico de la Fm. Torrecilla en Cameros, es típica de los carbonatos meteóricos (con $d^{18}\text{O}$ negativos y constantes y con $d^{13}\text{C}$ variables y negativos). Estas características sugieren que estos cantos de calizas micríticas grises procedieron de la erosión de calizas lacustres, palustres o de origen edáfico.

También son muy abundantes los fragmentos de calizas *packstone* y *grainstone* oolíticas que, en muchos casos, presentan color rojo en muestra de mano. En estos fragmentos de color rojo, los oolitos están rodeados de una primera generación de cemento de calcita columnar o fibrosa circumgranular no ferrosa y NL, que precipitó en la porosidad primaria intergranular, que va seguida de una banda de óxidos/hidróxidos de Fe y finalmente un cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL o NL-LB que precipitaron tanto en la porosidad primaria como secundaria de disolución (Fig. 8G). La composición isotópica de este cemento de calcita no ferrosa en mosaico es de -7.55 a -8.04 ‰ en C y de -4.16 a -4.91 ‰ en O (Fig. 5). Estas características petrográficas e isotópicas son muy similares a las del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico precipitado en las calizas oolíticas de la Fm. Torrecilla en Cameros y, en concreto, a las del techo de esta unidad (Fig. 5), de cuya erosión, probablemente, procedieron estos cantos.

CALIZAS PALUSTRES

Están constituidas por calizas *mudstone* de color rojizo, nodulizadas con porosidad fenestral rellena parcial o totalmente por sedimento interno y cementada posteriormente por un cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL-LB que, en algunos casos, se dispone gravitacionalmente (Fig. 8H), lo que indica que su precipitación se produjo en la zona vadosa del acuífero. En otras ocasiones, incluso dentro de la misma muestra, no se observa este crecimiento gravitacional, y los cementos tapizan por completo las cavidades, lo que sugiere que la precipitación de este cemento en mosaico se produjo en una zona con fluctuaciones en el nivel freático.

La composición elemental media de la matriz micrítica de estas calizas es: $(\text{Ca}_{98.9}\text{Sr}_{0.02}\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.28}\text{Mn}_{0.03})(\text{CO}_3)_{100}$ (Fig. 7), y su composición isotópica es de -6.88 a -7.07 ‰ en C y de -5.27 a -5.72 ‰ en O (Fig. 5). La composición elemental media del cemento de calcita en mosaico no ferrosa es:

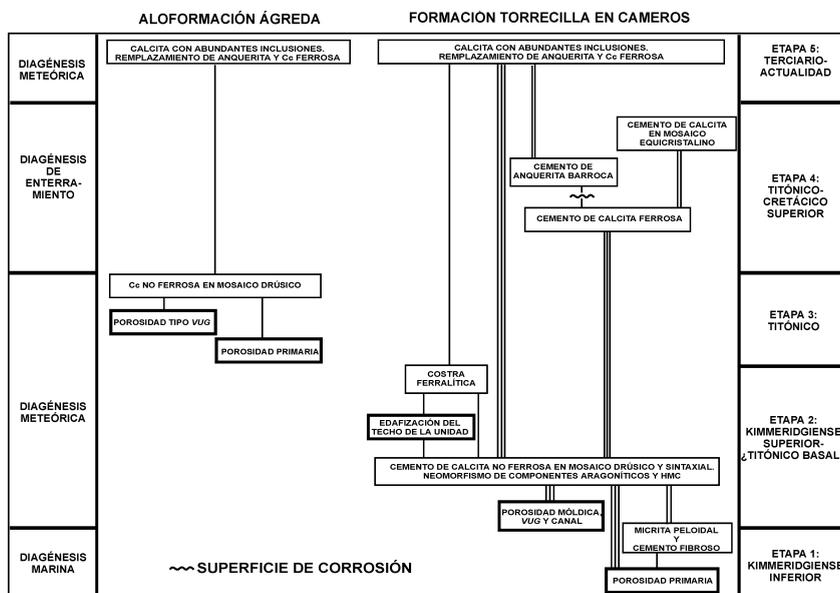


FIG. 9. - Esquema representativo y resumen de la secuencia diagenética observada tanto en la Fm. Torrecilla en Cameros como en la Fm. Ágreda suprayacente en el Sector de Soria. En este esquema se ha representado, a la izquierda, el ambiente diagenético en el que tuvieron lugar cada uno de los procesos; y a la derecha se ha representado la edad inferida para cada uno de ellos. Las líneas verticales señalan las relaciones de yacencia observadas entre las distintas fases diagenéticas. El número de líneas indica la frecuencia relativa con la que se han observado estas relaciones: muy común (III); común (II); poco común (I).

FIG.9.- Summary of the diagenetic sequence observed in the Torrecilla en Cameros Fm. and the overlying Ágreda Afm. in the Soria Sector. To the left of the diagram it is represented the diagenetic environment in which the distinctive diagenetic processes took place. To the right it is represented the inferred age for each processes. Vertical lines connect successive phases and events, with the number of lines indicating the relative frequency: very common (III) , common (II) , and uncommon (I).

$(Ca_{99.8}Sr_{0.008}Mg_{0.14}Fe_{5.0}Mn_{0.03})(CO_3)_{100}$ cuando la calcita es NL, y $(Ca_{99.2}Sr_{0.004}Mg_{0.19}Fe_{5.0}Mn_{0.5})(CO_3)_{100}$ cuando presenta LB (Fig. 7). La composición isotópica de este cemento de calcita no ferrosa en mosaico varía entre -5.99 y -7.63 ‰ en C y entre -4.80 y -5.72 ‰ en O (Fig. 5).

La composición isotópica de la matriz micrítica es muy similar a la de los cantos de calizas grises edafizadas que se encontraron en los depósitos de canal de esta unidad, y también a la de los cementos de calcita no ferrosa en mosaico drúsico meteóricos precipitados en el tercio superior de la unidad arrecifal (Fig. 5). La composición isotópica de los cementos precipitados en la porosidad fenestral de estas calizas es similar a la de la matriz, si bien, su composición isotópica en O es algo más ligera, probablemente debido al efecto de la evaporación (Benito, 2001).

En alguna de las cavidades de mayor tamaño de estas calizas, así como en fracturas que afectan tanto a estas calizas como a los depósitos de canal descritos ante-

riormente, se ha observado una generación de calcita no ferrosa con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de Fe y LM/LB heterogénea muy similar a la calcita que remplazaba a la calcita ferrosa o a la anquerita en la unidad arrecifal y que se ha interpretado como en aquélla, como el producto del remplazamiento de un precursor de calcita ferrosa y/o anquerita.

SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN DIAGENÉTICA DE LA FM. TORRECILLA EN CAMEROS EN EL SECTOR DE SORIA

La combinación de las observaciones petrográficas y geoquímicas de las distintas fases diagenéticas estudiadas, así como su distribución estratigráfica, han permitido reconstruir la secuencia de eventos ocurridos en la unidad arrecifal desde su depósito hasta su exhumación y situación actual en el afloramiento (Figs. 9; 10).

Etapas 1. *Diagénesis marina (Kimmeridgiense inferior)*. Durante esta etapa (Figs. 4; 9; 10-1) tuvo lugar la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros en una rampa carbonática y el desarrollo de los procesos diagenéticos submarinos y sin-sedimentarios como la micritización y precipitación de la micrita peloidal y cemento fibroso, originalmente de HMC.

Etapas 2. *Diagénesis meteórica (Kimmeridgiense superior-¿Titónico basal?)*. Tras finalizar la etapa anterior, la Fm. Torrecilla en Cameros quedó expuesta, produciéndose la entrada de las aguas meteóricas en la unidad (Fig. 10-2). La interacción del agua meteórica con los carbonatos de origen marino produjo la disolución y neomorfismo de los componentes originalmente compuestos por HMC, aragonito e incluso por LMC como los braquiópodos. A medida que los componentes marinos se iban disolviendo, las aguas que iban atravesando la unidad se iban enriqueciendo en Ca hasta llegar al nivel de sobresaturación de la calcita, produciéndose la precipitación del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico y del cemento de calcita sintaxial tanto en la porosidad primaria remanente como en la porosidad secundaria de disolución (Figs. 4; 9). El neomorfismo de los carbonatos marinos se produjo a partir del mismo agua en un sistema abierto y, coetáneamente, a la precipitación de estos cementos.

La superficie de la unidad arrecifal a su vez sufrió un proceso de edafización. La oxidación de la materia orgánica acumulada en el suelo fue, probablemente, la fuente del C ligero que se incorporó en los cementos de calcita meteórica que iban precipitando en la unidad arrecifal. Por otro lado, en las zonas expuestas y más cercanas a la superficie, el proceso de evaporación de las aguas meteóricas intersticiales era mayor, por lo que los carbonatos precipitados en estas zonas adquirieron composiciones isotópicas en O algo más pesadas que los precipitados en los tramos inferiores más alejados de la superficie de exposición. La alteración edáfica del techo de la unidad continuó hasta el final de esta etapa con el desarrollo una costra hematítica.

Etapas 3. *Comienzo de la sedimentación de la Afm. Ágreda (Titónico)*. En el Titónico comenzó el episodio de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a la sedimentación de los depósitos continentales del "Weald" (Mas *et al.*, 1993) (Figs. 9; 10-3). En este sector, la sedimentación de la Cuenca de Cameros

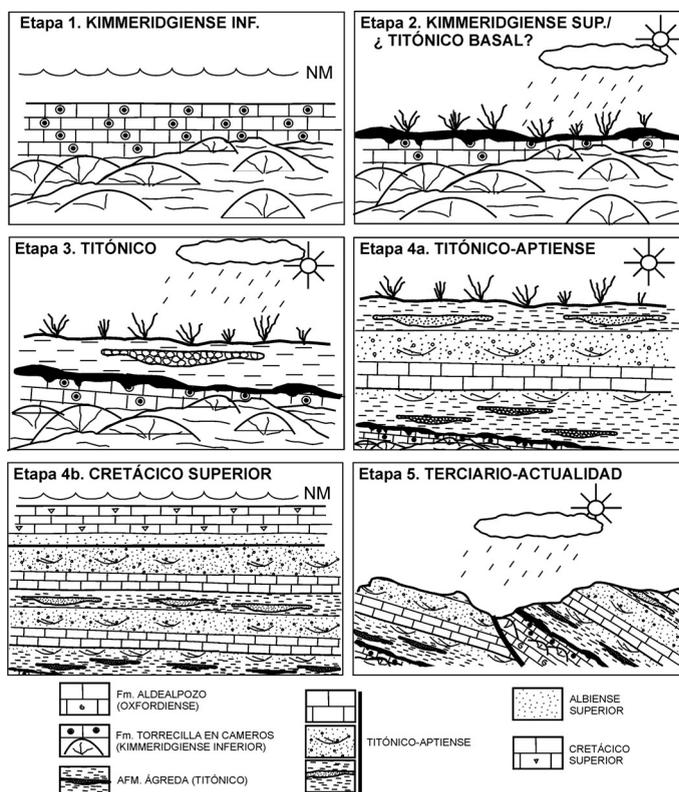


FIG. 10. - Resumen ilustrativo que muestra las distintas etapas de la evolución sedimentaria y tectónica que afectaron a la Fm. Torrecilla en Cameros en el Sector de Soria: 1. Sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros. NM: Nivel del mar. 2. Exposición subaérea de la unidad arrecifal. Edafización y desarrollo de la costra hematítica. 3. Comienzo del depósito de la Afm. Ágreda. 4a. Enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación de los depósitos finijurásicos-eocretácicos, fundamentalmente continentales. 4b. Mayor enterramiento de la unidad arrecifal durante la sedimentación del Cretácico superior. 5. Levantamiento tectónico durante la compresión alpina y erosión y exhumación de las distintas unidades.

FIG. 10. -Summary sketch illustrating the sedimentary and tectonic evolution of the Torrecilla en Cameros Fm. in the Soria Sector: 1. Deposition of the reefal Torrecilla en Cameros Fm. NM. Sea level. 2. Subaerial exposure of the reefal unit. Edaphization and development of the hematitic crust. 3. Starting of the deposition of the Ágreda Afm. 4a. Burial of the reefal unit during sedimentation of the latest Jurassic-early Cretaceous continental deposits. 4b. Greater burial of the reefal unit during sedimentation of the Upper Cretaceous deposits. 5. Tectonic uplift during the alpine compression and subaerial exposure of the different units

comenzó con el depósito de la Afm. Ágreda. Los conglomerados de la base de esta unidad, formados casi en su totalidad por cantos de calizas, procedieron de la erosión de la parte superior de la Fm. Torrecilla en Cameros, ya edafizada y ferruginizada, y de la erosión de calizas lacustres y palustres que habían sido ya depositadas, tras la unidad arrecifal, en áreas adyacentes de la cuenca. La composición isotópica en O de

estos cantos, así como de las calizas palustres intercaladas entre los conglomerados y lutitas de la base de la Afm. Ágreda son muy similares a la del cemento de calcita meteórica en mosaico drúsico precipitado en la unidad arrecifal. Esto sugiere que todos estos carbonatos pudieron precipitar a partir de aguas de características similares y bajo condiciones ambientales también similares.

A medida que continuaba la sedimentación de la Afm. Ágreda en este sector, la Fm. Torrecilla en Cameros iba enterrándose progresivamente, lo que probablemente dio lugar a que la precipitación del cemento de calcita no ferrosa en mosaico drúsico en la unidad arrecifal se fuera produciendo en un ambiente freático estancado, de características progresivamente más reductoras, lo que dio lugar al zonado LB-LM que, tras la banda NL, se observa en este cemento.

Etapas 4. Diagénesis de enterramiento (Titónico-Cretácico superior). A partir del Titónico y durante el Cretácico inferior la Fm. Torrecilla en Cameros fue progresivamente enterrándose a medida que se iba produciendo la sedimentación de los depósitos del "Weald" asociados a la etapa de *rifting* finijurásico-eocretácico y que en este sector alcanzaron 2000-2500 m de espesor (Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 10-4a). Posteriormente se produjo, durante la etapa de *post-rift*, la sedimentación del Cretácico superior, formado en su mayor parte por calizas y dolomías y que en este sector pudo llegar a alcanzar de 800 a 900 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993) (Fig. 10-4b).

Durante el comienzo de esta etapa se produjo la precipitación del cemento de calcita ferrosa (Figs. 4; 9) en fracturas y en la porosidad tanto de la unidad arrecifal como de la Afm. Ágreda. Las características geoquímicas de este cemento sugieren que su precipitación tuvo lugar en un sistema abierto y con baja interacción roca/fluido. Por un lado, los altos contenidos en Fe y, sobre todo, en Mg de la calcita ferrosa suponen que la concentración de estos elementos en el fluido que dio lugar a su precipitación fue relativamente alta, lo que contrasta con los bajos contenidos en Fe y Mg de los carbonatos de la roca encajante y de los cementos precipitados con anterioridad. Por otro lado, la composición isotópica de la calcita ferrosa es relativamente más pesada en C y más ligera en O que la de los carbonatos deposicionales y que la de los cementos precipitados previamente, por lo que el C de la calcita ferrosa difícilmente pudo proceder de la interacción del fluido con la roca encajante que, en cualquier caso tiene valores más ligeros en C. La composición isotópica en O de la calcita ferrosa es más ligera, en aproximadamente 2.5‰, que la de los carbonatos de la roca encajante, aunque en este caso, esta variación se puede deber a que la composición en O de los fluidos que dieron lugar a la precipitación de una y otros fuera distinta, a que la composición de los fluidos fuera similar en ambos casos pero la temperatura de precipitación fuera mayor en la calcita ferrosa o quizás a una mezcla de ambas hipótesis. En resumen, consideramos que los fluidos que dieron lugar a la precipitación del cemento de calcita ferrosa posiblemente llegaron a través de las fracturas desarrolladas durante la extensión del *rifting* y que se comportaron como fracturas conducto (Calvet y Travé, 1999) que hicieron llegar también los fluidos a la porosidad de la roca encajante todavía no cementada por completo.

Tras la calcita ferrosa tuvo lugar la precipitación del cemento de anquerita barroca, cuyo contacto corresponde a una superficie de corrosión (Figs. 4; 9). Este hecho indica la llegada de un fluido agresivo para la calcita ferrosa previamente o durante

la precipitación de la anquerita. Como en el caso de la calcita ferrosa, las características geoquímicas de la anquerita sugieren que su precipitación tuvo lugar en un sistema abierto y con baja interacción roca/fluido, ya que es muy improbable que los altos contenidos en Fe y Mg de la anquerita procedieran de la interacción del fluido a partir del cual precipitó con la roca encajante, cuyos carbonatos tienen contenidos muy bajos en estos dos elementos.

Como se comentó anteriormente, los estudios previos indican que la precipitación de la anquerita barroca se produce generalmente a temperaturas superiores a 80°C y a partir de aguas hipersalinas. Si asumimos un gradiente geotermal medio de 20-30°C/Km (Allen y Allen, 1990), para conseguir estas temperaturas mínimas se habría requerido un enterramiento de estas unidades de unos 2-3 Km, temperaturas que, en el Sector de Soria, se habrían alcanzado en el Cretácico medio-superior cuando el espesor de sedimentos situados por encima de la unidad arrecifal llegaron a ser de unos 2.500 m. Durante el Cretácico medio-superior, además, se produjo el metamorfismo hidrotermal de las unidades del Cretácico inferior de la Cuenca de Cameros situadas a unos 20 Km al Nor-noreste de este sector (Casquet *et al.*, 1992; Alonso-Azcárate, *et al.*, 1999; Mantilla Figueroa, 1999), lo que pudo también influir en la llegada de fluidos calientes y ricos en Fe y Mg a partir de los cuales precipitó la anquerita, al igual que ocurriera en el sector del Sur del Moncayo (Benito *et al.*, 2001), situado al Sureste de Soria.

Tras la anquerita, y posiblemente, durante el Cretácico superior, se produjo la precipitación del cemento de calcita en mosaico equicristalino (Figs. 4; 9) a partir de un fluido rico en Mg de características oxidantes, o bien reductoras pero con muy poca cantidad de Fe y Mn disueltos, y con muy poca influencia de C orgánico.

Etapa 5. Compresión alpina y exhumación de la unidad arrecifal (Terciario-actualidad). Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior-medio tuvo lugar el levantamiento tectónico de esta región, durante la compresión alpina (Guimerá *et al.*, 1995) (Fig. 10-5). En respuesta al levantamiento tectónico se produjo un proceso erosivo que dio lugar a la erosión completa de los depósitos del Cretácico superior y a la exhumación del resto de las unidades mesozoicas, por lo que tanto la Fm. Torrecilla en Cameros como las formaciones continentales suprayacentes fueron afectadas por las aguas meteóricas. Bajo estas nuevas condiciones meteóricas, la anquerita y la calcita ferrosa que rellenaban la porosidad y las fracturas se convirtieron en inestables y fueron reemplazadas por los mosaicos de calcita con abundantes inclusiones de óxidos/hidróxidos de hierro (Figs. 4; 9). Es probable que este reemplazamiento se produjera en un sistema semicerrado, lo que permitió que la mayor parte del Fe³⁺ precipitara en forma de óxidos/hidróxidos de Fe y no se quedara disuelto y transportándose con el agua, como probablemente habría pasado si durante el reemplazamiento el sistema hubiera sido totalmente abierto.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB97-0298 del Ministerio de Educación y Cultura. Los autores agradecen al Dr. Kyger C. Lohmann y a Lora

Wingate su inestimable ayuda en la obtención e interpretación de los datos isotópicos. Asimismo los autores agradecen a las Dras. Beatriz Bádenas y M^a Ángeles Bustillo las observaciones y comentarios realizados en su labor de revisión de este manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLAN, J.R., MATTHEWS, R.K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29: 797-817.
- ALLEN, P.A., ALLEN, J.R. (1990): *Basin analysis. Principles and applications*. 452p., Blackwell, Oxford.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS, R., MELÉNDEZ, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Range, Spain. In: T. Simó, R.W. Scott, J.P. Masse (eds.) *Cretaceous Carbonate Platforms*. Memoir American Association of Petroleum Geologists, 56: 297-316.
- ALONSO, A., MAS, J.R. (1990): El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., RODAS, M., BOTTRELL, S.H., RAISWELL, R., VELASCO, F., MAS, R. (1999): Pathways and distances of fluid flow during low-grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, 17: 339-348.
- AURELL, M., MAS, R., MELÉNDEZ, A., SALAS, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación, evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 369-396.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, G., BÁDENAS, B., RAMAJO, J. (1998): Sequence Stratigraphy of the Callovian-Tithonian (Middle-Upper Jurassic) of the Iberian basin (Noreste Spain). *Abstracts 5th International Symposium on Jurassic System*, Vancouver: 5-6.
- BÁDENAS, B. (1997): *Caracterización sedimentológica y modelización por ordenador de la rampa carbonatada kimmeridgiense en Ricla (Zaragoza): Implicaciones a escala de cuenca*. 120 p. Tesis de Licenciatura, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Inédita.
- BÁDENAS, B. (1999): *La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del Este de la Placa Ibérica*. 256 p. Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.
- BÁDENAS, B., AURELL, M. (2001): Proximal – distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, 139: 319-340.
- BÁDENAS, B., AURELL, M., MELÉNDEZ, A. (1993): Características sedimentológicas, zonación y evolución de una rampa carbonatada dominada por tormentas (Kimmeridgiense, Cordillera Ibérica Septentrional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 57-75.
- BENITO, M.I. (2001): *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagenética de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria*. 410 p. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- BENITO, M.I., LOHMANN, K.C., MAS, J.R. (2001): Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a Kimmeridgian reefal complex, North Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 380-393.
- BENKE, K., DÜRKOOP, A., ERRENST, C., MENSİK, H. (1981): Die Korallenkalke im Ober-Jura der nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Facies*, 4: 27-94.
- BRAND, U., VEIZER, J. (1980) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-I: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.

- CALVET, F., TRAVÉ, A. (1999): Geofluidos y fracturas. In: I. Armenteros, J.A. Blanco, E. Merino (eds.) *Dinámica de las interacciones entre agua y minerales en medios de baja temperatura (Meteorización, Diagénesis, Metasomatismo)*. Reunión Científica y Curso Extraordinario. Salamanca: 209-218.
- CASAS-SAINZ, A.M. (1992): El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía, monográfico*, 4. Instituto de Estudios Riojanos.
- CASQUET, C., GALINDO, C., GONZÁLEZ CASADO, J.M., ALONSO, A., MAS, R., RODAS, M., GARCÍA, E., BARRENECHEA, J.F. (1992): El metamorfismo de la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 11: 22-25.
- CHAFETZ, H.S. (1986): Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 812-817.
- CHANG, L.L.Y., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1996): *Rock-forming minerals. Volume 5b: Non-silicates: Sulphates, carbonates, phosphates and halides*. 2nd edition. 383p., Longman, Harlow.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 491-505.
- DICKSON, J.A.D., COLEMAN, M.L. (1980): Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 27: 107-118.
- DOROBK, S.L. (1987): Petrography, Geochemistry, and Origin of Burial Diagenetic Facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (Carbonate Rocks), Central Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71 (5): 492-514.
- ERRENT, C. (1990): Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 1. *Palaeontographica, A*, 214 (3-6): 121-207.
- ERRENT, C. (1991): Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 2. *Palaeontographica, A*, 215 (1-3): 1-42.
- FRIEDMAN, G.M. (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: M. Fleischer (ed.) *Data of Geochemistry Sixth Edition*. Geological Survey professional paper 440-KK, 85 p.
- FÜRSICH, F.T., WERNER, W. (1991): Palaeoecology of coralline sponge-coral meadows from the Upper Jurassic of Portugal. *Paläontologische Zeitschrift*, 65: 35-69.
- GOLDSTEIN, R.H. (1988): Paleosols of Late Pennsylvanian cyclic strata, New Mexico. *Sedimentology*, 35: 777-803.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. 343 p. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- GÓMEZ FERNÁNDEZ, J.C., MELÉNDEZ, N. (1994): Estratigrafía de la "Cuenca de Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7 (1-2): 121-139.
- GUIMERA, J., ALONSO, A., MAS, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). In: J.G. Buchanan, P.G. Buchanan (eds.) *Basin Inversion*. Geological Society, Special Publication, 88: 433-453.
- INSALACO, E. (1996): Upper Jurassic microsolenid biostromes of norther and central Europe: facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121: 169-194.

- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U., WERNER, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195-230.
- LOHMANN, K.C. (1982): Inverte J carbon and oxygen isotopic trends- criteria for shallow meteoric phreatic diagenesis. *Abstract with Programs. Annual Meeting Geological Society of America*, p. 548.
- LOHMANN, K.C. (1987): Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: N.P. James, P.W. Choquette (eds.) *Paleokarst*: 58-80. Springer-Verlag, Berlin.
- MACHEL, H.G., BURTON, E. (1991): Factors Governing Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and their Implications for Studies of Carbonate Diagenesis. In: Ch.E. Barker, O.C. Kopp (eds.) *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*. SEPM Short Course, 25: 37-58.
- MANTILLA-FIGUEROA, L.C. (1999): *El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, geoquímica, geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. 361 p. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- MARSHALL, J.F. (1983): Submarine cementation in a high-energy platform reef: One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1133-1149.
- MAS, J.R., ALONSO, A., GUIMERÁ, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 129-144.
- NOSE, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. *Profil*, 8: 1-237.
- PRICE, G.D., SELLWOOD, B.W. (1994): Paleotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110: 1-10.
- RADKE, B.M., MATHIS, R.L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1149-1168.
- SPÖTL, C., PRITMAN, J.K. (1998): Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept. In: S. Morad (ed.) *Carbonate cementation in sandstones*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 26: 437-460
- STEINEN, R.P. (1974): Phreatic and vadose diagenetic modification of Pleistocene limestone: petrographic observations from subsurface Barbados, West Indies. *American Association of Petroleum Geologists*, 58: 1008-1024.
- SUN, S.Q., WRIGHT, V.P. (1989): Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. *Sedimentary Geology*, 65: 165-181.
- TUCKER, M.E., BATHURST, R.G.C. (1990): Marine diagenesis: Modern and ancient. In: M.E. Tucker, R.G.C. Bathurst (eds.) *Carbonate diagenesis*. Reprint Series of the International Association of Sedimentologists, 1: 1-9, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- VEIZER, J., BRUCKSCHEN, P., PAWELLEK, F., DIENER, A., PODHALA, O.G., CARDEN, G.A.F., JASPER, T., KORTE, C., STRAUSS, H., AZMY, K., ALA, D. (1997): Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 159-172.
- WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E. (1991): Calcretes: An introduction. In: V.P. Wright, M.E. Tucker (eds.) *Calcretes*: 1-22, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Recibido / Received : 8/11/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02